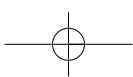
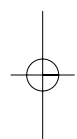
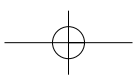


Géologie du Sahara occidental et central

Jean Fabre

MUSÉE ROYAL DE L'AFRIQUE CENTRALE – BELGIQUE

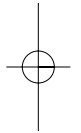
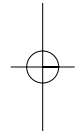
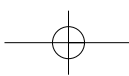




Géologie du Sahara occidental et central

Jean Fabre

MUSÉE ROYAL DE L'AFRIQUE CENTRALE – BELGIQUE



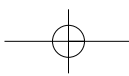
© MUSÉE ROYAL DE L'AFRIQUE CENTRALE, TERVUREN, 2005

Toute reproduction de cette publication, que ce soit par impression, photo-offset, photocopie, microfilm ou tout autre moyen, est interdite sans l'autorisation écrite préalable du Musée royal de l'Afrique centrale, Leuvensesteenweg 13, 3080 Tervuren, Belgique

ISBN 90-75894-66-x

D/2004/0254/06

ISSN 1780 - 8561



Les auteurs :

Jean Fabre, éditeur
Ex. CNRS et Université d'Alger
10, rue de Portoriche
F-75014 Paris, France

Louis Latouche (*Chap. 1 et 2*)
CNRS, Museum Histoire Naturelle, Paris

Nacereddine Kazi Tani (*Chap. 4 à 7*)
Georesources (Pau) et Université d'Oran

Alexis Moussine-Pouchkine (*Chap. 6*)
CNRS, Montpellier

Farida Aït Hamou (*Chap. 11*)
Université d'Alger

Jean-Marie Dautria (*Chap. 11*)
Université de Montpellier

Mustapha Maza (*Chap. 11*)
Université d'Alger

DEPARTEMENT GEOLOGIE EN MINERALOGIE
KONINKLIJK MUSEUM VOOR MIDDEN-AFRIKA (K.M.M.A.)

*DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE ET DE MINÉRALOGIE
MUSÉE ROYAL DE L'AFRIQUE CENTRALE (M.R.A.C.)*

Leuvensesteenweg, 13
B-3080 Tervuren (België)

☎ 32 2 769 52 11
Fax 32 2 769 56 38
E-mail : publications@africamuseum.be
<http://www.africamuseum.be/>

Composition et layout par Magda Geyskens (M.R.A.C. Tervuren)

© Musée Royal de l'Afrique Centrale

TABLE DES MATIÈRES

Préfaces (de la SONATRACH et du MRAC)	XV
Avant-Propos (de Jean Fabre, éditeur)	XIX
Abstracts	XXV
Glossaire	XXIX
Carte d'ensemble (fig. 1.1.)	XXXV
Introduction générale	1
Première partie : De la cratonisation éburnéenne à la formation du Gondwana	
Chapitre 1. – Le Précambrien du craton ouest-africain	15
1. Introduction	17
1.1. Climats, évolution des milieux	17
2. La Dorsale Regueibat	18
2.1. L'Archéen	19
2.1.1. Le Domaine archéen du Sud-Ouest	19
2.1.2. Le secteur central	21
2.1.3. Le secteur oriental	21
2.2. Le Protérozoïque inférieur	23
2.2.1. Le domaine Yetti	23
2.2.2. Séries d'Akilet Deilel et de l'Oued Souss	25
2.2.3. Le pseudo-Archéen de l'Est et les séries du Dra El Guerb	27
2.2.3. Le volcanisme Eglab	29
2.2.4. La Série du Guelb El Hadid	29
2.2.5. Le Protérozoïque inférieur de l'Ouest	31
2.2.6. Genèse et structuration éburnéennes	31
3. La dorsale de Guinée et les boutonnières de socle de part et d'autre du bassin de Taoudenni	33
3.1. L'Archéen de la Dorsale de Guinée	33
3.2. Le Protérozoïque inférieur de la Dorsale de Guinée	35
3.2.1. Affleurements	35
3.2.2. Le Protérozoïque inférieur du Ghana : Birimien et Tarkwaïen	37
3.2.2.1. Le Birimien	37
3.2.2.2. Le Tarkwaïen	38
3.2.2.3. Granitoïdes	39
3.2.3. Le Protérozoïque inférieur de l'Afrique occidentale francophone	41
3.2.3.1. Côte d'Ivoire	41
3.2.3.2. Sud Mali (Kalana)	43
3.3. Jalons intermédiaires entre les deux dorsales	45
3.3.1. Les témoins de l'Est	45
3.3.2. Les témoins de l'Ouest : Keniéba et Kayes	45
3.4. Bilan et comparaisons	47
3.4.1. L'Archéen (avant 2.5 Ga)	47
3.4.2. Protérozoïque inférieur (Eburnéen 2.5 Ga-1.6 Ga)	48

3.4.3. Protérozoïque inférieur terminal et Protérozoïque moyen	50
4. Le Néoprotérozoïque du craton ouest-africain	50
4.1. Introduction	50
4.1.1. Le concept d'Infra-Cambrien	50
4.1.2. Situation dans le temps et dans le cadre de l'Afrique de l'Ouest	51
4.2. La couverture sédimentaire cratonique d'âge Protérozoïque supérieur sur la marge méridionale du bouclier Regueibat. Comparaison avec l'Adrar Mauritanien	51
4.2.1. Groupe de Douik	51
4.2.1.1. La Formation de Glebet El Atores	55
4.2.1.2. La Formation de Chegga	55
4.2.1.3. Interprétation	55
4.2.2. Groupe du Hank = Groupe d'El Mreti pp = Groupe d'Atar pp	56
4.2.2.1. Formation des grès de base (= Foum Chor)	56
4.2.2.2. Formation Chenachane	56
4.2.2.3. Formation Oued Souss	57
4.2.2.4. Formation Mokrid	57
4.2.2.5. Formation Tilemsi	57
4.2.2.6. Formation Oglat El Betina = F. Tawaz <i>pro parte</i>	58
4.2.2.7. Bilan	58
4.2.3. Groupe de Dar Cheikh	58
4.2.3.1. Formation Dar El Cheikh	58
4.2.3.2. Formation Oglat Damrane	59
4.2.3.3. Formation de Teggeur	59
4.2.3.4. Bilan pour le groupe Dar El Chaikh - Atar supérieur	60
4.2.4. Groupe de Cheikhia = Assabet El Hassiane	60
4.3. Le Gourma et bassin de Bamako	63
4.4. Le bassin des Voltas	67
4.5. L'Anti-Atlas	69
4.6. La chaîne des Mauritanides	70
4.7. Bilan et perspectives économiques	71
4.7.1. Extension, différentes provinces et répartition des faciès	71
4.7.2. Evolution dans le temps	71
Chapitre 2. – Le Précambrien du bouclier Touareg, le Pan-Africain	73
1. Situation	75
1.1. Rappels sur l'histoire de la géologie du Hoggar	75
1.2. Rappel historique sur le cycle panafricain	75
1.3. Rappel sur la tectonique des plaques	77
2. Les clefs : les structures de l'Adrar des Iforas et de l'Air	78
2.1. L'arc magmatique du Tilemsi (Adrar des Iforas, Mali)	78
2.2. La structure de l'Air	81
2.3. L'assemblage de terranes déplacés dans le bouclier Touareg	85
3. Itinéraires à travers le Précambrien du Hoggar	88
3.1. Le domaine juvénile de Serouenout	88
3.2. Le domaine Egéré - Aleksod	88
3.2.1. L'Egéré	89
3.2.2. Les Gour Oumelalen	90
3.2.3. L'Aleskod	90
3.3. Les terranes de Laouni et d'Azrou-n-Fad	96

3.3.1. Laouni	96
3.3.2. Azrou-n-Fad	97
3.4. Le concept de Latea	100
3.5. La géologie du Hoggar central	101
3.6. Iskel	103
3.7. L'Ahnet	105
3.8. Le terrane granulitique d'In Ouzzal	105
3.8.1. Lithologie et nomenclature	105
3.8.2. Les structures pré-panafricaines	106
3.8.3. Les conditions du métamorphisme granulitique	106
3.8.4. Géochronologie	108
3.8.5. Conclusion	108
3.9. L'Ougarta en Algérie : un relai avec l'Anti-Atlas	108
3.9.1. Bled El Mass et Adrar	108
3.9.2. Sebkhet El Melah	113
3.9.3. Djebels Mana et Ben Tadjine, Oued Damrane	114
3.9.4. Ougarta Nord-Ouest	114
3.10. L'Anti-Atlas marocain	114
3.10.1. La boutonnière du Saghro	115
3.10.2. Conclusion	116

Chapitre 3. – Le Précambrien terminal - Cambrien : glaciation et enterrement d'une chaîne panafricaine 117

1. Le Cambrien, <i>pro parte</i> marin dans le Nord du Sahara	120
1.1. L'Anti-Atlas	120
1.1.1. La Série Lie-de-Vin	121
1.1.2. Les calcaires supérieurs	121
1.1.3. Le sommet du Cambrien inférieur	121
1.1.4. Le Cambrien moyen et supérieur	121
1.2. L'Ougarta	122
1.3. Le Bas Sahara	123
1.4. La Djefara libyenne et le Gargaf	125
1.5. Bilan	125
2. Le Cambrien sur le craton ouest-africain	127
2.1. Fersiga, Grizim	127
2.1.1. La formation de base, glaciaire et post-glaciaire	127
2.1.1.1. Fersiga	127
2.1.1.2. Grizim	129
2.1.1.3. Interprétation et discussion	129
2.1.2. Pérites de l'Azlaf	130
2.1.3. Grès du Kreb En Naga	130
2.2. L'Adrar mauritanien	131
2.2.1. Les niveaux glaciaires	131
2.2.2. Les silexites	132
2.2.3. Le Groupe de la Falaise d'Atar	132
2.3. Les Richat	132
3. Les molasses panafricaines au Sahara central	132
3.1. Les molasses d'épisuture	135
3.1.1. La Série Pourprée de l'Ahnet	135

3.1.1.1. Le bassin du Tanezrouft marin	135
3.1.1.2. Le bassin du Taguengant	137
3.1.1.3. Le bassin de Ouallen	137
3.1.1.4. Le bassin du Tahouhannet	139
3.1.1.5. Le bassin d'In Semmen	139
3.1.1.6. Le bassin d'Egatalis	140
3.1.1.7. Le bassin de l'Adafar- In Zize	140
3.1.2. Formations molassiques d'épisuture des Iforas : les séries d'Echaragalen et du Tiralrar	140
3.2. Les molasses de fossés intra-montagneux	140
4. Conclusions	141
4.1. Milieux de dépôt	142
4.2. Magmatisme contemporain	142
4.3. Le Cambrien d'Afrique occidentale : un test	143
4.4. Ressources minérales du Cambrien	143
4.4.1. Minéralisations précoces	143
4.4.2. Minéralisations liées aux caractères physiques des roches	144

*

* *

Deuxième partie : La première couverture de plate-forme : des plages, des glaciers, la mer

Chapitre 4. – L'Ordovicien	147
1. Introduction	149
2. A 500 Ma : une vaste transgression sur une pénéplaine	152
2.1. La surface de base de l'Ordovicien	152
2.1.1. Une surface de transgression	152
2.1.2. Forme	152
2.1.3. Genèse de la surface	153
2.2. La transgression tremadocienne et la sédimentation à l'Ordovicien inférieur	155
2.2.1. Le Sahara septentrional	155
2.2.1.1. Le Tremadoc (510 à 490 Ma)	155
2.2.1.2. Arenig (485-470 Ma)	157
2.2.2. Ougarta	159
2.2.3. Maroc (Tafilalt, Maïder) et Adrar Mauritanien	160
3. Epanchages de sables à l'Ordovicien inférieur et transition vers le nord à des faciès marins	160
3.1. Les Grès Inférieurs des Tassilis	160
3.1.1. Formation d'El Moungar (ou Unité I)	161
3.1.2. Formation de Tin Taradjeli (ou Unité II)	161
3.1.3. Formation de la Vire à Mouflons (ou Unité III.1)	163
3.1.4. Formation de la Banquette (Unité III.2)	163
3.2. Les traces organiques	165
3.3. Le milieu de sédimentation	166

3.4. Les déformations contemporaines de la sédimentation pendant le dépôt des Grès Inférieurs	167
3.5. Résumé des données sur les grès de base de la couverture	167
4. La partie moyenne de l'Ordovicien saharien (Arenig supérieur à Caradoc inférieur)	169
4.1. La formation d'In Tahouite (Iraouène ou Unité III/3)	171
4.2. Bled El Mass	173
4.3. Ougarta, Anti-Atlas	173
4.4. Sahara septentrional	174
4.5. Le domaine oriental, du Tihemboka vers le Tibesti et la Djefara tunisienne et libyenne	174
4.6. Résumé et conclusions	175
5. Déformations et glaciation à l'Ordovicien supérieur	176
5.1. Les déformations	176
5.1.1. Dômes et bassins, horsts et sillons	177
5.1.2. Failles et plis	177
5.2. La glaciation de l'Ordovicien supérieur	181
5.2.1. La pénéplaine pré-glaciaire : son modelé et sa genèse	184
5.2.2. Les sédiments de la Formation de Tamadjert (ou Felar-Felar)	185
5.2.3. La tectonique glaciaire ou Glaciotectonique	193
5.2.4. Paléogéographie et conclusions	193
6. Considération générales	199
Chapitre 5. – Le Silurien	201
1. Introduction	203
2. Le Silurien sur la marge des boucliers Touareg et Tebbou	207
2.1. Le Silurien inférieur (Llandovery, Tarannon, 435 à 430 Ma)	208
2.2. Le Silurien moyen et supérieur (Wenlock-Ludlow-Pridoli = 430 à 410 Ma)	211
3. Le Silurien d'Ougarta, du Maroc et du Sahara septentrional	213
3.1. Le Silurien de l'Ougarta	213
3.2. Extension vers le Djebel Hèche	215
3.3. Maroc	215
3.4. Bassin du Grand Erg Occidental	215
4. Le Silurien du Sahara occidental	215
5. Bassin de Ghadames-Berkine	217
6. Bilan et questions	219
Chapitre 6. – Le Dévonien	227
1. Introduction	227
2. Le Sahara au Dévonien inférieur	231
2.1. Saoura - Ougarta - Tafilalt	231
2.2. Le Dévonien inférieur autour du bouclier Touareg	233
2.2.1. Le Dévonien inférieur dans l'Ahnet et les Ajjers	235
2.2.2. Le Dévonien inférieur des Iullemedden	239
2.2.3. Mode d'épandage des grès des Tassilis Externes	241
2.3. Libye et Bas Sahara	245

2.3.1. Le Dévonien inférieur du bassin de Mourzouk	245
2.3.2. Fezzan et bassin d'Illizi	245
2.3.3. Le bassin de Ghadamès-Berkine	247
2.4. Le Dévonien inférieur du Sahara occidental	247
2.4.1. Sur le flanc nord de la synclise de Tindouf	247
2.4.2. En bordure de la Dorsale Regueibat	249
3. De la transgression emsienne à la fin du Dévonien	254
3.1. Ougarta et Saoura	255
3.1.1. Emsien	255
3.1.2. Dévonien moyen	255
3.1.3. Dévonien supérieur	259
3.2. Le Dévonien au Nord de l'Ougarta	263
3.2.1. Ben Zireg	263
3.2.2. Tafilalt et Maïder	263
3.3. Autour du bouclier Touareg	267
3.3.1. Dans l'Ahnet et le Mouydir	267
3.3.1.1. Une double transgression et des «récifs»	267
3.3.1.2. Le Givétien	270
3.3.1.3. Le Dévonien supérieur de l'Ahnet et du Mouydir	273
3.3.2. Dans les Ajjers (bassin d'Illizi)	277
3.3.3. Au Sud et au Sud-Est du bouclier Touareg	279
3.4. Libye et Bas Sahara	281
3.5. Le Sahara occidental : synclises de Tindouf et de Taoudenni	284
3.5.1. Vallée du Dra	284
3.5.2. Sud Tindouf	285
3.5.3. Le Dévonien de la synclise de Taoudenni (Mali)	287
3.5.4. Au Sud de la Dorsale Guinéenne	288
4. Conclusions	289
4.1. Milieux de dépôt	289
4.2. Déformations «calédoniennes»	292
4.3. Tectoniques au Dévonien supérieur	293
4.4. Magmatisme	294
Chapitre 7. – Le Permo-Carbonifère	295
1. Introduction	299
2. Le Permo-Carbonifère de la région de Bechar	301
2.1. Le Carbonifère inférieur	304
2.1.1. Le Tournaisien	304
2.1.2. Le Viséen et le Namurien inférieur	304
2.1.3. Le Carbonifère inférieur de Ben Zireg	308
2.1.4. Bilan de l'étude du Carbonifère inférieur de Bechar	309
2.2. Le Carbonifère supérieur	310
2.2.1. La «Série des calcaires du Djebel Bechar»	310
2.2.2. Le Kenadzien	313
2.2.3. Le Houiller	315
2.3. Les formations rouges du Paléozoïque	318
2.3.1. La Formation inférieure (Autunien <i>pro parte</i>)	318
2.3.2. La Formation supérieure	319

3. Le Permo-Carbonifère du Sahara central	321
3.1. Bassins d'Illizi, du Zaghir et du Djado	321
3.1.1. La Formation d'Issendjel	321
3.1.2. La Formation d'Assekaïfaf	324
3.1.3. La Formation d'Oubarakat	325
3.1.4. La Formation d'El Adeb Larache	326
3.1.5. Les Formations de Tiguentourine	326
3.1.5.1. La Formation inférieure	326
3.1.5.2. La Formation supérieure	327
3.1.6. Le Permo-Carbonifère de Tunisie, de Libye et du Djado	329
3.2. Le Permo-Carbonifère du bassin des Iullemedden	330
3.2.1. L'Ensemble inférieur : Terada	331
3.2.2. L'Ensemble moyen : Tagora	335
3.2.3. L'Ensemble supérieur, ou «Série d'Izegouandane»	337
4. Le Permo-Carbonifère du Sahara occidental : Tindouf, Erg Chech, Timimoun, Taoudenni	339
4.1. Le Carbonifère de Tindouf	339
4.1.1. Jbel Tazout et Betaina : de la fin du Dévonien au Viséen supérieur	339
4.1.2. La Série du Djebel Ouarkziz	341
4.1.3. Formation du Djebel Reouina (Namurien)	342
4.1.4. Formation du Merkala	343
4.2. Le Carbonifère de l'Erg Chech, du Gourara et du Mouydir	343
4.2.1. Le Carbonifère de l'Erg Chech	346
4.2.2. Le Carbonifère de Timimoun (Gourara, Ahnet, Mouydir)	347
4.3. Le Carbonifère de Taoudenni	349
4.3.1. Le Carbonifère marin	350
4.3.1.1. Formations détritiques inférieures, Aïb Allah et Bir En Nahara	350
4.3.1.2. Les formations carbonatées Safia et Haricha	351
4.3.2. Le Carbonifère continental	353
4.3.2.1. La Formation Hammou Salah	353
4.3.2.2. La Formation Jakania	355
4.3.2.3. Les couches terminales probablement post-paléozoïques	356
5. Paléogéographie, déformations varisques	356
5.1. Paléogéographie	356
5.2. Déformations varisques	357

*

* *

Troisième partie : La seconde couverture de plate-forme 361

Chapitre 8. – Le Mésozoïque 363

1. Introduction 365

2. Pénéplation, sédimentation et magmatisme au Trias et au Jurassique 367

2.1. Les surfaces d'érosion d'âge Trias-Jurassique au Sahara central et occidental 369

2.1.1. La surface anté-triasique 369

2.1.2. La surface polygénique anté-Crétacé 369

2.2. Trias et Jurassique au Sahara	371
2.2.1. Le Trias dans les sondages	372
2.2.1.1. Le Trias gréseux	372
2.2.1.2. Le Salifère	373
2.2.2. Le Jurassique	375
2.2.2.1. Le Lias-Dogger inférieur	379
2.2.2.2. Le Bathonien	381
2.2.2.3. Callovien-Oxfordien – Kimméridgien (<i>pro parte</i>)	383
2.2.2.4. Jurassique supérieur – Crétacé inférieur	383
2.3. Le Sahara occidental : absence de Trias et de Jurassique	384
3. Le Crétacé inférieur : épandages détritiques et évolution des faciès	384
3.1. Le continental intercalaire du Gourara et du Tademaït	385
3.1.1. Formation inférieure	385
3.1.2. Les couches de Samani	386
3.2. Le continental intercalaire du Touat	387
3.3. Reliques du continental intercalaire dans le bouclier Touareg	387
3.4. Le continental intercalaire du Tanezrouft	387
3.5. Le continental intercalaire du Sud-Est marocain	390
3.6. Le Crétacé inférieur de Tripolitaine	391
3.7. Le Crétacé inférieur dans les sondages du nord Sahara	391
3.7.1. Néocomien (=Berriasien+Hauterivien+Valanginien : 135 à 116 Ma)	391
3.7.2. Le Barrémien (116 - 114 Ma)	391
3.7.3. L'Aptien (114 - 108 Ma)	393
3.7.4. L'Albien (108 à 96 Ma)	393
3.8. Le Crétacé inférieur au Sahara méridional	393
3.9. Le continental intercalaire du Sahara occidental	396
3.10. Bilan sur le Crétacé inférieur	397
4. Les dernières grandes transgressions marines au Crétacé supérieur	398
4.1. Le Crétacé supérieur du Sud du Tademaït : la coupe d'Aïn El Hadjaj	399
4.1.1. Le Cénomaniens et le Turonien	399
4.1.2. Le Sénonien argilo-gréseux	401
4.1.3. Les derniers sédiments marins : Campanien-Maastrichtien et Paléogène	401
4.1.4. Bilan	404
4.2. Le Crétacé supérieur et le début du Paléogène dans le Bas Sahara	404
4.2.1. Le Cénomaniens argileux	404
4.2.2. Le Cénomaniens supérieur et le Turonien	404
4.2.3. Le Sénonien lagunaire	404
4.2.4. Maastrichtien-Paléogène inférieur	406
4.3. Le Crétacé supérieur de Bechar et de la Daoura	406
4.3.1. Djorf Torba et Nord de Béchar	406
4.3.2. Des Kem-Kem à la Daoura	406
4.4. Migration du Golfe Nigérien au Crétacé supérieur	409
4.5. Le Crétacé du Tanezrouft	411
4.6. Le Crétacé du Tilemsi	413
4.7. Bilan	414
5. Conclusions	414
Chapitre 9. – Le Cénozoïque	417
1. Introduction	419

2. Le Cénozoïque du Sahara central	420
2.1. Le Paléogène	420
2.1.1. Paléocène et Eocène marins	420
2.1.2. Eocène supérieur et Oligocène	421
2.2. Le Néogène	421
3. Le Cénozoïque du Sahara occidental	421
3.1. Le Paléogène	424
3.1.1. Les Hammadas du Sahara nord-occidental	424
3.1.2. Paléogène de Taoudenni, de la Majâbat Al Koubrâ et du Ghallaman	429
3.1.3. Paléogène du Tanezrouft et du Tilemsi	430
3.2. Le Néogène	431
3.2.1. Continental terminal du Sahara occidental	431
3.2.2. Ferricrètes	431
3.2.3. Calcrètes	431
3.2.4. Silcrètes	432
4. Sculpture du relief actuel au Sahara occidental	432
5. Bilan	432
Chapitre 10. – Les temps modernes : le Plio-Quaternaire (sculpture, peinture et saupoudrage)	433
1. Introduction	435
2. Le Plio-Quaternaire de quelques sites sahariens	443
2.1. Le Plio-Quaternaire de la Saoura (Sahara nord-occidental)	443
2.1.1. Pléistocène inférieur : Aïdien, Mazzerien, Taourirtien (Plio-Villafranchien et Villafranchien supérieur)	443
2.1.2. Le Pléistocène moyen (700.000a BP à 120.000a BP) (Ougartien)	445
2.1.3. Le Pléistocène supérieur (120.000a BP à 10.000a BP) (Saourien)	447
2.1.4. L'Holocène (Guirien)	447
2.2. Le Bas Sahara	449
2.3. Le Shati	453
2.4. Le Tchad	455
2.5. Le Massif Central Saharien	459
2.5.1. Le relief. Pluviométrie	459
2.5.2. Le cadre géologique	459
2.5.3. Sédimentation et morphogenèse	461
2.5.4. L'occupation humaine à l'Holocène	465
2.5.5. Bilan	465
2.6. Paradoxe ou enregistreur parfait ? La cuvette de Taoudenni (Mali)	465
2.6.1. Les salines d'Agorgott	468
2.6.2. Les lacs gypseux	469
2.6.3. Le lac carbonaté de Haïjad	471
2.6.4. Les témoins plus anciens	473
2.7. Le Plio-Quaternaire en Mauritanie occidentale	477
2.7.1. Le Plio-Pléistocène	477
2.7.2. Le Pléistocène moyen : Aioudjien-Aguerguerien	478
2.7.3. Le Pléistocène supérieur : transgression de l'Inchirien et dunes de l'Ogolien	478
2.7.4. L'Holocène	479
3. Synthèses et conclusions	480

3.1. Néotectonique	480
3.1.1. La surrection des Atlas et les bombements de l'Ouest saharien	481
3.1.2. La surrection des massifs centraux sahariens	482
3.1.3. Les bassins subsidents	482
3.1.4. Les rejeux de failles	482
3.1.5. Conséquences de la néotectonique sur la géologie du Quaternaire saharien	483
3.2. Bilan matériel : apports et départs	483
3.2.1. Apports	483
3.2.2. Modifications du matériel indigène et pédogenèses	484
3.2.3. Départs	485
3.3. Variations climatiques et conséquences humaines	488
3.4. Spécificité du Quaternaire saharien	490
Chapitre 11. – Le magmatisme récent du Sahara Algérien	493
1. Le volcanisme néogène et quaternaire de l'Ahaggar	495
1.1. Présentation générale et distribution géographique du volcanisme	495
1.1.1. Le Sud-Amadghor	496
1.1.2. Le district du Nord-Anahéf (ou district de Serouenout)	506
1.1.3. L'Atakor	506
1.1.4. La Tahalgha	507
1.1.5. Le Manzaz, l'Eggeré et l'Adrar-n-Ajjer	508
1.2. Pétrologie des laves et de leurs enclaves	509
1.2.1. Les laves basaltiques	509
1.2.2. Les laves différenciées	512
1.3. Pétrologie des enclaves	513
1.3.1. Les enclaves de croûte inférieure	513
1.3.2. Les enclaves de manteau lithosphérique	513
1.4. Origine du bombement et contrôle du volcanisme	514
1.4.1. Les données topographiques et structurales	514
1.4.2. Les données géophysiques	515
1.5. Evolution spatio-temporelle du magmatisme à l'échelle du bombement	517
1.6. Des modèles possibles pour l'Ahaggar	519
1.6.1. L'hypothèse d'un «point chaud» d'âge Eocène aujourd'hui inactif	519
1.6.2. L'hypothèse d'une «cellule convective» à la limite de deux lithosphères d'épaisseurs très différentes	521
1.6.3. L'hypothèse de la réactivation d'accidents anciens et de la délamination lithosphérique linéaire	523
2. Le volcanisme plio-quaternaire d'In Teria (Région d'Illizi)	523
*	
* *	
Références bibliographiques	527-564
Index	565-572

PRÉFACE I

Le Sahara, terre d'accueil, d'échanges et de convoitises, a de tout temps émerveillé l'Homme. Lieu de réflexion et de confrontation d'idées, cette région fascinante a toujours été attrayante pour de nombreux scientifiques. Dans cette optique, ces immenses affleurements géologiques offrent aux géoscientifiques un magnifique pôle d'observations et de réflexions où de nombreuses questions ont trouvé des éléments de réponses même si de nos jours d'autres restent encore posées et continuent de susciter un intérêt scientifique et économique.

De nombreux ouvrages ont été alors consacrés à cette région. Qui des explorateurs, ingénieurs, étudiants ou passionnés des géosciences n'a consacré du temps pour lire et s'instruire sur la géologie du Sahara ? Les écrits de Jean Fabre sur cette région décrivant les aspects géologiques ont été très nombreux et le lecteur a toujours su trouver la curiosité recherchée.

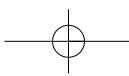
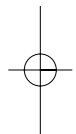
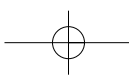
Cet ouvrage, ô combien riche en informations et en enseignements, est le fruit d'une passion pour une région du Monde comme le Sahara, d'un travail laborieux, d'une vie dans laquelle l'auteur a passé beaucoup de temps à réfléchir, à répondre aux nombreuses questions, à la faire connaître et la faire aimer. On peut comprendre à travers sa lecture l'histoire géologique de la Terre en remontant le temps depuis le Protérozoïque à l'Actuel.

L'auteur, toujours passionné par cette belle et riche région du Monde, a su donner dans cet ouvrage à travers sa lecture une source d'inspiration à la géologie saharienne, à l'Afrique et à l'histoire tectonique de la Terre.

Ainsi, Monsieur Fabre restera toujours cet ami fidèle de ce musée à ciel ouvert qu'est le Sahara qu'il a crapahuté du Nord au Sud et d'Est en Ouest, cheveux en l'air ou barbe blanche, rien n'a changé dans la démarche du géologue et encore moins dans la passion du fidèle. Quand nous évoquions en 1992 la revisite de ce manuel de géologie saharienne, avec feu A. Boudjamâa, je savais qu'il avait déjà commencé à en asseoir les premières bases et que, pratiquement, ce livre était déjà écrit dans sa tête. Je n'ai pas eu le courage d'en préparer la partie géophysique ainsi que tu me l'as demandé, Jean, mais toi, tu l'as déjà écrite dans tous ses compartiments et nul ne peut être meilleur saharien que toi.

SONATRACH, par le biais de la Division Exploration, rend un vibrant hommage à l'auteur et c'est avec un immense plaisir qu'elle a contribué à l'édition de cet ouvrage qui restera un document de référence et de valeur.

D. Takherist



PRÉFACE II

Jean Fabre est Européen et Saharien. C'est ainsi qu'il est perçu sur les deux rives de la Méditerranée. De famille languedocienne, mais né en 1925 à Lille où son père était pasteur dans le bassin minier, il a passé sa jeunesse dans cette grande ville flamande, tout en se nourrissant abondamment à ses racines du sud de la France. Il passait là-bas ses vacances dans la maison familiale à Nîmes, une bâtisse du 16^{ième} siècle dans un parc peuplé d'oliviers, construite par une branche italienne de sa famille, les Loubachini. Ce nom a disparu de la région à la révocation de l'Édit de Nantes quand, par ordre de Louis XIV, tous les mâles de cette famille, sauf un petit garçon, furent envoyés aux galères ou au bûcher par les tribunaux de Montpellier. Une grande partie de la famille de Jean Fabre a alors émigré vers la Suisse, le Danemark, la Hollande et l'Angleterre. Son arrière grand-mère, qui avait passé toute sa jeunesse à Londres, a importé dans le Nîmois des manières d'être typiquement «British». Avec une telle histoire, comment Jean Fabre aurait-il pu ne pas se sentir Européen dans l'âme? Comment aurait-il pu «être né quelque part» et y rester? Comment sa vie aurait-elle pu s'insérer dans un moule commun?

Après une licence en sciences à l'Université de Lille, couronnée du Prix de Licence de la Faculté des Sciences, Jean Fabre, entame une carrière d'ingénieur géologue au Bureau de Recherches Géologiques et Géophysiques (BRGG). Il s'y consacre de 1947 à 1958 à l'étude de la Zone Houillère de Maurienne et Tarentaise dans les Alpes, sur laquelle il soutiendra en 1958 à Paris une Thèse d'État honorée du Prix Joseph Labbé de l'Académie des Sciences et du Prix Pierre Pruvost de la Société Géologique de France. Grâce à Pierre Pruvost, qui fut son premier maître, il développe un grand sens de l'observation et une faculté de représenter par le dessin les objets géologiques. Il sera par ailleurs toujours intransigeant dans la rigueur du raisonnement sous une expression écrite très agréable et souvent fleurie. François Ellenberger et Jean Goguel, chacun à leur manière, lui montrent pendant sa thèse l'importance de l'approche pluridisciplinaire en l'initiant à la géologie structurale et à la géophysique, une approche qui ne le quittera plus et dont témoigne le présent livre.

La vie de Jean Fabre prend un tournant quand en 1959 il entre au CNRS et est détaché à la Faculté des Sciences d'Alger. Nommé chargé de cours de Géologie Historique et de Géologie appliquée en 1964, il y reste jusqu'en 1972. De 1959 à 1974, il est également le sous-directeur du Centre de Recherches Sahariennes / Centre de Recherches sur les Zones Arides et responsable de l'activité scientifique de la station de la jolie oasis de Béni Abbès dans la Saoura, centre scientifique toujours en activité actuellement. Cette responsabilité, confiée par Nicolas Menchikoff (Jean Fabre devint un nouvel «Ouled Ben Chikouf» – fils de Menchikoff – pour la population de la Saoura), lui ouvre les portes du Sahara où il rêvait d'aller depuis sa lecture à l'âge de 13 ans de «Méharées» de Théodore Monod. Il accompagnera ce dernier à la fin de sa vie dans ses pérégrinations mauritaniennes, extraordinaire aboutissement!

Pendant ces années algériennes, il travaille essentiellement dans les terrains sédimentaires phanérozoïques sahariens, en particulier ceux du Permo-Carbonifère de Béchar à Regane. Jamais il ne se départit de son approche globale et il devient rapidement un grand spécialiste reconnu de la géologie algérienne. Il publie en 1976 un ouvrage de plus de 400 pages intitulé «Introduction à la géologie du Sahara algérien» accompagné d'une carte synthétique de la géologie de l'Afrique de l'Ouest dont les 5000 exemplaires furent épuisés rapidement.

En 1972, il rentre en France au Centre Géologique et Géophysique de Montpellier qu'il quitte en 1982 pour l'Université de Grenoble jusqu'à sa retraite officielle, qui n'a guère affecté son activité géologique. A Montpellier, il fut l'un des leaders du grand programme géologique sur l'Adrar des Iforas, toujours au Sahara mais dans le nord du Mali cette fois. Il en étudia en particulier les séries sédimentaires précambriennes et, avec Russell Black, les granitoïdes de cette région quasi inconnue à l'époque. Il fut le maître d'œuvre en 1982 de la carte géologique au 1/500.000ième de cette région touarègue et de sa notice explicative. Il publia également en 1983, un autre volume intitulé «Afrique de l'Ouest: introduction géologique et termes stratigraphiques». Il est l'auteur de nombreuses publications, souvent à caractère synthétique, dans des revues internationales. Ces vingt dernières années, il n'a cessé de parcourir le Sahara algérien et mauritanien en encourageant ses jeunes collègues, surtout algériens, à trouver les moyens de faire de la bonne géologie.

Par sa gentillesse, son humanité et son désir de relations vraies dans un respect mutuel, Jean Fabre s'est toujours parfaitement intégré dans les régions où il a vécu et travaillé, que ce soit au Sahara, où il est considéré comme d'abord Saharien ou dans les Alpes, où ce Languedocien de Lille est devenu maire de son village d'adoption.

Quand j'ai rencontré Jean Fabre en 1980, j'ai été frappé par son abord aisé, sa grande modestie malgré ses connaissances encyclopédiques, son enthousiasme dès qu'il était question de géologie saharienne et la manière extraordinaire qu'il avait, sans en voir l'air, de motiver son interlocuteur à y faire progresser les connaissances. En contrepartie, Jean Fabre était intransigeant sur la rigueur intellectuelle, l'honnêteté et la clarté des propos. Toutes mes rencontres et mes discussions avec lui ont été non seulement extrêmement productives mais tellement agréables. Au Sahara central et occidental, Jean Fabre est considéré comme un père bienveillant par les géologues sahariens, qu'ils soient africains ou européens. C'est donc avec un plaisir non dissimulé que je lui ai proposé de faire publier son œuvre magistrale au Musée Royal de l'Afrique Centrale. De son côté il m'a dit sa satisfaction d'être édité par une Institution scientifique centenaire du cœur de l'Europe tournée entièrement vers l'Afrique. Mes collègues, Magda Geyskens et Jacques Delhal m'ont souvent dit leur plaisir à travailler à la mise en page et à l'édition de cette somme scientifique remarquable par son apport, par sa présentation et par la personnalité de son auteur. Je suis certain que les lecteurs comprendront.

Jean-Paul Liégeois
Chef de Section MRAC, Tervuren

AVANT-PROPOS

En 1976, la SNED publiait une «Introduction à la Géologie du Sahara algérien». Seul parut le volume consacré à la couverture sédimentaire phanérozoïque, l'auteur chargé des socles n'ayant pu assumer sa tâche. Une carte géologique au 1/5.000.000 du Nord-Ouest de l'Afrique (SNED, 1978) l'accompagnait, mais seulement une petite partie des 5.000 exemplaires fut diffusée. Cet ouvrage prolongeait un enseignement donné à l'Université d'Alger de 1964 à 1972. Il visait à donner aux jeunes géologues algériens un aperçu des travaux accomplis au Sahara, des recherches en cours, des jalons bibliographiques et des exemples de terrain.

Le présent ouvrage couvre une aire plus vaste, de la Libye et du Tchad jusqu'à la Mauritanie, et vers le Sud, jusqu'au Niger et au bouclier guinéen, un domaine immense (3 000 km sur 2 500 km), partagé par le hasard entre une dizaine de pays riverains du Sahara. Il comporte cette fois une étude des socles et des séries sédimentaires précambriennes, un développement sur le Quaternaire et un nouveau chapitre sur le magmatisme récent.

Les auteurs

Dans la première partie de cet ouvrage, les socles précambriens ont été traités par L. Latouche, avec, pour le socle de l'Ouest-Africain (Chap. 1), la participation de J. Fabre pour les exemples de terrain, et la contribution de A. Moussine-Pouchkine pour les séries sédimentaires du Protérozoïque supérieur.

Dans la seconde et la troisième partie portant sur les couvertures sédimentaires du Sahara, les textes, rédigés par J. Fabre, ont été amendés et enrichis par A. Moussine-Pouchkine (Chap. 3 et 4), et par N. Kazi-Tani (Chap. 4 à 10). Ce dernier a fait évoluer les interprétations, par l'introduction systématique de l'eustatisme.

Autant que possible on a préféré au lieu de paraphrases donner des citations (*en italique*) des auteurs et collaborateurs, dans le souci ce faisant, de ne pas trahir leur pensée et de mieux leur rendre justice. Le dernier Chapitre (11) sur le magmatisme récent du Sahara central est l'œuvre de J.-M. Dautria, F. Aït Hamou et M. Maza.

Les approches

Ce domaine offre, bien sûr, une grande diversité de terrains, et de problèmes posés à la Recherche, tant fondamentale qu'économique, par exemple sur les zones

profondes, leurs minéralisations, le dépôt et l'évolution des sédiments en fonction des variations du niveau de la mer et des climats, ou encore sur la morphologie du Désert qui en reflète les récentes fluctuations. Il exige des approches et des méthodes trop variées pour être maîtrisées par un seul et implique une **Géologie plurielle**. On savait, avec L. Glangeaud, que les synthèses géodynamiques naissent de la convergence de plusieurs disciplines.

Les hypothèses, théories et modèles

Aujourd'hui une masse de données, fournies par le terrain, la télédétection, la géophysique, les analyses de laboratoire, est disponible. Mais une partie seulement est inventoriée, et une moindre encore est utilisée et digérée pour élaborer des hypothèses ou des modèles. Toutes nos interprétations peuvent être donc modifiées. Il n'y a en effet de Science que ce qui peut être contesté. Et N. Kazi-Tani ajoute : *une théorie n'est scientifique que dans la mesure où elle est réfutable disait Karl Popper*. Si cela n'est pas, c'est qu'inconsciemment on est passé dans le Domaine du **Croire** qui est un autre espace de l'intelligence et de l'affectivité.

«Commonly the notions, concepts and hypotheses control the selection of facts recorded by the observers. They are nets retaining some features as useful, letting pass others as no immediate interest. The history of geology shows that a conceptual development in one sector is generally followed by a harvest of observations, since many geologists can only see what they are asked to record by their conceptual outfit» (C.E. Wegmann, 1963). Le géologue va chercher à accorder ce qu'il voit avec ce qu'il connaît. Il cherche une explication rationnelle qui sera son hypothèse de travail; celle-ci devra être confrontée à d'autres faits. C'est ainsi que l'on ouvrira la voie à d'autres découvertes, en se rappelant que *«The conviction that one's own hypothesis is right is frequently the mark of one who is poorly informed about alternative»* (H.G. Reading, 1977).

Le danger est alors dans le critère de vraisemblance. L'histoire de la géologie montre dans quelles impasses il a pu conduire des esprit distingués. Que l'on pense par exemple à la négation des charriages au XIXe siècle en France (la querelle de Petit-Cœur), ou en 1952 sur la carte géologique d'Algérie, ou encore au refus de la dérive des continents et aux interprétations comiques qu'il suscita, comme les «ponts continentaux» en plein milieu du XXe siècle ! Il y a 2400 ans déjà, alors qu'il s'agissait de la recherche de la vérité dans la gestion de la Ville, Platon faisait dire à Phèdre : *«J'ai entendu dire, ..mon cher Socrate, qu'il n'était pas nécessaire au futur orateur, de connaître ce qui est réellement juste, mais ce qui semble juste à la multitude...ni ce qui est réellement bon et beau, mais ce qui paraîtra tel; car c'est de la vraisemblance, non de la Vérité, que sort la persuasion»*. Socrate, comme d'autres, paya de sa vie cette exigence de vérité qui seule, pourtant, offre des bases saines à toute recherche.

Les modèles sont des simplifications idéalisées qui peuvent se concevoir à diverses échelles. Il est fructueux d'en confronter plusieurs en se rappelant qu'ils sont provisoires. A ce stade, les anomalies, même minimales (ce qui ne «marche pas»), loin d'être gênantes et à passer sous silence, doivent être mises en pleine lumière. Ce sont elles qui suscitent de nouvelles hypothèses, et souvent des découvertes. L'évolution récente de la théorie des plaques est significative.

Une théorie scientifique coordonne un certain nombre d'hypothèses; elle doit être cohérente avec tous les faits observés à toutes les échelles et dans toutes les disciplines concernées. Par exemple, s'agissant de formations sédimentaires, les données de la pétrologie, des faciès, de la sédimentologie, doivent être envisagées du point de vue local (chronologie relative, paléoécologie) mais aussi replacées dans le cadre plus vaste des variations du niveau des mers, des climats, des mouvements de la croûte, eux-mêmes reliés à un événement magmatique et/ou tectonique plus ou moins éloigné. On tentera de suivre cette démarche.

Mais les phénomènes se présentent toujours **incomplets**. Par exemple, dans un domaine cratonique comme celui du Sahara, les formations sédimentaires ne représentent qu'une petite partie du temps qu'elles sont censées figurer. Telle couche de grès a pu se sédimenter en quelques heures, et plusieurs mois, plusieurs années ou plusieurs siècles se sont écoulés entre son dépôt et celui de la couche suivante. Il en est de même pour les séries magmatiques. Par exemple, on date par les isotopes un granite subvolcanique mais on ne connaît pas les laves qui s'épanchaient en surface au moment de sa mise en place dans la croûte. Quel est alors l'âge des sédiments sans fossiles qui sont venus reposer dessus ? Un exemple que l'on décrira montre que l'on peut faire une erreur de plusieurs dizaines de millions d'années.

Quelle est la **durée** d'un événement comme la formation d'une chaîne de montagnes, son abrasion, ou la mise en place d'un granite ou encore d'une transgression ou d'une glaciation ? Le Sahara offre des exemples où de telles estimations peuvent être faites.

De nombreux artefacts s'insinuent dans les résultats chiffrés des disciplines expérimentales (géophysique, physique de l'atmosphère, géochimie etc.). Les modèles doivent donc être contrôlés sur le terrain, c'est-à-dire par les données non filtrées qui jouent comme contraintes des modèles possibles. Par exemple, il est indispensable de situer les événements tectoniques, magmatiques, sédimentaires dans le cadre de la tectonique globale. Mais l'incertitude est grande sur la position des plaques et celle des pôles avant 250-280 Ma. Les différentes disciplines n'avancent pas toutes du même pas.

Enfin, la première des sources d'erreur du géologue est sans doute celle des **échelles d'espace et de temps** aux différents niveaux d'observation. Louis Glangeaud, en esquissant les fondements de sa méthodologie scalaire a attiré,

souvent en vain, l'attention des chercheurs sur ce point. De l'échelle microscopique à celle des roches que nous observons le nez sur l'affleurement et, de là, à celle des ensembles pluri-kilométriques, on ne peut transposer sans précautions. *«Cela est surtout vrai pour les phénomènes périodiques (ex. eustatisme) où les différents ordres qui interfèrent représentent autant d'univers parallèles. Mais il existe d'autres phénomènes (tectoniques par exemple) où il y a une cohérence totale entre micro et mégastructures : cohérence du champ de contraintes à l'échelle des millions de km² et à l'échelle de l'épaisseur de la croûte»* (N. Kazi-Tani)...s'il s'agit, bien sûr, du même événement ! car les petites structures d'une roche, créées à l'Archéen, ne sont pas transposables dans des structures dues aux événements tectoniques ultérieurs qui ont pu l'affecter, vers 2 Ga, 600 Ma ou 300 Ma, alors que les champs de contraintes comme aussi la porosité, la minéralogie, la plasticité de cette roche ont changé.

Les formations sédimentaires nous apprennent que chaque ordre de grandeur a ses lois physiques et ses dimensions dans l'espace et le temps. Les figures de l'ordre du centimètre, du mètre ou du décamètre sont l'effet de la dynamique locale, éolienne ou hydrique du dépôt. La direction du chenal, mesurée sur quelques centaines de mètres, sera aléatoire. Par contre, elle sera significative si elle est répétée sur plusieurs dizaines ou centaines de kilomètres. On est passé alors à l'échelle de la Paléogéographie.

L'étude du sédiment détritique peut renseigner sur les conditions locales mais aussi sur les terres d'origine et le climat. On pourra tenter de reconstituer les courants aériens ou marins en fonction de la latitude, de la forme et la répartition des continents et des océans. Mais les sédiments marins peuvent donner des surprises. Vous partez par exemple du Natal, en Afrique australe. L'océan indien, chaud, infesté de requins, lèche une côte à palétuviers tandis que des fougères arborescentes poussent sur les pentes. On est sous le Tropique du Capricorne; c'est normal. Suivons maintenant ce Tropique vers l'Ouest, en traversant le continent jusqu'en Namibie, face à l'océan Atlantique. Ce n'est pas bien loin : deux jours de route au plus. Le rivage est baigné par le courant de Benguela qui vient de l'océan Antarctique. Les squelettes d'une faune froide (baleines, otaries, poissons) jonchent la grève et des flotilles de chalutiers se profilent à l'horizon.

Quand on remonte dans le temps, le **Principe d'Uniformitarisme**, c'est à dire, en bref, la similitude des phénomènes anciens avec les phénomènes actuels est riche d'enseignement mais doit être pondéré. Avant 2,5 Ga, comment s'altéraient les roches sous une atmosphère pauvre en oxygène ? Quel pouvait être le climat sur les terres émergées lorsque celles-ci ne portaient pas de buissons ou de forêts capables de freiner le vent et d'empêcher l'ablation des sols ? Ou quels étaient les courants, marins ou aériens, lorsque la répartition des continents n'était pas celle que nous connaissons ?

Des météorologistes peuvent proposer des modèles lorsqu'ils disposent d'assez de données de terrain et d'ordinateurs puissants. Mais aujourd'hui, nous disent-ils, ces modèles sont encore trop peu «contraints» par des faits d'observation précis qu'il nous appartient de leur apporter.

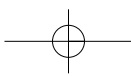
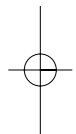
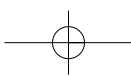
Les apports et participations

Bien des données ont été acquises au cours de missions organisées par l'Université d'Alger puis par l'ONIG (S. Guerrak) devenu le Service Géologique de l'Algérie, par l'EREM et la SONATRACH, dans le cadre du Projet algéro-français 90 MI 01, par le PARSEM en Mauritanie, et par le CNRS de Paris, Béni-Abbès et Marseille (Laboratoire du Quaternaire). On retiendra, à ce propos, entre bien d'autres, les noms de H. Sloughi, R. Haddad puis ceux de B. Touhari, de la Recherche minière, et de A. Attar, A. Boudjema, D. Takherist et Kh. Boumendjel dans le domaine pétrolier, de B. Lamarche en Mauritanie, et de N. Petit-Maire à Marseille.

Cet ouvrage doit beaucoup aux collègues qui, patiemment, m'ont informé, corrigé, conseillé, communiqué des textes publiés ou inédits : Marie Legrand-Blain, Russell Black, Renaud Caby, Dominique Massa et ceux qui, à l'occasion de *colloques de Géologie Africaine* ou du *Journal of African Earth Sciences*, m'ont permis, tout au long, de situer nos recherches dans l'espace gondwanien. Outre R. Black, déjà nommé, et également auteur des aquarelles et de bien des croquis illustrant ce volume, il faut au moins citer P. Bowden, E. Klitzsch, H. Schandelmeier, J.-P. Liégeois, J.-P. Bassot, et en particulier C. Mermilliod qui a contribué à la confection du manuscrit, textes et figures, au fur et à mesure de son élaboration. Le professeur M. Durand Delga, de l'Académie des Sciences, excellent connaisseur des deux rives de la Méditerranée, a revu avec soin tout l'ouvrage. Pour la concrétisation finale de celui-ci, Magda Dedoncker-Geyskens du Musée royal de l'Afrique centrale (Belgique), sous le regard de J. Delhal, géologue émérite de cette institution, a réalisé et suivi jusqu'à l'impression le layout et le montage des XXXIV + 572 pages de texte, 280 figures, et 1150 références bibliographiques. Le tirage à 1500 exemplaires a bénéficié du soutien de la SONATRACH (*Compagnie algérienne de recherche, d'exploitation, de transport par canalisation, de transformation et de commercialisation des hydrocarbures et de leurs dérivés*).

Que tous ceux qui à quelque titre ont contribué à cette œuvre soient ici sincèrement remerciés.

Jean Fabre



Abstracts

Chapter 1. – The Precambrian of the West African craton

A basement, a cover: two successive Precambrian geological cycles have been identified in the West African craton.

1. The basement outcrops within two shields, the Regueibat Rise to the North (§2) and the Guinea Rise to the South (§3), with some inliers in the middle. This old terrane (more than 3.5 Ga) was structured by successive E-W and N-S directions folds during the Leonian (c. 3.2-2.9 Ga) and Liberian (c. 2.8-2.7 Ga) events of the Archaean. In addition to granites, gneisses and migmatites, it comprises numerous basic bodies and sedimentary iron-rich formations. Thick volcano-sedimentary series were deposited during the Palaeoproterozoic: the Birimian, the Tarkwaian and their gold- and manganese-rich equivalents. They were shaped by an orogeny, called Eburnian, in two stages, dated at about 2.2 Ga and 2.0 Ga. Nothing is known of the following billion years, corresponding mainly to the Mesoproterozoic, with the exception of mylonites highlighting some major shear zones.

2. The cratonic sedimentary cover, Neoproterozoic in age (§4.1), called Infracambrian by ancient authors, outcrops on the margins of the Regueibat Rise and within the Mauritanian Adrar (§4.2), the Gourma (§4.3), the Voltas basin (§4.4) and the Anti-Atlas (§4.5). Details are provided on areas in the North (§4.2); indeed, bearing in mind the extension of this cover over more than 1000 km, the variety and quality of its outcrops, this is the best example known in the world of a Neoproterozoic Stromatolite formation. In addition, it could have an economic interest.

Chapter 2. – The Precambrian in the Tuareg shield, the Pan-African orogeny

This chapter deals with the geological evolution of the Tuareg shield from the early oceanic displacements (850 Ma) until the final collision and the interruption of movements (525 Ma), and describes its relations with the Saharan metacraton and the West African craton. After an introduction on the geological history of the Hoggar, the Pan-African cycle and the role of plate tectonics, the following key points are addressed :

1. To the West, the evolution of the Tilemsi arc (725 Ma) until its collision with the West African craton.
2. The structure and the evolution of the Air massif, the accretion of which lasted 200 Ma.

Based on these two examples, it is suggested that the shield consists of allochthonous and heterogeneous elements (terranes), which were welded together by a process of «collage» during the Pan-African orogeny (§2.2).

Examples within the terranes of Central Hoggar (§3.1 to 3.5) lead to the reconstitution of the so-called LATEA microcontinent. Finally, the relations between the West African craton and the Precambrian outcrops from the Ougarta and the Moroccan Anti-Atlas are described.

Chapter 3. – The Precambrian - Cambrian transition: glaciation and burial of the Pan-African belt

For the end of the Precambrian and the Cambrian, the sedimentary record is displayed in three areas of the Western and Central Sahara.

To the North (§1), in the Anti-Atlas, marine sediment series, locally very fossiliferous, can be taken as a reference for the Béchar-Ougarta and the Low-Sahara series of Libya and Algeria, where they are dated by micro-organisms.

On the West African craton peneplain (§2), the last phase of a major glaciation marks the lower limit of the System. The sediments deposited afterwards have recorded the sea level fluctuations on the Pan-African foreland.

In the Central Sahara (§3), the last Pan-African granites are Cambrian, as are accumulations of molasses, ignimbrites and lavas. Peneplanation was complete by the beginning of the Ordovician.

Chapter 4. – The Ordovician

At the dawn of the Ordovician, the sea invaded the northern half of the post-Pan-African peneplain and began to deposit the first platform cover (§2). These sediments (§3) are marine in the North, mixed in the Tassilis N'Ajjer where bioturbations, tracks, terriers, etc. indicate shallow water, and fluvial in the South. At the end of the Arenig, the new transgressions reached the Southern Sahara (§4). Iron-rich levels are present in some areas. During the Upper Ordovician (§5), the so-called «Taconic» epeirogenic deformations and brittle faulting are recorded nearly over the entire area. A polyphased glaciation occurred at the end of the Caradoc and particularly during the Ashgill. It occurred over nearly all of Africa. A glacial morphology, tillites and glacial-marine sediments have been described in both the Western and Central Sahara, which were located at that time on the northern margin of the inlandsis.

Chapter 5. – The Silurian

Around the Tuareg shield, the Intra-Tassilian depression was formed by erosion of the Silurian graptolite-bearing clays. After the late Ordovician glaciation, the sea level rose and black shales were deposited almost everywhere. During the lower Silurian, the Sahara was submerged in several steps. The climax of flooding occurred during the Wenlock. Following this, sandy episodes inaugurated the sedimentation deposition of the Devonian Upper Sandstones. Within the Saharan Silurian faunas of the Sahara, «warm» species known in Europe and North America coexisted with species brought by marine streams flowing from the nearby Austral polar regions. Granites and volcanic rocks indicate the existence of magmatism at the Ordovician-Silurian boundary. This chapter will describe successively the Silurian from the margins of the Tuareg and Tebbou shields (§2), from the North-Western and Northern Sahara (§ 3 and 4) and finally from the Western Sahara (§5).

Chapter 6. – The Devonian

The outer Tassilis and the Ougarta fossils provide two distinct records of a story in two acts. The first 20 millions years remind of the Ordovician: sand to the South, spread out in plains or along shores, and ocean to the North, where different faunas got mixed. From the Emsian to the Eifelian, during 30 millions years, the sea extended to the South of the Sahara. A transect from the Ougarta and Anti-Atlas to beyond the Tuareg shield, with some additions from Libya and Mauritania, shows how the sedimentary facies reveal the persistence of old north-south oriented structures and the generation of new ones. During the Famennian, abundant sand was arriving while elongated basins formed to the North-West, as a prelude to the Variscan tectogenesis of the Maghrebian Carboniferous. Oil reservoirs and iron deposits are also major characteristics of the Saharan Devonian.

Chapter 7. – The Permian-Carboniferous

The Central Sahara is a key area for understanding the palaeontological, eustatic and climatic phenomena that occurred at the end of the Palaeozoic, a crucial pivot period.

1. *Both the marine and continental biostratigraphical scales are relevant, as the two environments coexisted.*
2. *The Sahara belongs to the Euro-American Province, owing to its latitude and opening on the Thétys. However, its African position made it receptive to Gondwanan influences, both climatic and biological.*
3. *To the north-west, two Hercynian (Variscan) belts were generated. The Saharan platform recorded in some areas the echo of these deformations.*
4. *However, many sedimentary anomalies, formerly attributed to such far-distant orogenic effects, are actually the consequence of glacio-eustatic variations recorded in a stable domain at water level.*

Two regions from in the Central Sahara will be compared, starting from the Bechar basin with its thick, often fossiliferous series: the Illizi basin with marine series evolving into paralic series in the Djado area, and the Iullemeden basin under Gondwanan influence. The evolution of the Western Sahara will be outlined as a complement: the basins of Tindouf under Variscan influence, of Timimoun-Reggan and of Taoudenni, in the heart of the West African craton.

Chapter 8. – The Mesozoic

180 million years, 3 stages.

Act I: (§2): The making of a peneplain. A large shallow gulf and lagunas were covering the Low-Sahara. Clays, salt and anhydrite were deposited while to the West, piles of basaltic lava flows were erupted from several large volcanic centres in Morocco, Taoudenni, Fersiga or in the Hodh.

Act II: (§3): The North Atlantic Ocean opened along the margin of the West African craton. Swells and trenches were generated. A thick cover of sand and clay, the so-called Continental Intercalaire, was deposited over the Central Sahara, whereas on the craton, where erosion attacked and removed the basaltic lava flows, it seems that no sedimentation took place, except in some trenches.

Act III: (§4): Two episodes of flooding, at the beginning and end of the Upper Cretaceous, extended from the Tethys to the south of the Sahara isolating a few large islands, such as the Hoggar.

Chapter 9. – The Cainozoic

Differentiation between the Central and Western Sahara took place during the Cainozoic.

In the Central Sahara, the partly marine Palaeogene (§2.1) follows without break the Cretaceous. After the Neogene regression (§2.2.), detrital material accumulated in the Low-Sahara (Continental terminal), brought from the Alpine belt in the North and from the rising Tuareg shield in the South. Part of this material is currently exposed to the North (Numidian sandstones).

In the Western Sahara (§3), there was hardly any sea advance during the Cainozoic, except to the West. Siliceous, ferruginous and calcareous coatings formed during both the Palaeogene and the Neogene.

In both regions, the Neogene was the period during which the major features of the relief topography were formed, with their currently known tropical characteristics, as was the hydrographical network.

Chapter 10. – The Modern ages: The Plio-Quaternary

During the Quaternary, Humans occupied a land that had been modelled at the end of the Cainozoic. They had to migrate several times due to the onset of desert conditions when Eurasia was glaciated.

Instead of a synthesis, which would be premature, the description will focus on a few sites made typical by their stratigraphy and environmental conditions : a large valley coming from the Atlas, the Saoura valley (§2), a plain (§3), two large lakes (§4 and 5), an uplifted massif under the Tropic (§6), an endoreic basin (§7) and finally, a rapid overview of the Saharan coastline in Mauritania (§8). This outline reveals three types of phenomena :

- 1. Tectonic features: swells, basins and brittle faults indicate that the Saharan platform is not entirely stable, including the West African craton.*
- 2. The type and quantification of deposits and removal of material by water and mainly by aeolian erosion, and their economic consequences.*
- 3. The record of the climatic variations in various environments, in the medium term.*

Chapter 11. – Recent magmatism in the Algerian Sahara

The Neogene and Quaternary magmatic rocks in the Algerian Sahara are grouped in two geographical provinces :

- The first province corresponds to the Eastern and Central Hoggar. Volcanic rocks are scattered on a surface of about one hundred thousand km². This is one of the largest recent magmatic provinces in West Africa.*
- The second is located 100 km to the ENE of Illizi. Although very modest in extension and in volume of lavas, this province, as will be shown, is very important within the context of the current geodynamical evolution of the north of the African plate.*

The abstract is the translation (by Jean-Paul Liégeois and Jean Boissonnas) of the in French short abstracts of the eleven chapters.

GLOSSAIRE

Dans ce glossaire, les langues dont sont issus certains termes sont indiquées entre parenthèses :
ar. : arabe; tam. : Tamahak (berbère); all. : allemand; ang. : anglais.

Pour la signification des termes techniques on consultera :

- *Dictionnaire de Géologie (1980) A. Foucault et F. Raoult, Masson ed. Paris.*
- *Dictionary of geological terms, revised edition, Anchor press, New York.*
- *Earth's Pre-Pleistocene glacial record (1981). M.J. Hambrey and W.B. Harland, Cambridge university press.*
- *Global geomorphology (1991-1997). M.A. Summerfield, Longman publ., Singapore.*

Abankor (tam)

Trou peu profond creusé dans le lit d'un oued pour obtenir de l'eau. *Syn.* Tilmas (Freulon, 1964).

Abattage

Terme de mineur. Action de disloquer et faire tomber des roches dans une galerie, une taille ou un front de carrière. On parle aussi d'abattage magmatique quand, lors d'une intrusion, des blocs de l'encaissant tombent du plafond de la chambre et sont englobés dans le magma. *Voir* Foudroyage.

Adrar (tam)

Montagne : par ex. Adrar des Iforas, Adrar mauritanien, Adrar Ahnet.

Noter que la ville d'Adrar dans le sud algérien a été édifée au siècle dernier dans une vaste plaine, bien loin de toute montagne entre les antiques oasis de Bouda et Tamentit !

Agator ou Aguilen (tam)

Sorte de mur formé soit par un dyke de rhyolite ou de microgranite dans l'Adrar des Iforas, soit par les épointes de cornéennes lorsque des dykes de dolérite sont injectés dans des argilites (région de Taoudenni, de Fersiga etc.). Les agators que l'on peut suivre parfois sur des dizaines de km sont de bons repères dans le paysage, au sol ou depuis un avion ou un satellite.

Ages

Les âges, dans le texte, sont en Ga = milliard d'années, Ma = million d'années, Ka = milliers d'années. Pour ces derniers ils sont toujours donnés en années BP = Before Present, c'est à dire à partir de la date arbitraire de 1950. Les techniques radiométriques utilisées sont précisées chaque fois que cela était possible : U-Pb : uranium-plomb, Rb-Sr : rubidium-strontium, K-Ar : potassium-argon, U-Th : uranium-thorium, C¹³-C¹⁴ : rapports Carbone 13 et 14.

Agglomérat

Deux sens : en français, conglomérat peu cimenté; en anglais, roche pyroclastique contenant surtout des fragments arrondis ou subanguleux de plus de 32 mm de diamètre, souvent en remplissage d'un diatrème. C'est dans ce sens qu'il est utilisé dans le texte.

Aguelmam (tam)

Mare, en général permanente. *Syn.* guelta.

Aïn (ar)

La source = l'œil.

Anou (tam)

Puits.

Astroblème

Marque faite sur la Terre, la Lune ou les autres planètes par la chute d'une grosse météorite. Les plus courants ont une forme de cratère plus ou moins circulaire. Les roches au centre, très fragmentées, donnent une anomalie gravimétrique légère. Le milieu désertique permet la préservation de la forme

originelle mieux qu'aucun autre, et ce pendant un temps certain (3.5 Ma pour l'astrolème d'Aouelloul en Mauritanie). Le Sahara central et occidental en offre six de bonne taille, bien conservés : le Talemzane dans le Bas Sahara, celui du Tassili à l'Ouest d'Amguid, l'Ouarkiz à la frontière algéro-marocaine, et ceux d'Aouelloul (3.5 Ma), du Tenoumer (20 à 30 Ka) et du Tmimichat Ghallaman (?) en Mauritanie.

Barga (ar)

Voir Kreb.

Barkhane

Orthographié en anglais : barchan. Ce terme, venu du Turkhestan, désigne une dune isolée, en forme de croissant, dont la convexité est tournée vers la direction d'où vient le vent. La pente au vent est douce, la pente sous le vent raide et la crête au sommet est aiguë (le sif). Les barkhanes se développent souvent sur des regs nus et indiquent la direction du vent dominant. Elles peuvent avancer de 5 à 10 m par an.

Butte à tamaris

Souvent confondues à tort avec des buttes-témoins. *«Mais si l'on note 1° que les tamaris, par leur litière feutrée et l'hygroscopicité de leur tégument tendent à l'accumulation en butte des débris, 2° que les buttes à tamaris peuvent se construire à partir d'une surface, une sebkha par ex., enfin 3° qu'il y a dans la butte non des racines mais des troncs, on aura une impression différente. Je crois que l'arbre, en voie d'ensevelissement et d'étouffement sous la butte qui s'accroît, pousse toujours vers le haut pour maintenir sa couronne hors du sédiment. S'il y a, côte à côte, des buttes de même taille, ce serait plutôt parce qu'elles renferment des tamaris de même âge»* (Th. Monod, *in litt.* 30.VI.1964). Syn. : Fersig en berbère, Sbar en arabe.

Calcrete (ang). **Calcrète** (fr.)

Croûte calcaire formée à la surface du sol par remontée capillaire et/ou apport latéral de carbonates. Les calcrètes se développent surtout sous climats semi-arides (entre 200 et 600mm de précipitations annuelles). Celles des hammadas du Nord Sahara se seraient formées au Tertiaire. Voir Chapitre 9 Le Cénozoïque, § 3.2.2. et 3.2.3.

Chaaba (ar)

Ravine, petite gorge.

Chebka (ar)

Littéralement filet. Réseau de ravins disséquant un plateau ou une région de collines. (Freulon, 1964).

Chott (ar)

Zone plate, souvent salée entourant une sebkha. Par extension on parle souvent de Chott pour l'ensemble lac salé et sa périphérie : par ex. Chott El Djerid, Chott Melrhir.

Clayat

Terme des mineurs de charbon du Nord de la France, et désignant des nodules ovoïdes, riches en carbonate de fer, souvent trouvés dans les shales du toit ou du mur des veines de charbon. Dérivé de Claoui (ar).

Daïa (ar)

Dépression souvent de taille modeste (quelques dizaines de m. de diamètre, quelques dm ou m. de profondeur) à la surface des hammadas ou autres zones plates. L'eau des pluies y entraîne des produits d'altération; de l'herbe et quelques buissons peuvent y survivre. Certaines ont été assimilées à des dolines. Voir la carte des daïas de la Hammada du Guir in Conrad, 1969.

Djebel ou **Jbel** (ar)

Montagne, massif montagneux.

Edeyen (tam)

Grande étendue de sable, peu accidentée, ou ensemble de grandes dunes très arrondies (Freulon, 1964). L'Edeyen de Mourzouk, en Libye est un exemple classique.

El Ma (ar)

L'eau.

El Melah ou Mellah(ar)

= le sel (Halite). Dans la Sebkhah El Melah, près de Kerzaz, on exploite les croûtes de sel qui se forment après chaque assèchement.

Erg (ar)

Massif de dunes, de grande dimension (Grand erg occidental, Grand erg oriental, Erg Chech) ou plus modeste (Erg Iguidi, Erg El Raoui etc.).

Esker

Mot d'origine irlandaise. Il désigne, dans le texte, des accumulations grossièrement stratifiées de graviers, sables et blocs, souvent en longs alignements tortueux et représentant le remplissage des chenaux de torrents sortant d'une calotte glaciaire (inlandsis) mis ensuite en relief par cimentation et érosion. Des eskers formés pendant la glaciation ordovicienne et dénommés «cordons» sur le terrain ont été bien décrits par S. Beuf *et al.* (1971) au Sahara central et par M. Deynoux (1981) en Mauritanie.

Fech-Fech (ar)

Sol peu compact, formé d'argiles pulvérulentes avec très souvent une forte proportion de gypse (Freulon, 1964). Fréquent dans des paléolacs de l'Holocène; transparent aux ondes radar (ERS) dans le Tanezrouft.

Feidj (ar)

Couloir inter-dunaire = Tayaret en berbère. Larges de 1 à quelques km, longs de plusieurs dizaines, voire centaines de km, ils permettent la circulation facile entre les cordons de l'Erg Chech en Algérie, ou du Waran en Mauritanie. Pendant les périodes humides du Quaternaire, des lacs s'y sont formés par endroits, offrant aux hommes des lieux de vie.

Fersig (tam)

Terme berbère pour Butte à tamaris (voir ce terme). A donné le toponyme Fersiga.

Foggara (ar)

Galerie souterraine drainant l'eau d'une nappe peu profonde vers une région habitée située en contre-bas. La galerie est jalonnée en surface par des puits régulièrement espacés datant du creusement. Certains sont utilisés encore pour l'aération et la visite. Bien des oasis de la Saoura et du Touat sont alimentées ainsi. Cette technique aurait été importée du Yémen au Moyen Age (?)

Foudroyage

Technique de mineur consistant à ne pas remblayer la veine une fois exploitée mais laisser le toit s'effondrer pour combler le vide. Cela se traduit en surface par des affaissements, voire des crevasses. Foudroyage magmatique ou magmatic stoping : phénomène naturel qui fait s'affaisser les couches dans le vide créé, entre autres, par le départ du magma encore liquide d'un sill qui se vide vers la surface à la faveur de failles locales (*voir* Chapitre 8 Le Mésozoïque, 2.2.2. et Sbeita, Fig. 10.18). *Voir* abattage.

Foum (ar)

Bouche. Débouché d'une gorge, d'un défilé. *Voir* Kheneg et Meksem.

Gara (ar) plur. gour

Butte témoin, souvent tabulaire (= mesa). Se dit aussi, au Sahara, d'une avancée d'une falaise (par ex. Gara Diba, en face de Béni Abbès).

Graret (ar)

Zone inondable où l'on peut semer du mil après la pluie.

Grauwacke (all) ou **graywacke**, ou **greywacke** (ang)

Roche détritique grossière à quartz, feldspaths, micas, débris de roches dans une matrice argileuse ou chloriteuse. Le terme allemand est plus précis que le terme anglais et donc pris dans le texte dans son sens original.

Guelb (ar)

(= coeur, plur. Eglab) : colline, souvent au coeur d'une région. Ex. le Guelb el Hadid (= le coeur du fer) dans les Eglab, le guelb Richât (le cœur des crêtes) dans le Nord de l'Adrar mauritanien.

Guelta (ar)

Mare temporaire.

Hammada (ar) ou **Hamada**

Plateau en général rocheux. Par ex. Hammada du Guir, Hammada de Tindouf sur les confins algéro-marocains, Hammada el Haricha (celle qui déchire) à Taoudenni. On prend parfois à tort ce terme comme un nom de Formation.

Iguidi (tam)

Massif de dunes vives, souvent à relief accentué (Freulon, 1964).

Inselberg (all)

Butte isolée, aux parois raides et qui apparaît comme une île escarpée au milieu d'une plaine. Les inselbergs représentent des reliques de roches dures épargnées par l'érosion et modelées sous des climats tropicaux secs ou désertiques. L'Adrar Ahnet ou l'Adrar Tazat, dans le Nord du bouclier Touareg, le Guelb Zednes dans l'Ouest du bouclier Regueibat sont de bons exemples de reliefs précambriens conservés malgré les pénéplanations successives.

Irrekam (tam)

Blocs de plusieurs mètres, couvrant de vastes surfaces et correspondant à l'érosion différentielle d'une formation gréseuse fluviale hétérogène. La Formation glaciaire ordovicienne de Tamadjert, ou Unité IV qui coiffe les Tassilis Internes au Nord du Bouclier Touareg est ainsi reconnaissable de loin.

Kerboub (ar) ou Kerkoub

Concrétions sphériques, très abondantes dans certains grès peu cimentés comme c'est le cas pour beaucoup de grès mésozoïques.

Kheneg (ar)

Défilé, passage, gorge. Par ex. Kheneg et Tlaïa, Kheneg el Aatène dans l'Ougarta. Il débouche sur la plaine par un Foum.

Kori (tam)

Terme dérivé d'un mot Haoussa désignant une rivière, un fleuve, un oued et par extension la vallée correspondante. Les Kori sont de faciles voies d'accès vers l'intérieur du massif de l'Air.

Kreb (ar)

Crête de roche dure, bord de falaise, gradin séparant deux plateaux. Par ex. Kreb el Djemel, Kreb el Khnachich à Taoudenni, Kreb en Naga.

Maader (ar)

Grande zone d'épandage d'un oued, avec végétation abondante (Freulon, 1964).

Meksem ou **Megsem** (ar)

Passage facile, à travers une barre rocheuse par exemple.

Nebkha (ar)

Flèche de sable déposée à l'aval d'une touffe d'herbe, + le petit amas en forme de croissant à l'amont de celle-ci.

Oglat (ar)

Trou d'eau temporaire, souvent dans un oued. *Voir* Tilmas, ou Abankor.

Oued (ar)

Orthographié wadi en anglais. Ce terme général pour un cours d'eau temporaire, quelle que soit son importance, désigne souvent un lit desséché où l'eau n'a plus coulé depuis de nombreuses années.

Patine

Dans le texte : enduit accompagné souvent d'une pellicule d'altération à la surface des roches exposées aux intempéries. Au Sahara (*voir* Chapitre 10 Le Plio-Quaternaire, § 2.2.2) des oxydes de fer et de manganèse colorent la patine qui enduit la plupart des affleurements. «*Cet exsudat, épais de quelques dixièmes de mm est distinct du brillant spécial qui résulte du polissage de la roche par le vent chargé de sable, mais les deux effets sont souvent confondus sous le nom de patine désertique*» (Capot-Rey, 1953).

Pediment (ang)

Ou surface de pédimentation. Partie inférieure, en pente douce, du versant d'un plateau, d'un inselberg, etc. Alors que la pente moyenne du versant est supérieure à 20°, celle du pédiment n'est que de 2° à 10°. Il se raccorde au versant par un coude (piedmont angle). Taillé dans la roche en place à l'amont, il est formé à l'aval par l'accumulation de débris. Fréquents dans les régions comme le Sahara qui a connu un Mio-Pliocène tropical et un Quaternaire tantôt aride, tantôt humide, les pédiments peuvent se trouver aussi sous d'autres climats (Summerfield, 1991). Au Sahara ils sont patinés et fossiles. Les plus évidents sont d'âge Pleistocène.

Reg (ar)

ou Rag (Mauritanie). Surface plane couverte d'une mince couche de sable ou de graviers souvent éolisés. Par ex. les regs du Tanezrouft.

Reguibat ou **Regueibat**

Nom maure de la grande tribu qui nomadise dans l'Ouest saharien et donné par N. Menchikoff au bouclier ou dorsale du Nord-Ouest du Sahara où le socle affleure. On y distingue d'Est en Ouest les Eglab, le Yetti, le Ghallaman, le Tiris.

Rich plur. **Richat** (ar)

Crête, cuesta. Ex. la série des Rich dévono-carbonifères dans la vallée du Draa, ou le système concentrique des Richât (Préc. sup.-Cambrien) en Mauritanie. *Voir aussi* Krebs.

Sbar (ar)

Voir Butte à tamaris.

Sebkha (ar)

Diminutif : sebkhet. Lac salé ou gypseux souvent asséché. Ex. Sebkhet El Melah, dans la Saoura, Sebkha N'Dramcha en Mauritanie. Certaines sebkha ont été aux temps préhistoriques des lacs d'eau douce et leurs berges ont été habitées. D'autres, comme la sebkha d'Agorgott (Taoudenni, Mali), sont depuis fort longtemps des lacs salés. *Voir aussi* : Chott.

Serir (tam)

Grande plaine sableuse, souvent couverte de petits galets, et très peu accidentée (Freulon, 1964).

Sif (ar)

ou seif : crête aiguë d'une dune vive.

Tanezrouft (tam)

Grande plaine sableuse, vaste étendue plate, dépourvue d'eau et de végétation. *Syn.* : Ténééré.

Tassili (tam)

Plateau. Ex. le Tassili N'Ajjers et les Tassilis Ouan'Ahaggar, de part et d'autre du bouclier Touareg. C. Kilian a distingué les Tassilis Internes, Cambro-Ordovicien et les Tassilis Externes, Dévonien inférieur séparés par la Dépression intra-tassilienne creusée dans les argilites du Silurien.

Tayart, Tayaret (tam)

Voir Feidj.

Touareg (ar)

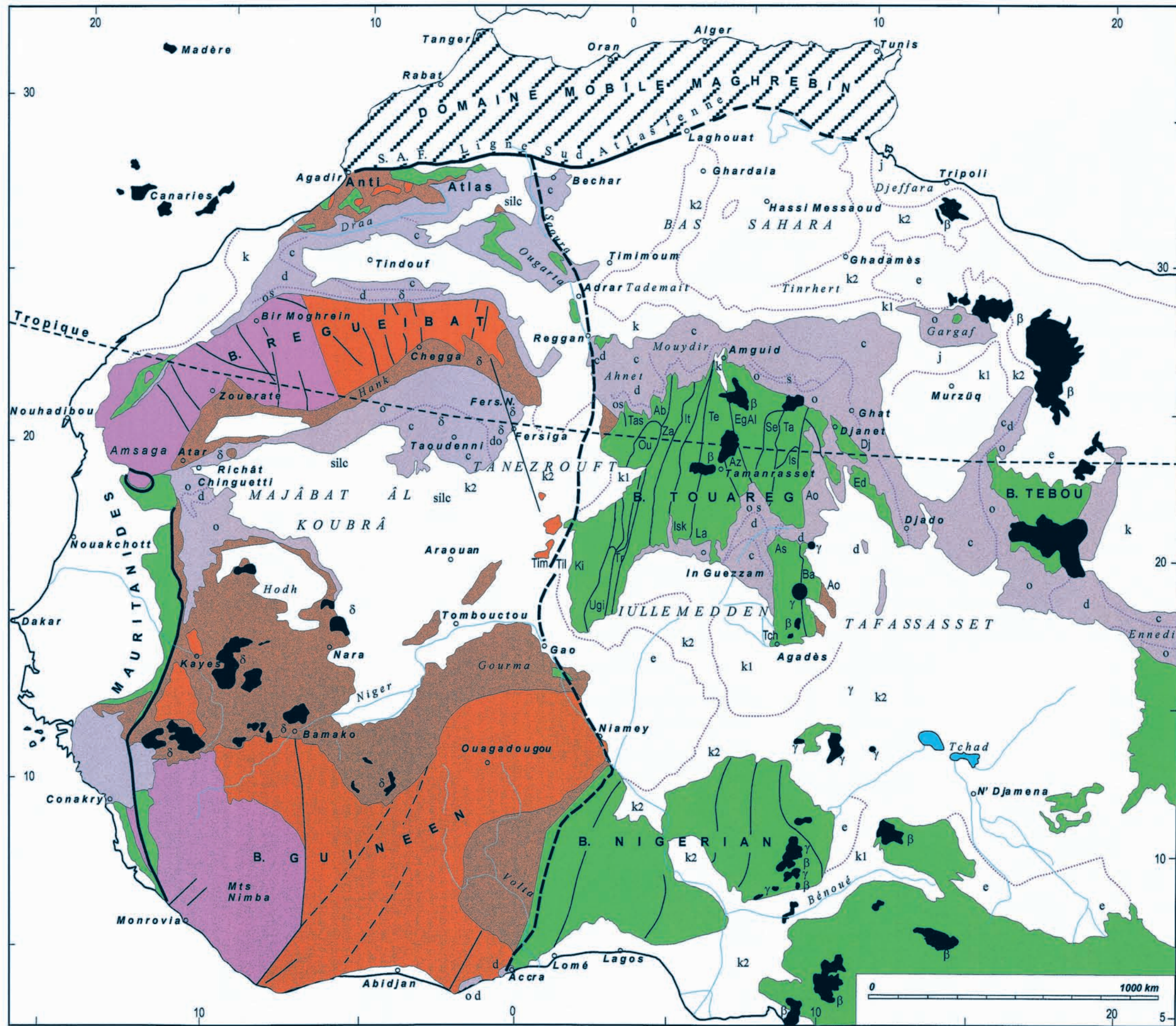
Au singulier, Targui. Nom donné par les Arabes aux tribus Tamacheks berbères éleveurs de chameaux, caravaniers, guerriers, qui vivent dans les montagnes du Massif Central saharien. N. Menchikoff a appelé Bouclier Touareg (Tuareg en anglais) les affleurements de socle de l'Ahaggar, de l'Aïr et de l'Adrar des Iforas. Tout ce bouclier a été intéressé par l'orogénèse panafricaine.

Tresse

Chenaux en tresse ou braided channels (ang). Le lit des cours d'eau est divisé par des îles de sable ou de gravier. Il s'agit donc d'une forme de dépôt. A ne pas confondre avec le système de chenaux anastomosés où les filets d'eau se rejoignent et se séparent. Ce dernier est une forme d'érosion; les sédiments déposés sont alors trop résistants pour être déplacés par l'eau sauf en cas de crue exceptionnelle (Summerfield, 1991).

Yardang

Butte profilée par l'érosion éolienne. Au Sahara on en trouve de très caractéristiques dans les argilites siluriennes ou certains dépôts lacustres quaternaires (Chapitre 10 Le Plio-Quaternaire, §.1.6.3, et Fig. 10.29).



- Magmatisme anorogénique :
 γ: granites et rhyolites siluro-dévonien dans l'Aïr, jurassiques au Nigéria.
 δ: basaltes, dolérites et gabbros mésozoïques.
 β: volcanisme cénozoïque et quaternaire.
 Les réseaux de dykes doléritiques et les sills de gabbros triasico-liasiques, très denses dans les secteurs de Fersiga, Taoudenni, du Hodh, etc. sont évoqués par la lettre δ.

- Deuxième couverture de plate-forme :
 Mésozoïque à Actuel.
 t: Trias. j: Jurassique. k1: Crétacé inférieur.
 k2: Crétacé supérieur. e: Paléogène. n: Néogène.

- Première couverture de plate-forme :
 Paléozoïque. o: Ordovicien. s: Silurien.
 d: Dévonien. c: Permo-Carbonifère.

- Séries sédimentaires Protérozoïque supérieur - Cambrien = couverture de plate-forme sur le craton Ouest-africain et molasses dans la chaîne panafricaine du bouclier Touareg.

- Chaînes panafricaines : dans le Bouclier Touareg les sigles des différents terranes sont explicités au chap. 2, § 2.3; la chaîne des Mauritanides, à l'ouest, a été reprise au Permo-Carbonifère (orogénèse varisque).

- Protérozoïque inférieur (orogénèse éburnéenne : 2.2 à 2 Ga) du craton ouest-africain.

- Archéen (orogénèses léonienne et libérienne) du craton ouest-africain.

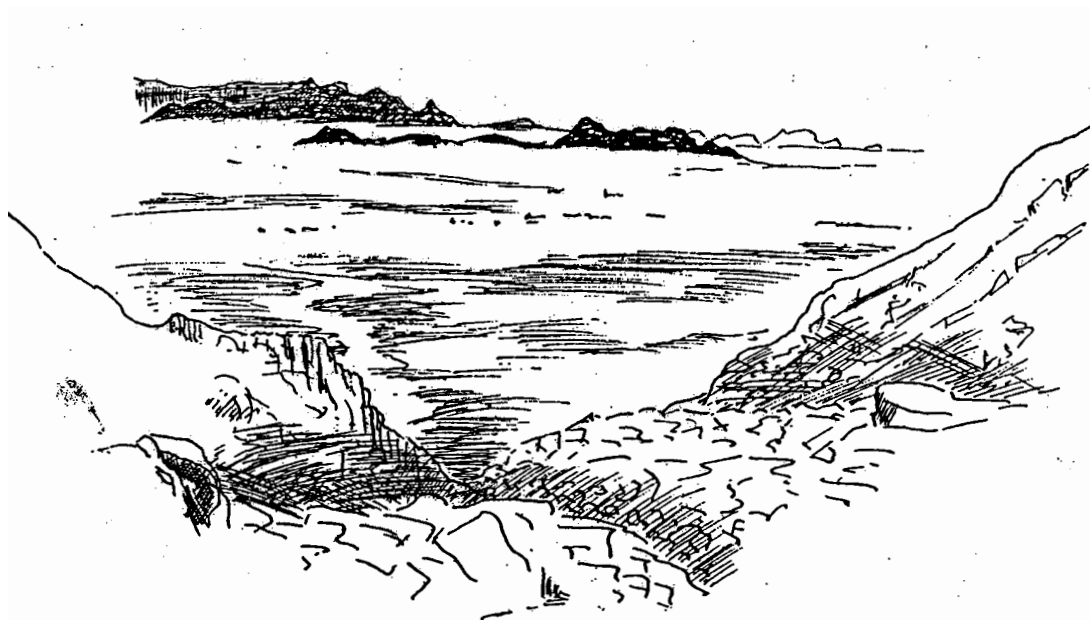
- Domaine maghrébin = chaînes hercyniennes et alpines accolées à la plate-forme africaine.

- Discontinuités majeures et limites de terranes.

- Limites approximatives entre deux systèmes stratigraphiques lorsque cela était possible.
 NB. Pour la toponymie on n'a retenu que les termes les plus usités dans l'ouvrage.

Fig. 1.1. - Grands ensembles géologiques du Sahara occidental et central.

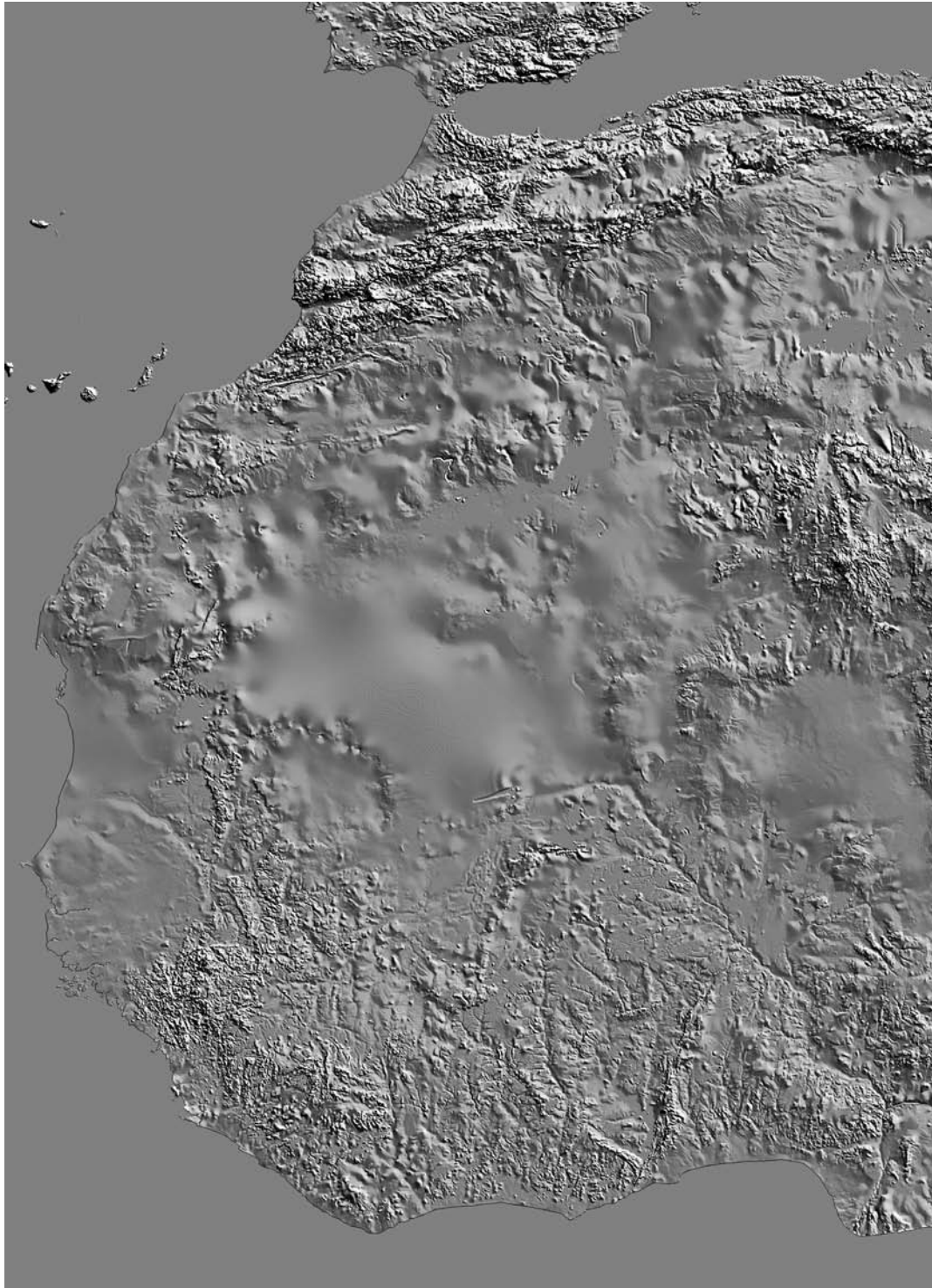
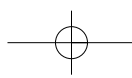
Documents consultés : Carte géologique du Monde au 1/10.000.000, feuille n°6 Afrique (Choubert et Faure-Muret, 1976), Carte géologique du Nord-Ouest de l'Afrique au 1/5.000.000 (Bronner et Fabre, 1978), carte géologique de l'Afrique au 1/5.000.000 (Choubert, Faure-Muret et Sougy, 1987), Black (1992) et Ennih et Liégeois (2001).



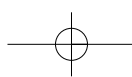
Au débouché des Tassilis sur l'Ahaggar, croquis de R. Black, 1952.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

La marge septentrionale de l'Afrique, ouverte sur la Méditerranée est, en Tunisie, en Algérie du Nord, au Maroc, une partie de l'ensemble alpin qui, de Gibraltar à l'Himalaya n'a pas encore terminé son évolution. Zone mobile, séismes et plages soulevées en témoignent. L'Atlas saharien et l'Anti-Atlas marquent la limite méridionale de ce domaine. Au delà, c'est le Désert; c'est aussi l'Afrique proprement dite, monotone, démesurée. D'avion, à 10.000 m d'altitude, les plateaux et les champs de dunes s'étendent à l'infini. Les terrains qui affleurent, d'abord horizontaux, puis ondulés 400 km plus loin, représentent la durée du Phanérozoïque, c'est-à-dire les terrains dont les fossiles peuvent se voir à l'œil nu, soit environ 550 millions d'années. Cette couverture se déchire au Sud, laissant apparaître son substrat : de très vieilles roches, gneiss et micaschistes, déformées, intrudées d'abcès granitiques, découpées par de grandes fractures, et parfois agrémentés de volcans tout neufs d'âge Tertiaire et Quaternaire. Dans le reste de l'Afrique, cette couverture sédimentaire et ce socle sont masqués par la savane, la latérite ou la forêt, comme elle l'est, dans les pays tempérés, par les bois, les cultures, les vaches et les villes. Le géologue doit alors imaginer ce qu'il y a entre deux affleurements. Par contre, au Désert la roche est nue... sauf quand le sable



Le relief (ombré) de l'Afrique de l'Ouest
(Source: GTOPO30, EDC, US Geological Survey. Traitement d'image: J. Lavreau)



vient la voiler. Sans effort, il passe de l'observation le nez au sol à celle de l'avion puis à l'image satellite, et, de retour au laboratoire, à celle du microscope. C'est dire le domaine exceptionnel qu'est le Sahara pour étudier des phénomènes à toutes les dimensions : celles de l'Espace, et celle du Temps puisque l'on peut suivre des filiations sur des millions ou même des milliards d'années. Le chercheur peut y lire, comme dans un livre, l'histoire du continent africain, la genèse de chaînes de montagnes au Précambrien, puis celle de ses couvertures : des pages, pâlies ou bavardes, racontant les changements du climat et les aller-retours de la mer.

A l'Ouest et au Sud, des séries cristallophylliennes affleurent dans deux larges boucliers (Chap. 1) : le bouclier, ou Dorsale Regueibat, qui contient en Mauritanie les gisements de cuivre d'Akjoujt et de fer de Zouerat et, au Sud, le bouclier ou Dorsale de Guinée qui a été affecté par la même orogénèse du Protérozoïque inférieur. C'est de là que vient l'or exploité depuis des milliers d'années. Au Sahara central, le bouclier Touareg (Chap. 2) s'étend sur le Sud algérien, le Mali et le Niger. On n'étudiera pas ici le bouclier Tebbou, aux confins du Sahara central et du Sahara oriental.

La surrection des boucliers et l'ablation des sédiments qui s'étaient déposés sur leur socle font que les différentes couches de la couverture se présentent aujourd'hui à leur périphérie comme une suite d'enceintes, de crêtes et de dépressions, chacune correspondant à une formation sédimentaire. Les niveaux inférieurs de cette couverture ne sont pas du même âge au Sahara occidental et au Sahara central.

Dans le premier, ils sont d'âge Précambrien supérieur (Chap. 1, §4). Au Sahara central, plus jeunes, ils scellent une chaîne de montagnes panafricaines (Chap. 3).

Dans une seconde partie, on décrit la première couverture de plate-forme (Chap. 4 à 7). A l'aube de l'Ordovicien (500 Ma) la différence entre le Sahara occidental et le Sahara central s'est beaucoup estompée. L'Afrique se trouve en position Antarctique et subit les effets directs ou indirects de deux glaciations, à l'Ordovicien (Chap. 4) et au Permo-carbonifère (Chap. 7). Des failles rejouent, surtout au Sahara central. Des bassins s'esquissent, et sur leurs bords les couches s'effilent en biseaux. A la fin du Paléozoïque, tandis que s'édifie au Maghreb une chaîne Varisque, ces rejeux seront maximum, en particulier dans la zone mal cicatrisée qui unit les deux cratons. Cette couverture paléozoïque contient les riches gisements de fer de Tindouf et de nombreux magasins d'hydrocarbures.

La seconde couverture (Chap. 8 à 10) correspond aux ères secondaire (Mésozoïque), tertiaire (Cénozoïque) et quaternaire. Au début, l'ouverture de l'Atlantique est précédée par une fissuration du continent et l'émission de magmas basaltiques dont témoignent les beaux réseaux de dykes (agators) de Taoudenni, au Sahara occidental. Le domaine panafricain est alors solidaire du craton ouest-

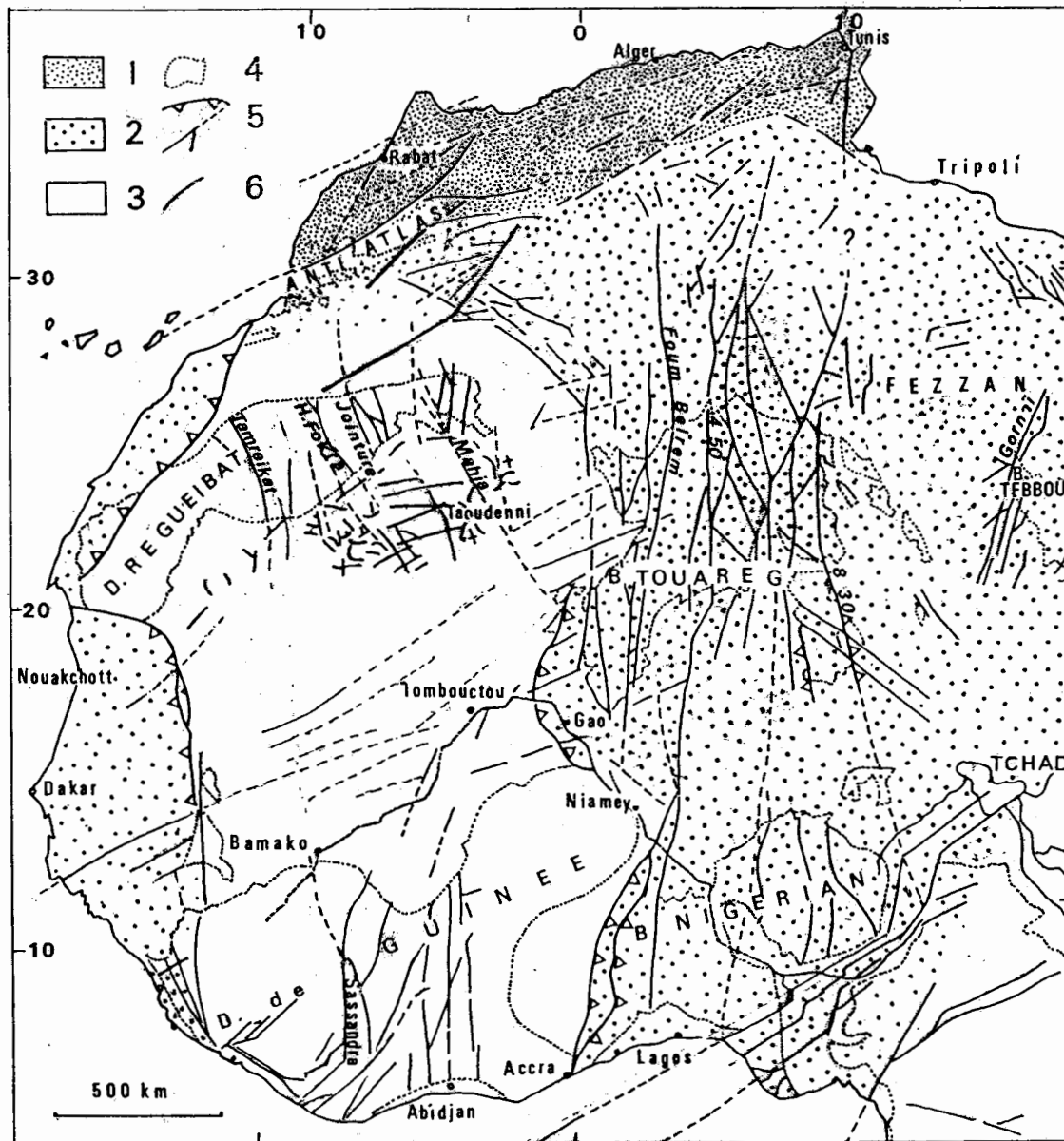


Fig. 0.2. - Les grandes provinces et les grandes fractures au Sahara central et occidental.

- 1: Domaine alpin: dernières déformations entre le Mésozoïque et l'Actuel.
- 2: Domaine panafricain, repris par des orogénèses au Paléozoïque.
- 3: Domaine éburnéen cratonisé au Protérozoïque inférieur.
- 4: Contour des principaux affleurements de Précambrien.
- 5: Failles majeures et grandes zones de chevauchements.
- 6: Quelques grands filons de dolérites jurassiques du Nord de l'Afrique occidentale (on n'a pas pu représenter les champs très importants du Sud-Ouest).

africain. Le Sahara est une énorme dalle, tantôt émergée tantôt inondée, où vont s'accumuler des sédiments continentaux et marins. Cet ensemble renferme encore de gros gisements d'hydrocarbures et les nappes aquifères dites du Continental Intercalaire, parce que comprises entre deux séries marines du Paléozoïque supérieur et du Crétacé supérieur. La mer se retire une dernière fois du Sahara pendant le Tertiaire inférieur. Les sédiments qui vont se déposer à la fin du Tertiaire et au Quaternaire sont continentaux. A nouveau, des volcans naissent, cette fois au Sahara central (Ahaggar, Libye, Tchad), en révélant des phénomènes profonds (Chap. 11). Le Sahara d'aujourd'hui n'est pas figé. Le désert s'installe par pulsions successives.

Les Hommes et le désert

On attribue l'exploration naturaliste du Sahara central et occidental aux grands voyageurs du XVIIIe, XIXe et du début du XXe siècle, le Major Rennel, Barth, Laing, Caillé, etc. Sans minimiser leur courage et leur perspicacité, il faut dire qu'ils ont eu des devanciers. Le plus connu est Ibn Battutah qui rendait compte au Sultan du Maroc de ses voyages dans l'empire du Mali. Il faut citer aussi les portulans portugais ou catalans et les cartes de S. Munster (1544) et d'Ortelius (1595). Les uns comme les autres ont découvert un Sahara où plaines, oueds, puits, collines portent des noms, souvent aux consonnances berbères. Les grands nomades, Touareg et Regueibat, sont des géomorphologues, mais aussi des historiens. Des contes merveilleux qu'on peut entendre dans un café d'Adrar ou d'ailleurs paraissent une réminiscence du temps où le Désert n'était pas encore un vrai désert; où l'on allait en pirogue sur les grandes sebkhas, où l'on faisait des chasses merveilleuses vers In Ziza, et où des vaches remontaient du Sénégal au Maroc. Or, ce fut bien le cas il y a 5000 ans. Les toutes premières cartes, comme celles des marchands juifs de Majorque au 14e siècle, font encore écho de cet âge d'or.

Dans la première moitié du XXe siècle (Furon, 1955), les itinéraires de Kilian (1928, 1951), Menchikoff (1949), Monod (1934-1952), Capot Rey, (1953), Furon (1957, 1964) permettent d'esquisser les grands ensembles.

Une troisième phase commence vers les années 1950. C'est celle des campagnes de prospection systématique organisées par les services géologiques et les compagnies minières ou pétrolières. Les cartes géologiques au 500.000e et au 200.000e se font plus précises. Aujourd'hui les recherches changent de style, d'objectifs, de méthodes. Elles sont plus pointues. Elles sont soutenues par la géophysique : gravimétrie, sismique, magnétisme etc, et par la télédétection, mais doivent être validées par des contrôles de terrain.

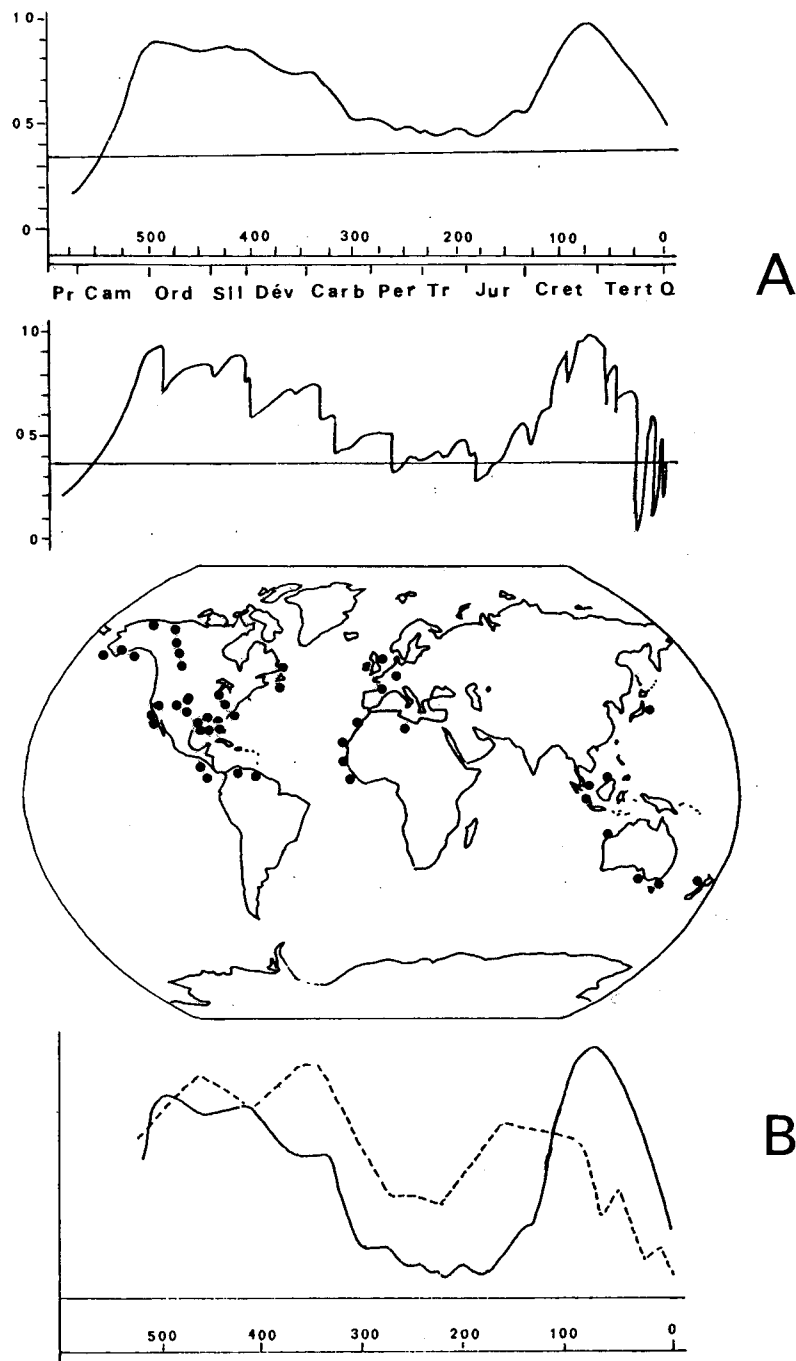


Fig. 0.3. - Variations majeures du niveau de la mer au Phanérozoïque. Comme on pourra s'en rendre compte, il reste beaucoup à faire en particulier pour le Paléozoïque. Quant au Précambrien on manque de données fiables.

A : cycles de premier et de second ordre d'après Vail *et al.* (1977). En abscisse les âges en millions d'années ; en ordonnée les changements relatifs du niveau de la mer. L'horizontale indique le niveau actuel. Sur la carte du monde les points indiquent les lieux où la stratigraphie sismique a été utilisée.

B : principaux cycles comme en A, mais d'après Heller et Angevine (1985) cette fois. A la courbe de premier ordre dont l'amplitude a été exagérée, les auteurs ont superposé (en tiretés) la courbe des transgressions-régressions établie en URSS et qui montre une répartition un peu différente des maxima.

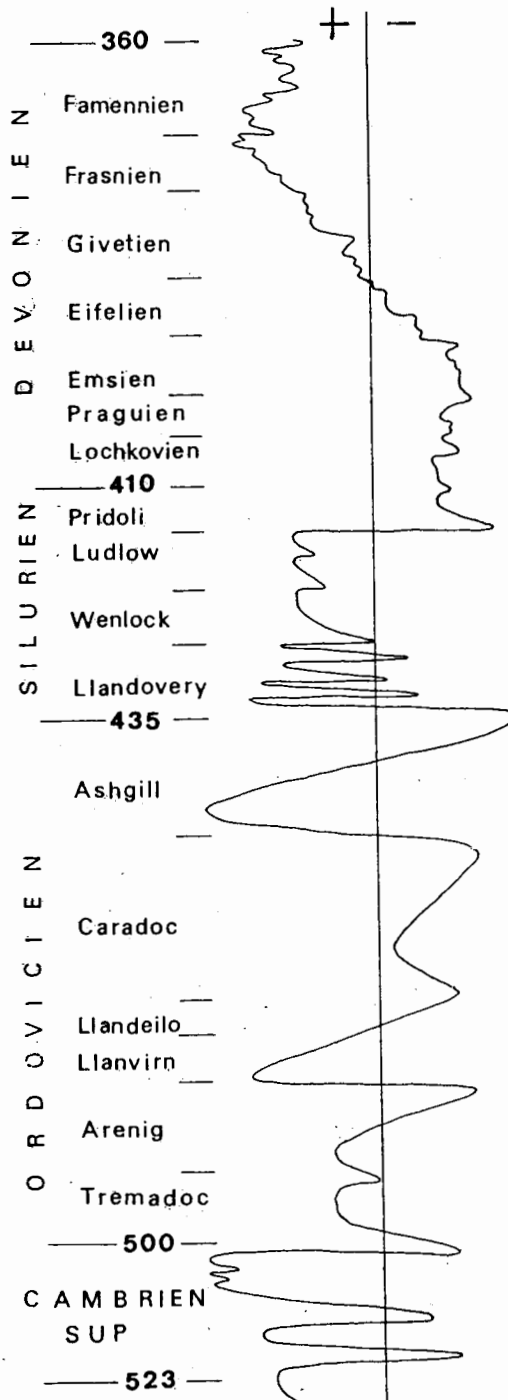
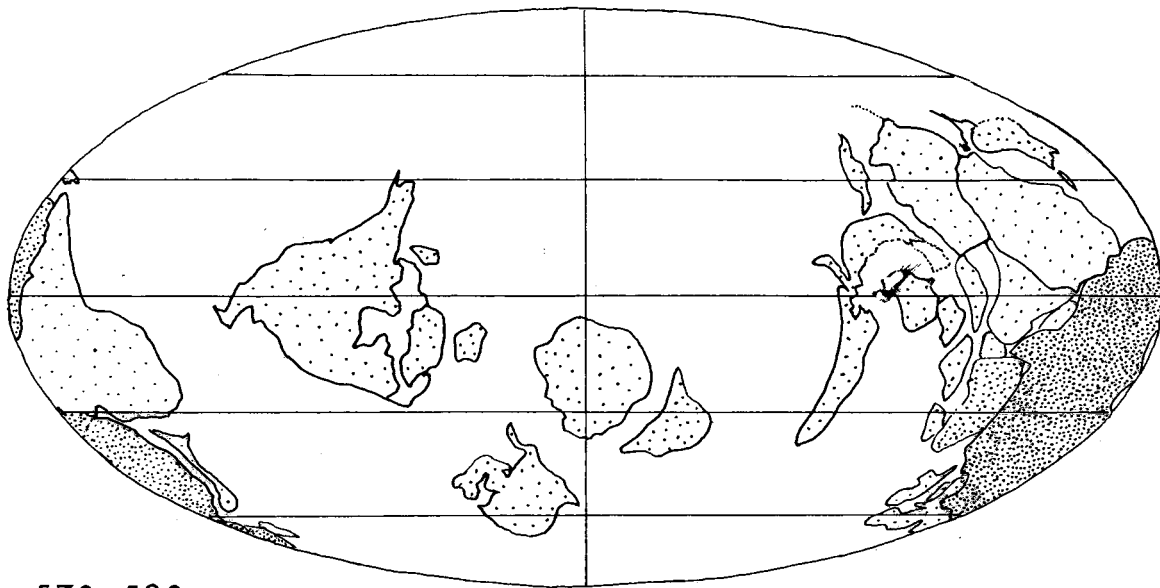
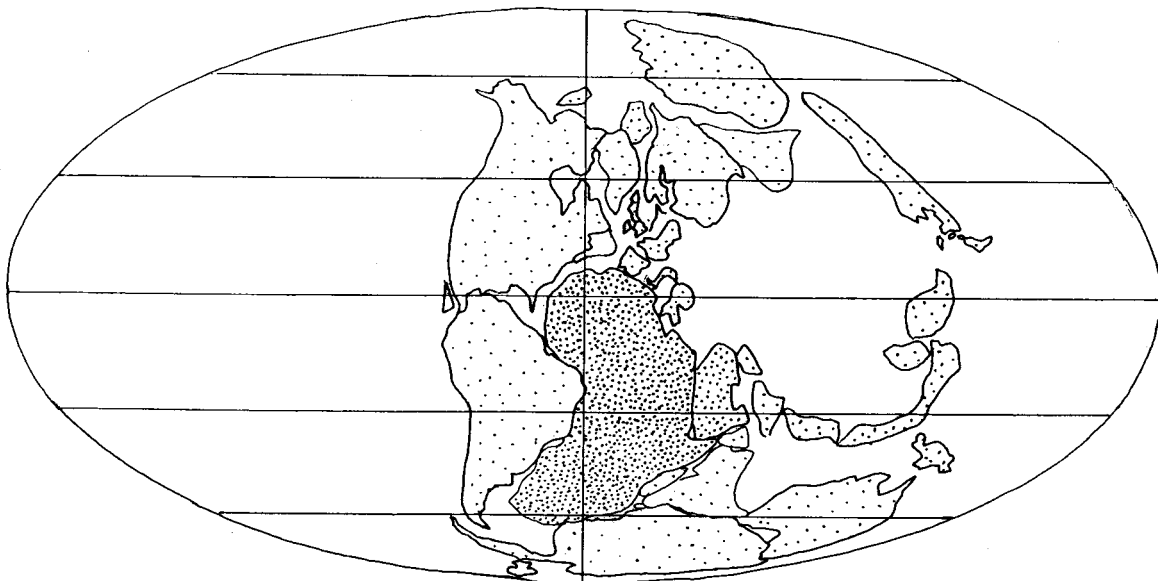


Fig. 0.4. - Les grandes transgressions (+) et régressions (-) marines du Cambrien supérieur au Dévonien supérieur, inspiré de C.A. et J.P. Ross (1985). Ages approximatifs en millions d'années.



570-530



260

Fig. 0.5. - L'Afrique et l'Arabie (en pointillé dense) dans le Monde au début et à la fin du Paléozoïque (Cambrien-Permien supérieur), d'après Scotese et Mc Kerrow (1990, simplifié). La plupart des continents sont regroupés dans la Pangée. En périodes de bas niveaux marins, par exemple au Permien inférieur, seule la côte Nord de l'Afrique (de la Tunisie à l'Égypte) est en permanence baignée par l'océan.

Les scientifiques et le Désert : un laboratoire en vraie grandeur

Le Désert est un monde où les êtres vivants nous révèlent comment on peut s'adapter à la rareté de l'eau, à une existence en milieu salé et surchauffé, soumis à l'agression des vents de sable. Monod, dans ses grands livres sur le Désert, ou Menchikoff, dans sa conception du Centre de recherches sahariennes de Béni-Abbès en témoignent. Le Désert est le lieu où l'on peut étudier, dans les conditions naturelles, des phénomènes impliquant une humidité très faible, voire nulle. Les exemples sont nombreux : citons en vrac la propagation des ondes radar dans des substrats secs de granulométries différentes, la genèse de la thenardite, etc. C'est aussi au Désert que l'on peut bien étudier, sur toutes les distances et à différentes échelles de temps, le transport des matériaux par le vent, leur vannage, l'exportation des argiles, les lieux de dépôt du sable, les phénomènes électriques connexes, etc. .

Le Sahara est, bien plus que tous les autres déserts du Monde, un pays à l'échelle des phénomènes géologiques, de l'échelle locale à celle du continent : structures tectoniques, phénomènes sédimentaires, glaciations, etc. .

Evolution dans le Temps

Si cinq cents millions d'années étaient réduits à un jour, l'histoire du Sahara occidental et central que nous allons esquisser se lirait en une semaine.

Les rares témoins du premier jour (3.5 à 3 Ga), des roches cristallines, n'ont guère parlé des paysages qui les ont vu naître. On sait, par leurs contemporains d'Afrique du Sud, que déjà des sables se sédimentaient dans l'eau et que, sur des surfaces d'argile, s'imprimaient des gouttes de pluie ! Au Groënland se déposaient alors d'autres sables qui ont donné des quartzites ferrugineux. Vers 3.2 Ga - 2.9 Ga l'événement Léonien déforme et métamorphise les roches dans l'Ouest africain.

Le second jour (3-2.5 Ga) voit encore se déposer des sédiments qui donneront les riches gisements de fer du Liberia, affectés ensuite par l'événement Liberien (2.8-2.7 Ga).

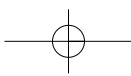
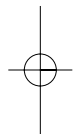
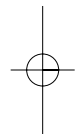
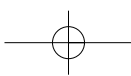
Au cours du troisième jour (2.5-2 Ga) l'atmosphère se met à contenir une forte proportion d'oxygène. Des sédiments rouges se déposent. Une imposante chaîne de montagnes, la chaîne éburnéenne, naît dans la soirée. On en a reconnu des tronçons dans tout l'Ouest africain et au Sahara central. Mais nos reconstitutions des continents sont encore fantômatiques. Bien des mystères demeurent enfermés dans les roches de cet âge, ces gneiss à grenats, ces marbres souvent très beaux et fortement plissés. Elles sont source d'or, de platine, etc. .

Que se passe-t-il pendant les quatrième et cinquième jour (2 à 1Ga) ? Mystère !

Au sixième jour (1 Ga à 500 Ma) les montagnes sont nivellées depuis longtemps. A l'aube, la mer inonde le Sahara. Dans ses eaux claires, comme dans les lacs et les lagunes du continent, prolifèrent des algues. Des stromatolites bourgeonnent et forment parfois de gros massifs. Vers 800 Ma le craton ouest-africain se fissure. Sous la boucle du Niger se crée un fossé. A l'Est, l'énorme chaîne panafricaine se constitue. Black l'a comparée à l'Himalaya. Elle sera nivellée avant la fin du jour en ayant rempli de gravats les dépressions environnantes. Elle a soudé plusieurs continents en un seul, le Gondwana, de dimensions analogues à l'ensemble Europe + Asie d'aujourd'hui.

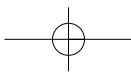
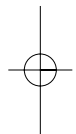
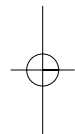
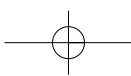
Au début du septième jour, le Sahara se trouve en bordure de ce continent, face à un océan qui fait presque le tour de la terre. Jusqu'à la mi-journée il va être tantôt émergé, tantôt inondé. Il s'y crée des lieux de vie pour des animaux et des plantes qui se multiplient et se perfectionnent. Le Sahara passe alors sous toutes les latitudes. Le Pôle Sud, venant du Maroc, le traverse pour se trouver, à la fin de l'Ordovicien (vers 450 Ma) dans le golfe de Guinée puis, 50 Ma plus tard, en Patagonie. Il revient ensuite au centre de l'Afrique pour la quitter enfin au Permien et se poser en Antarctique. Après 450 Ma d'existence le supercontinent de Gondwana se disloque. Tandis que les grands Dinosaures s'ébattent dans les forêts sahariennes, l'Afrique se sépare des Amériques, de l'Antarctique et de l'Inde et devient indépendante. Vers la fin de ce septième jour, le désert que nous connaissons, avec ses regs, ses oueds, ses ergs est là. Les nappes aquifères ont fait le plein il y a 10.000 ou 20.000 ans.

Fig. 0.6. - Ce portulan catalan de 1375 figure avec précision les côtes et les ports. Par contre la représentation de l'intérieur du continent est symbolique, ce qui est naturel de la part de marchands qui n'y pénétraient pas mais traitaient avec le sultan du Mali (l'or !) et les grands nomades qui assuraient les transports jusqu'à la côte. La zone dunaire des grands ergs qui va du Sahara central à l'Atlantique est figurée comme une barrière. Thraza («Taraza»), et son sel, figure parmi les principales villes; Taoudenni n'existe pas encore.



Première partie

De la cratonisation éburnéenne à la formation du Gondwana



Chapitre 1. - Le Précambrien du craton ouest-africain

Louis Latouche et Jean Fabre

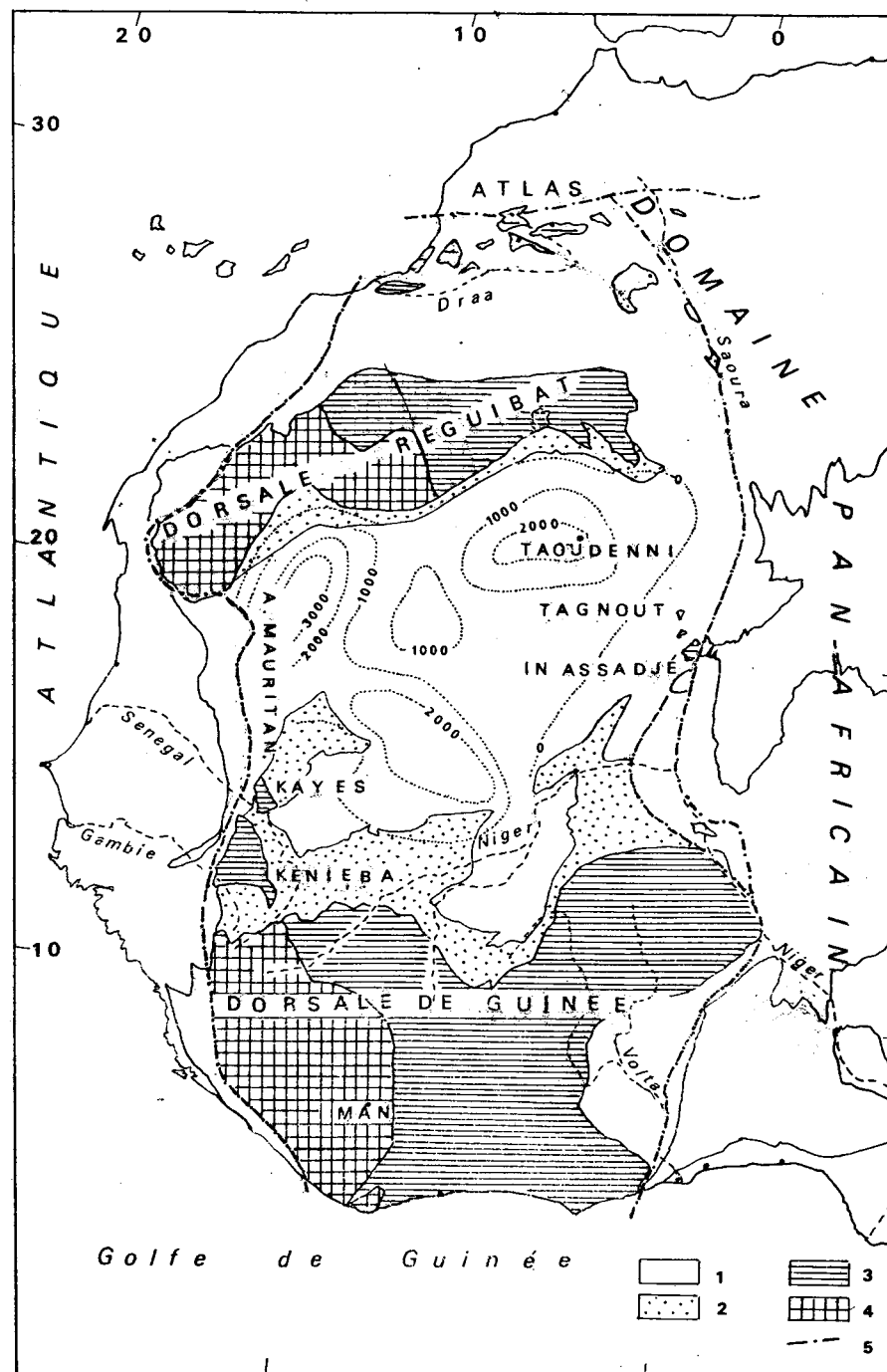


Fig. 1.1. - Le craton Ouest Africain.

1: Couverture phanérozoïque,

2: Protérozoïque supérieur non métamorphique,

3: Protérozoïque inférieur (métasédiments et roches magmatiques),

4: Archéen (métasédiments et roches magmatiques).

5: limites approximatives du craton Ouest-africain et de l'aulacogène de l'Ougarta d'après Ennih et Liégeois (2001).

A l'Est, au Nord et à l'Ouest le socle a été remobilisé au Protérozoïque supérieur (événement Panafricain). Les isobathes du toit du socle, en pointillés, sont données d'après Bronner *et al.* (1980) simplifié.

Un socle, une couverture : deux histoires précambriennes se succèdent dans le craton ouest africain.

1. Le socle affleure dans deux boucliers, la Dorsale Regueibat (§2) au Nord, la Dorsale de Guinée au Sud (§3), et dans quelques boutonnières intermédiaires. Ce socle ancien (plus de 3.5 Ga) se structure avec l'événement léonien (vers 3.2-2.9 Ga), puis libérien (vers 2.8-2.7 Ga) suivant des directions Est-Ouest puis subméridiennes. Il comporte, outre des granites, des gneiss et des migmatites, de nombreux massifs basiques et des formations sédimentaires ferrifères. Au Protérozoïque inférieur, d'épaisses séries volcanosédimentaires se déposent : le Birimien, le Tarkwaïen et leurs équivalents aurifères et manganésifères. Elles sont affectées par une orogénèse, dite éburnéenne, en deux temps, vers 2.2 Ga et 2.0 Ga. On ne sait rien de ce qui a pu se passer ensuite, durant 1 Ga, au Protérozoïque moyen, hormis des mylonites soulignant quelques accidents majeurs.

2. La couverture sédimentaire du craton, d'âge Protérozoïque supérieur (§4), ou Infracambrien des anciens auteurs (§4.1), affleure sur la marge de la Dorsale Regueibat et dans l'Adrar mauritanien (§4.2), le Gourma (§4.3), le bassin des Voltas (§4.4) et l'Anti-Atlas (§4.5). On donne quelques détails sur la couverture du Nord (§4.2) car, par son extension, sur plus de 1000 km, sa variété, la qualité des affleurements, on a là le plus bel exemple au monde de formations à stromatolites du Précambrien supérieur. Elle pourrait en outre avoir un intérêt économique.

1. INTRODUCTION

L'Ouest africain est un pays vallonné au Sud et au Nord, plat en son milieu, sans massifs montagneux. Son altitude, voisine de 300 m à 350 m dans la partie centrale, ne s'élève que rarement au-dessus de 600 m : c'est le cas dans les Eglab, au Nord-Est du craton, et dans la région de Man, au sud. A l'Ouest, les majestueuses cuestas de l'Adrar qui domine la plaine mauritanienne sont formées par la couverture protérozoïque supérieure-paléozoïque, remontée bien plus tard par des failles. Le socle cristallophyllien affleure dans l'Ouest africain à la faveur de deux larges bombements: la Dorsale Regueibat (ou Reguibate), et la Dorsale de Guinée, ou Dorsale guinéenne pour reprendre le terme de Cahen *et al.* (1984: «Guinean uplift»), dénommée aussi bouclier éburnéen, ou Dorsale de Man (Bessoles, 1977) ou de Léo. Il apparaît en outre dans quatre boutonnières d'érosion, ouvertes dans la couverture sédimentaire : celles de Kayes et de Keniéba vers la frontière Mali-Mauritanie (à l'ouest), et à l'Est celles d'In Assadjé et de Tagnout dans le Timétrine malien (Fig. 1.1). L'Anti-Atlas marocain appartient à la marge septentrionale du craton. Celle-ci a connu une histoire polycyclique

(Choubert et Faure-Muret, 1970, 1983; Nachit *et al.*, 1996; Ikenne *et al.*, 1997) qui sera abordée au chapitre 2, §3.10.

Le socle du Craton ouest-africain est d'âge Protérozoïque inférieur et Archéen. Nous l'examinerons d'abord, puis nous verrons sa première couverture sédimentaire qui débute vers 1 Ga, au Protérozoïque supérieur. Dans ces boucliers les roches sont souvent très altérées; mais on peut aussi en trouver de fraîches lorsque des mouvements récents ont provoqué leur érosion. C'est le cas dans les Eglab.

1.1. Climats, évolution des milieux

Si les premiers sédiments de cette couverture se sont déposés au Protérozoïque supérieur sous des climats et dans un cadre tectonique qui évoquent déjà le Phanérozoïque, il n'en est pas de même pour les terrains plus anciens. La vie sur terre aurait été possible dès l'Archéen, vers 4.4 Ga, et la photosynthèse se serait produite après 3.8 Ga (Sleep *et al.*, 1989). Vers 2.5-2 Ga, des événements tectoniques et magmatiques structurent le craton ouest-africain. Ce moment est aussi celui où notre Terre change, tandis que l'eau libre disparaît de la surface des planètes voisines, Mars

et Vénus (Watters, 1992). Les rares données semblent indiquer qu'au cours de cette période elle acquiert une atmosphère contenant une forte quantité d'oxygène avant que se constitue l'écran d'ozone. Le Protérozoïque inférieur est en effet la grande période de dépôt de couches rouges (Des Marais *et al.*, 1992). On connaît dans le monde, à cette époque, des traces biologiques, la "Gunflint association". Un assemblage de ce type a été récemment décrit au Gabon dans des stromatolites siliceux de Franceville, datés d'environ 2 Ga (Amard et Bertrand-Sarfati, 1997) : des filaments coccoïdes ou en étoiles et en tubes bourgeonnants d'affinité cyanobactérienne. Ils restent à découvrir au Sahara. Un autre problème se pose pour ces terrains anciens : on y reconnaît des sols alors qu'il n'y avait pas encore de végétation évoluée sur les terres émergées (Gall, 1992, Rice, 1992). Keller et Wood (1993) tentent de l'expliquer. La zone altérée, au-dessus de la nappe aquifère phréatique, exerce une forte influence sur la concentration en CO₂. Les auteurs considèrent que tel fut le cas jusqu'au début du Paléozoïque. «*Un faible niveau de respiration microbienne peut être suffisant pour assurer des concentrations en CO₂ appréciables dans les zones vadoses, à cause de la faible perte de CO₂ par la surface*». Cela suffirait pour rendre compte de la constance apparente de l'altération météorique chimique depuis le Protérozoïque moyen, sans avoir besoin d'invoquer de fortes teneurs en CO₂ dans l'atmosphère.

On a parlé de glaciations à l'Archéen et au Protérozoïque inférieur. Young (1993) pense qu'il n'y en a pas eu à l'Archéen, bien que le climat y ait été plus frais; le rayonnement solaire était alors inférieur de 30% par rapport à l'actuel. Evans *et al.* (1997) rappellent que des diamictites d'origine glaciaire sont, en Afrique du Sud, surmontées en concordance par des coulées volcaniques datées de 2.2 Ga. Elles sont un témoin du premier événement «Terre-Boule de neige» (Snowball Earth) daté de 2.45 à 2.22 Ga, et reconnu en Afrique Australe, au Canada et en Finlande (Hoffmann et Schrag, 2002). Les formations ferrifères rubanées (BIF) contemporaines en seraient la conséquence. Un autre Snowball Event survient, 1.5 Ga plus tard au Néoprotérozoïque, vers 750-730 Ma et vers 580-560 Ma au Précambrien terminal. On traitera ce dernier dans le chapitre 3.

Dans les deux boucliers, on peut distinguer à l'Ouest un domaine archéen (2.7 Ga et plus), et à

l'Est un domaine «éburnéen» où la «protocroûte» archéenne paraît manquer. Là, une sédimentation de grauwackes (le Birimien) aurait été suivie de l'intrusion de massifs syntectoniques basiques puis granitiques vers 2.2 Ga. Des volcanites, des sédiments détritiques et des granites termineraient ce cycle à 2 Ga, au Protérozoïque inférieur. La limite entre les deux domaines est une zone complexe, au Nord comme au Sud. Au Nord, dans le bouclier Regueibat le linéament le plus externe du faisceau est la zone Hassi Fokra - Aïoun Abd El Malek, soulignée de lanières de métasédiments et métavolcanites, de mylonite et d'un granite hyperalcalin tardif. Dans le bouclier Guinéen c'est, au Sud, la faille méridienne de Sassandra qui «éclate» au Nord en décrochements dextres et sénestres dans le domaine éburnéen, tandis que la frontière du domaine archéen s'infléchit vers le Nord-Ouest. Entre les deux dorsales, le socle précambrien est presque partout caché sous les sédiments de la synclise de Taoudenni hormis les quelques boutonnières citées plus haut. Avec les géophysiciens on peut supposer que sa surface présente deux ensellements séparés par un seuil Nord-Est - Sud-Ouest. On verra d'abord la Dorsale Regueibat (§2) puis la Dorsale Guinéenne et les boutonnières intermédiaires (§3). On tentera un bilan global à la fin de ce dernier paragraphe (§3.4.).

2. LA DORSALE REGUEIBAT

Le terme de Dorsale Regueibat ou de Pays cristallin Regueibat a été introduit par Menchikoff, en 1949, pour désigner la vaste surface de granites et de gneiss qui sépare le bassin de Tindouf au Nord, du bassin de Taoudenni au Sud-Est. A la suite des travaux de Blanchot (1953) et de Rocci (1957), de Dillon et Sougy (1974) et de Bessoles (1977), on distingue deux provinces dans la dorsale (Fig. 1.2) : une province archéenne à l'Ouest, en Mauritanie, comprenant l'Amsaga, le Tigirit, le Tasiast, l'Ouassat, le Ghallaman et les Sfariat, et une province protérozoïque inférieur à l'Est, comprenant le Yetti et les Eglab. La limite entre les deux provinces est formée par la bordure orientale des Sfariat et du Ghallaman. Au Nord, le socle disparaît sous les formations détritiques du Paléozoïque inférieur et s'enfonce à plus de 10.000 m sous la vallée du Draa pour réapparaître dans

l'Anti-Atlas. Au Sud, la zone du Hank, formée par les sédiments du Précambrien supérieur limite les affleurements de l'Archéen et du Protérozoïque inférieur. A l'Ouest, dans la Seguiet El Hamra et la Mauritanie septentrionale, le socle, repris dans des tectoniques plus jeunes (le Panafricain et le Varisque), plonge rapidement sous les sédiments d'âge méso-cénozoïque de la marge Atlantique. Ce domaine se prolonge au Sud par la chaîne des Mauritanides. Nous n'aborderons pas ici la marge occidentale du bouclier, mal connue.

Le domaine archéen de l'Ouest s'étend sur la Mauritanie septentrionale. Là affleurent des formations métamorphiques de haut grade, allant jusqu'au faciès granulite et affectées d'une tectonique complexe polyphasée. Les types en sont le groupe d'Amsaga et celui du Ghallaman. On peut aisément observer les roches de l'Amsaga le long de la route de Nouakchott à Atar. Elles ont été datées. Un noyau relique de croûte continentale âgée d'au moins 3.5 Ga (Potrel *et al.*, 1996) est entouré de gneiss à 3.0 Ga. Une dernière phase de métamorphisme se situerait vers 2.7 Ga, c'est à dire vers la fin de l'Archéen. Dans le Ghallaman, sur les confins du Rio de Oro, on retrouve des reliques de gneiss et de roches basiques anciennes noyées dans des granites. Les terrains archéens y ont été recouverts par places par des terrains plus jeunes, du Protérozoïque inférieur, volcaniques et sédimentaires (séries d'Aioun Abd El Malek et d'Imourene) dont nous retrouverons les équivalents bien développés en Algérie. De grandes zones mylonitiques les traversent, comme la zone de Hassi Fokra- Aioun Abd El Malek, ou celle de Chegga.

A l'Est, s'étend un domaine plus jeune, d'âge protérozoïque inférieur (2.2 à 2 Ga), où l'on doit distinguer deux ensembles séparés par une zone mylonitique, la Jointure Yetti-Eglab (Sabaté et Lameyre, 1973) : un ensemble occidental où affleure une série sédimentaire métamorphique dite du Yetti et un ensemble oriental (les Eglab). Le socle de ce dernier est encore mal connu. Il est surmonté, comme aussi la Série du Yetti, par des roches volcaniques et sédimentaires, les «rhyolites Eglab» et les Séries d'Akilet Deilel et du Guelb El Hadid traversées de plutons granitiques datés de 2 Ga (Drareni *et al.*, 1996). Des formations semblables reposent sur le socle archéen du Ghallaman, et dans la zone mylonitique de Hassi Fokra-Aioun Abd El Malek. Elles ont peut-être le

même âge que le Tarkwaïen de la Dorsale de Guinée qui sera étudié plus loin (§3).

2.1. L'Archéen

Comme l'a montré Potrel dans sa thèse (1994), les travaux antérieurs qui ont permis d'établir ces subdivisions se sont échelonnés de loin en loin, surtout à l'Est, et certaines zones sont encore mal connues. La partie archéenne se distingue par la présence de nombreuses migmatites, associées à des charnockites et à des séries supracrustales de haut degré métamorphique (faciès amphibolite ou granulite). Dans cet ensemble, les formations ferrifères rubanées de type silicaté ou carbonaté ainsi que des granulites silico-alumineuses constituent des niveaux remarquables dont l'intérêt économique a justifié les premières explorations. Depuis le travail de Barrère (1965) sur le groupe de l'Amsaga, associant une cartographie détaillée à l'étude pétrographique des charnockites et des migmatites granulitiques, il a fallu attendre les travaux de Auvray *et al.* (1992) et la thèse de Potrel pour avoir une vision globale de cette région et la preuve d'une évolution polycyclique archéenne. Les auteurs antérieurs (Bronner, 1992, Bronner *et al.*, 1992) considéraient que cette région avait été structurée par un épisode orogénique unique, caractérisé par la formation de structures régionales en dômes et bassins. En réalité tous les stades existent entre une région peu déformée, comme le Tasiast où les structures en dômes circulaires sont bien reconnaissables, et l'Amsaga où les dômes ne sont plus visibles. Vers le Nord-Est, la région du Tiris est remarquable par la présence de dômes aplatis au cours d'une phase protérozoïque dont le couloir mylonitique des Sfariat (daté vers 1.5 Ga) est la manifestation la plus claire. Dans l'état actuel de nos connaissances, l'influence et la localisation des zones de reprise d'un matériel archéen au Protérozoïque sont inconnues.

2.1.1. Le Domaine archéen du Sud-Ouest

Le Groupe de l'Amsaga comprend trois grands types lithologiques (Potrel *et al.*, 1996) : des gneiss charnockitiques, des paragneiss (leptynites et metapélites), des orthogneiss migmatitiques à composition de trondjemite et de granodiorite avec intercalations volcaniques. «*Toutes ces formations*

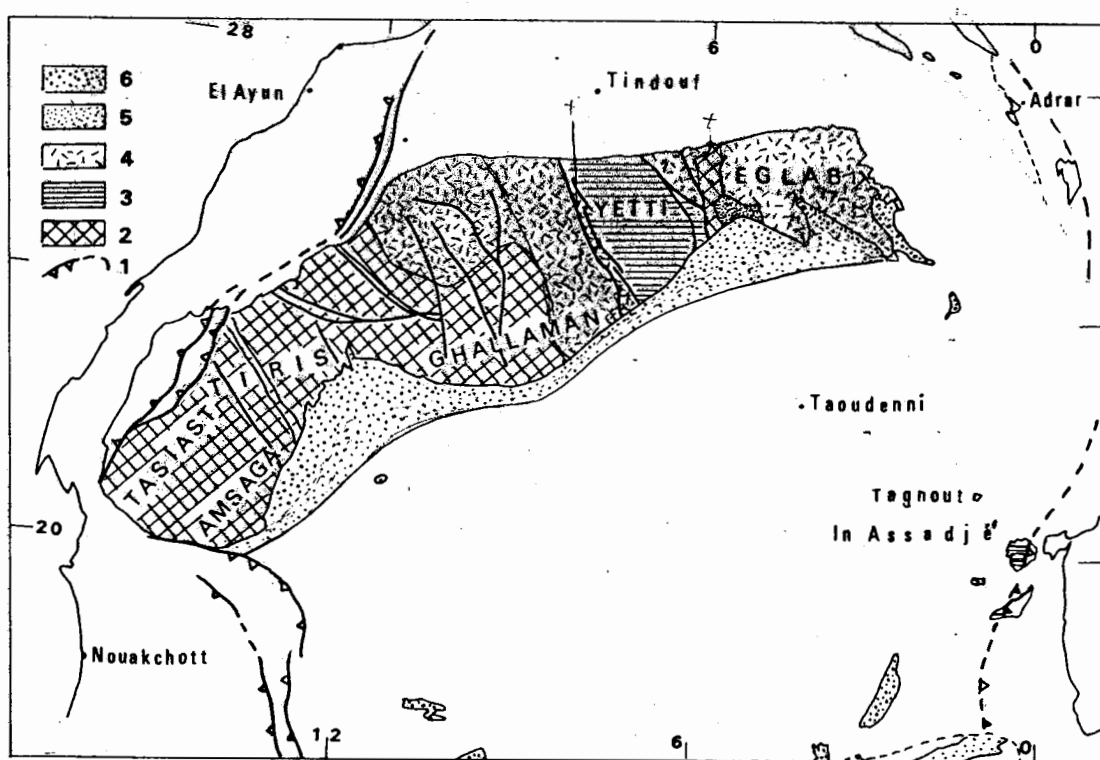


Fig. 1.2. - La Dorsale Regueibat d'après les cartes publiées (SERMI, Buffière *et al.*, 1965, ONU, 1968, BRGM, 1980, Ama Salah *et al.*, 1996) et quelques données inédites.

1: limites du craton ouest-africain et des zones mobiles panafricaines, parfois chevauchantes sur le craton.

2: Archéen. Celui de l'Est, entre Yetti et Eglab, est très exagéré, s'il existe (v. texte).

3 à 5: Protérozoïque inférieur.

3: séries du Yetti et d'Aguel Nebkha.

4: séries d'Akilet Deilel et oued Souss à l'Est, d'Imourene et d'Aioun Abd El Malek à l'Ouest.

5: série détritique du Guelb El Hadid.

6: couverture sédimentaire néo-protérozoïque.

En blanc : couverture phanérozoïque (Cambrien à Quaternaire).

ont été affectées par un métamorphisme de faciès granulite ... des âges de zircon de 3.0 Ga sont interprétés comme l'âge du protolithe des charnockites» (Potrel, 1994, 1996). Mestraut *et al.* (1975), dans la notice de la carte géologique de Mauritanie, distinguent deux ensembles, l'un granitique et migmatitique, dit du Rag El Abiod, et l'autre métamorphique. Le second comporte trois «séries» :

1. Une série quartzofeldspathique plagioclasique à hypersthène et amphibole dans laquelle des pyroxénolites, amphibolites et anorthosites représenteraient d'anciennes intrusions basiques;
2. Une série leptynitique à pyroxéno-amphibolites et gneiss alumineux;
3. Une série volcano-sédimentaire basique associée à des métasédiments et en particulier des quartzites ferrugineux.

Ces derniers sont bien représentés dans le Tiris vers 12°W à 15°W. Ils y sont exploités comme minerai de fer. Ils se présentent sous forme de bancs, de quelques dizaines de mètres à 100 mètres d'épaisseur, qui se suivent sur des kilomètres. Le pourcentage de fer, sous forme d'oligiste et de magnétite, est de 37 à 38%. Ces quartzites peuvent passer latéralement à des quartzites purs ou micacés ou à des quartzites à amphibole ou grenat. Des quartzites rubanés analogues sont bien connus sous le nom de BIF (banded iron formations) dans tous les cratons du monde, et en particulier dans l'Archéen du Groënland où ils ont plus de 3.7 Ga. Mais il faut se souvenir que 90% des BIF datent du Protérozoïque inférieur. Ils montrent souvent une alternance de lits sombres et clairs. Un autre faciès siliceux formé d'une alternance de lits d'hématite et de jaspe est fréquent dans ces formations anciennes. Dans le Tiris, on observe des enrichissements secondaires en fer qui peuvent atteindre 68%. Ceux-ci sont dûs à la fois à la tectonique (bourrage d'oxyde de fer dans les charnières de plis) et à des altérations, par départ de la silice. Ces quartzites ferrugineux rubanés sont exploités à la Kediat Idjil (Zouerate, dans le nord de la Mauritanie). Des marbres, des micaschistes graphiteux et des roches magmatiques leur sont associés. Les roches sédimentaires se seraient déposées en eau peu profonde, parfois en milieu confiné (les micaschistes graphiteux) et seraient la preuve que, vers 3 Ga, existait ici un continent et son plateau immergé. Des amphibolites, des pyroxénites et des gneiss fins

leucocrates (leptynites) représenteraient d'anciennes roches volcaniques contemporaines.

Cette série a subi plusieurs phases de déformation. Une première serait responsable de plis isoclinaux qu'accompagne une foliation métamorphique. Puis se forment d'énormes bulbes plus ou moins circulaires de plusieurs kilomètres d'amplitude mis en évidence par les bancs de quartzites. Ils ont été décrits et étudiés par Bronner (1992). L'hypothèse de structures diapiriques a d'abord été envisagée. Mais les paragenèses métamorphiques différentes dans les gneiss et les roches vertes qui leur sont associés, et la répétition des séries les fait maintenant interpréter comme des empilement de nappes replissées.

2.1.2. Le secteur central

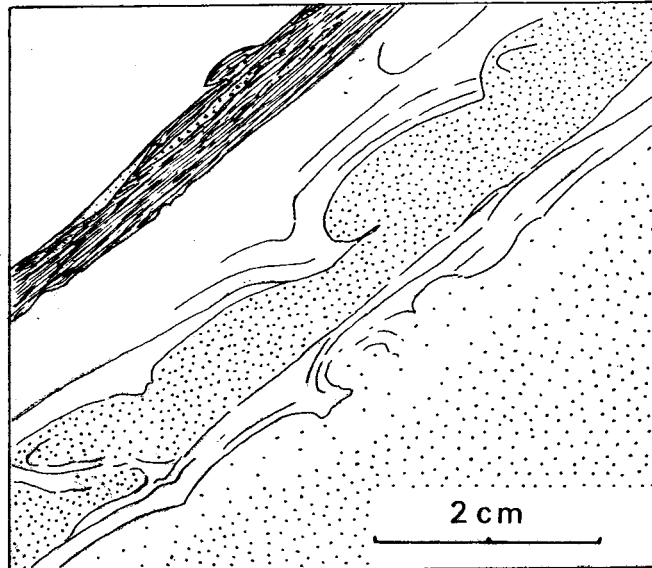
Les regs du Ghallaman ont été figurés, sur les cartes à petite échelle, comme d'immenses étendues granitiques couvertes d'une pellicule hammadienne discontinue d'âge tertiaire. Les roches archéennes s'y présentent comme des enclaves de toutes tailles, du dm à plusieurs km ou dizaines de km, au sein de la masse granitique qui serait le produit de leur fusion. Dans les témoins préservés on reconnaît beaucoup de roches basiques, et des gneiss fins qui pourraient avoir une double origine, magmatique et sédimentaire. On y trouve aussi, comme dans l'Amsaga, des quartzites ferrifères associés à des roches carbonatées en bancs minces ainsi que des roches alumineuses et des formations volcano-sédimentaires. Ces dernières sont représentées par des roches à phénocristaux de quartz et de feldspath dans une matrice micacée. Le métamorphisme de ces reliques archéennes est antérieur à la granitisation. Comme à l'Ouest, tous les terrains sont affectés par une ou plusieurs déformations en plis isoclinaux, et à l'échelle de l'échantillon, d'une foliation minérale à fort pendage. Dans la Dorsale Regueibat centrale, un premier épisode de métamorphisme et de granitisation se serait produit vers 3 Ga.

2.1.3. Le secteur oriental

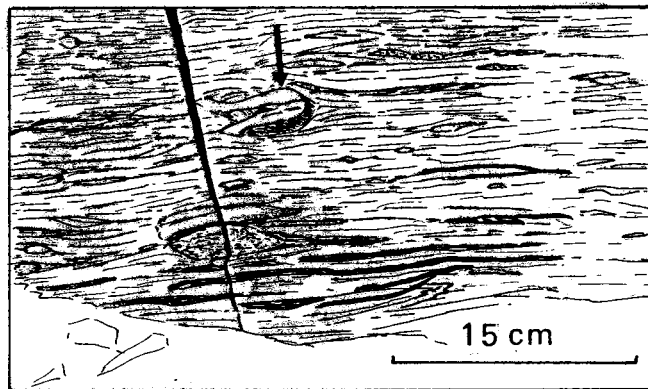
Quelques reliques de terrains très métamorphiques, au milieu de granites d'âge protérozoïque inférieur, ont été considérées comme archéennes et dénommées Série de Chegga par

Fig. 1.3. - Figures sédimentaires dans les grauwackes du Yetti.

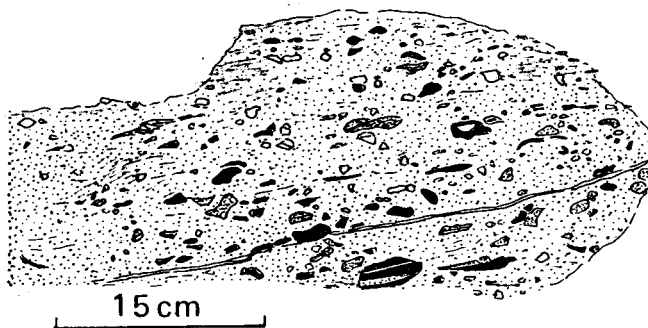
a. Rides fossilisées par une séquence grossière. Les couches sont ici renversées (d'après une photo de Sabaté, 1972).



b. Grauwackes Yetti, au Sud de la sebkha de Loutid (Est de l'unité de ce nom). La foliation, pratiquement parallèle à la stratification, est surtout visible; des lentilles peuvent correspondre soit à d'anciens petits galets disséminés, soit (flèche) à des charnières de petits plis isoclinaux (d'après une photographie, 1989).



c. Lit conglomératique dans la série du Yetti. Galets de quartz et de sédiments, arrondis, subanguleux ou encore aplatis dans la stratification. Le faible degré de classement comme l'attitude de certains débris, obliques ou perpendiculaires au litage, suggèrent une coulée boueuse remaniant des sédiments en partie consolidés. Certains galets montrent des ombres de pression dues à la déformation de la schistosité. Le métamorphisme thermique dû aux granites Yetti s'exprime par des auréoles de réaction autour ou à l'intérieur de certains galets de grauwackes (d'après une photographie, 1989).



Gevin (1958). L'une d'elle, une écaille de gneiss mylonitique à grenat, insérée dans la Zone de Jointure (un couloir mylonitique sub-méridien éburnéen : granites à 2.2 Ga), a donné un âge U/Pb sur zircon de 2.7 Ga. Ce gneiss a «livré un spectre de terres rares plat, présentant une faible anomalie négative de l'Europium» (Mahdjoub et al., 1994). Ce serait le seul témoin d'Archéen du secteur oriental. On remarquera que cet âge de 2.7 Ga est celui de la dernière phase de métamorphisme de l'Amsaga.

2.2. Le Protérozoïque inférieur

Sabaté et Lomax (1975) distinguent, dans les séries attribuées au Protérozoïque inférieur, deux cycles orogéniques différents : «*Le premier cycle correspond à l'orogénèse de la série du Yetti, à son équivalent mauritanien, la série d'Agueli Nebkha et aux granitoïdes du Yetti qui les traversent. Le second cycle est constitué par les séries d'Akilet Deilel et de l'oued Souss...vraisemblablement représentées en Mauritanie par les séries d'El Naam...d'Aïoun Abd El Malek et d'Imourène. Ce cycle est marqué par le plutonisme Aftout daté d'environ 2000 Ma...*». Deux (trop brèves !) missions de Mahdjoub, Drareni et Gani (1993-1994) ont apporté un éclairage nouveau sur ces séries, cohérent avec ce qui a été découvert, au même moment, dans la dorsale guinéenne.

2.2.1. Le domaine Yetti

Au Sud-Est de Tindouf et de Gara Djebilet, au-delà des crêtes basses et des champs de blocs du Cambro-Ordovicien gréseux, s'étendent de vastes regs blancs. Quelques petits tas de boules jouent les pierres tombales des granites tardifs (les granites Yetti datés de 2.2 à 2 Ga). Puis le pays, toujours aussi plat, devient gris. Des traînées noires dessinent de larges festons décimétriques sur le sol. Ce sont les affleurements d'arénites fines où «nagent» de petits plagioclases, entiers ou brisés, quelques gros grains de quartz anguleux à reflets bleuâtres, et quelques mouches de sulfures. Il s'agit sans doute d'une ancienne grauwaacke remaniant du matériel volcanique. On y reconnaît encore parfois (Fig. 1.3) des rides, des stratifications obliques, des «lenticular beddings», de mini-surfaces d'érosion, des injections de sable dans des lits argileux, des figures de charge et

parfois un grano-classement. Ces figures, toujours de petite taille, indiquent une sédimentation dans un milieu relativement peu agité. Les lentilles à petits galets (quelques mm) de quartz et de roche sédimentaire, dispersés dans la matrice, sont en général minces (du cm au dm) et peu étendues (quelques dm ou m). Elles alternent avec des niveaux très finement rubanés de lits détritiques fins et un peu plus grossiers comme pourraient l'être des varves glaciaires, ou encore avec des roches litées sans grain visible rappelant des jaspes. Sabaté (1972) interprète ces dernières comme des cinérites. Elles peuvent former des bancs de 5 à 10 m d'épaisseur.

La teneur en silice et l'induration de ces roches explique le nom de «Quartzites du Yetti» qui leur a été attribué. Leur couleur sombre est due, pour une part, aux minéraux de métamorphisme. Toutefois les teintes verdâtres ou rougeâtres que l'on observe peuvent être originelles. L'apparition de couches rouges à cette époque est bien connue dans d'autres boucliers du monde; mais il peut s'agir aussi d'une altération secondaire. Quoi qu'il en soit, déformations et métamorphisme rendent aléatoires les interprétations que l'on peut faire du mode et du milieu de dépôt des métasédiments du Yetti. Ces roches à grain fin se sont déposées en eau calme. On n'y a pour le moment pas trouvé de fentes de dessiccation, de chenaux, ou encore de carbonates ou de lits riches en matière organique. Du matériel détritique plus grossier pouvait arriver, dilué dans les argiles : ce sont les niveaux à petits graviers de quartz. Les apports de roches fraîches peu usées comme des laves volcaniques paraissent exceptionnels. Une étude sédimentologique, démontrant l'existence de turbidites comme certains l'ont proposé, paraît bien difficile à réaliser sur un ensemble déformé et dispersé en lambeaux au milieu des granites. De plus on ne connaît pas les couches de base. Or seuls des témoins de transgression et des contacts stratigraphiques sur un socle crustal archéen ou les restes d'un plancher océanique permettraient d'esquisser la forme et d'évaluer les dimensions et le site du bassin de sédimentation. Celui-ci pouvait être beaucoup plus étendu que la région du Yetti. Ce qui paraît évident est que l'épaisseur de cette série doit se compter en kilomètres. Des roches basiques ou intermédiaires se sont injectées dans la série, puis le tout a été envahi par des granites à biotite, des granites à amphibole et des granites migmatitiques.

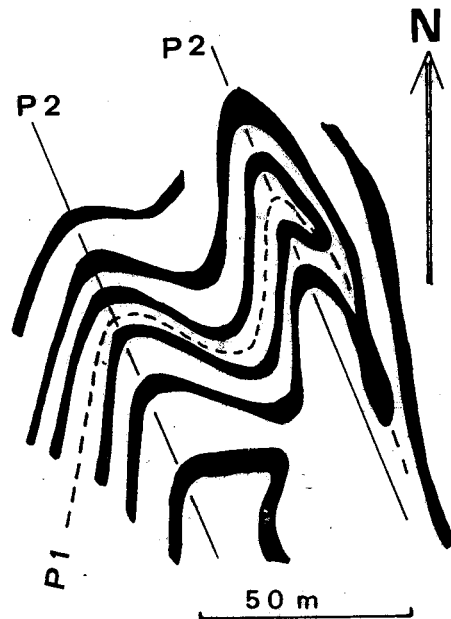


Fig. 1.3. (suite)
d. Série du Yetti. Interférence de deux phases de plissement (P1 et P2) observée sur un affleurement par P. Sabaté (1972, simplifié).

Fig. 1.3bis. - L'Archéen et le Protérozoïque inférieur dans les deux grands boucliers de l'Ouest africain.

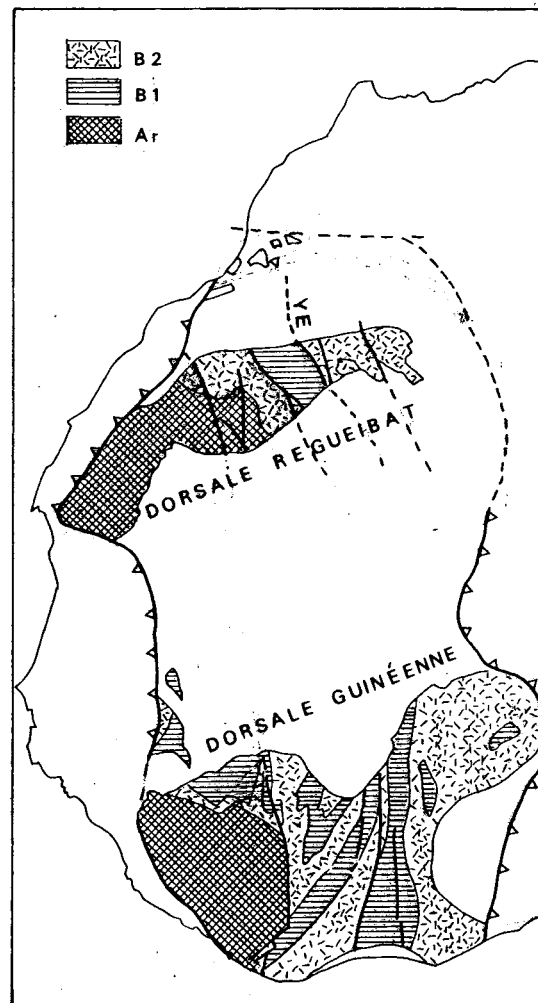
Ar: Archéen.

B1. Séries surtout sédimentaires du Yetti dans la Dorsale Regueibat et du "Birimien à faciès flysch" dans la Dorsale guinéenne.

B2 : séries volcaniques et volcano-sédimentaires des Eglab (D. Regueibat) et du "Birimien volcanique" (D. guinéenne).

YE : jointure Yetti-Eglab et prolongement supposé dans la couverture phanérozoïque.

On n'a pas figuré l'écaille d'Archéen de la Jointure Yetti-Eglab (Chegga) ni les reliques archéennes possibles dans le domaine birimien.



L'ensemble a subi deux phases de déformation (Fig. 1.3d). La première a créé une foliation souvent presque parallèle à la stratification qu'elle efface souvent. Elle est responsable de l'étirement en lentilles des petits galets de quartz et des charnières de plis isoclinaux de l'ordre du centimètre ou du mètre. «*Les séries sédimentaires...montrent, même à l'échelle de la photo aérienne, des plissements précoces à axes subverticaux liés à la tectonique verticale sub-méridienne, éburnéenne. La superposition de plis de deuxième génération, eux aussi à axes verticaux, est attribuée à la mise en place diapirique des granites à amphibole du Yetti, guidée par les structures verticales subméridiennes. Parmi les arguments en faveur de cette mise en place diapirique, on peut citer l'étirement vertical des taches de métamorphisme de contact observé dans le faciès de cornéennes à composition alumineuse, mais aussi les plans axiaux des plis II, moulant le corps granitique (région de Touinguecht, au Sud de Aouinet Bel el Egra)*» (Mahdjoub *et al.*, 1994).

En Mauritanie, l'équivalent de cet ensemble serait la série d'Aguel Nebkha, formée, selon Mestral *et al.* (1975) d'anciennes arkoses, grauwackes, schistes, quartzites, cipolins et roches vertes métamorphisées avant 2 Ga. On y observe la même succession de déformations que dans la série du Yetti. Quant à l'âge réel de cette série en Algérie, la seule indication est celle de son antériorité par rapport aux granites Yetti qui la traversent. Leur âge radiométrique en Rb/Sr sur roche totale (2039 ± 49 Ma) serait un âge de réhomogénéisation par un événement ultérieur (Cahen *et al.*, 1984) (Fig. 1.3bis).

2.2.2. Séries d'Akilet Deilel et de l'Oued Souss

Si du Yetti on s'avance dans l'Areigat Lemah, au Nord de Chegga (Fig. 1.4), on passe brusquement à des roches différentes bien que le pays demeure toujours aussi plat. Les roches sont encore affectées par un léger métamorphisme régional à chlorite, actinote et pumpellyite et un métamorphisme thermique dû aux granites qui les injectent. Mais on n'y retrouve ni la sédimentation fine ni la foliation métamorphique de la série du Yetti. On a là des sédiments détritiques qui suggèrent un milieu de forte énergie. Le grain est

tantôt fin tantôt grossier et les lits de conglomérats permettent de reconnaître la stratification et sa polarité. Les galets ont souvent gardé leur forme originelle. Cette formation détritique fait partie de ce que Sabaté a appelé la Série d'Akilet Deilel et qui correspond, pour une part, à la série de l'oued Souss de la carte SERMI et à la base de la Série du Guelb El Hadid de Gevin (v. Baudin, 1996). Sabaté y distingue «*deux ensembles lithologiques, l'un essentiellement détritique, l'autre essentiellement volcanique...*». Les polarités stratigraphiques, normales et inverses montrent «*que cette série n'est pas monoclinale mais qu'elle est structurée en une vaste synforme, reprenant des plis isoclinaux serrés...*». A l'Est de la Jointure, elle est «*agencée en unités structurales empilées les unes sur les autres à la manière d'un jeu de cartes, et pentées vers l'Est à 45° environ. Les contacts entre ces unités sont jalonnés par des dolérites*». Des arkoses à feldspaths roses semblent constituer la plus grande partie de la formation. Les bancs grossiers ou fins (grès-quartzites ou siltites verts) et les lentilles de conglomérats se succèdent. Outre le quartz blanc ou rose, les galets proviennent de séries sédimentaires (grès, arkoses, grauwackes, siltites) ou plus anciennes (quartzites blancs, quartzites ferrugineux), et d'un volcanisme contemporain (rhyolites). Les galets, anguleux ou émoussés, sont souvent posés à plat suivant la stratification. Les surfaces de ravinement et les stratifications obliques de rides ou de chenaux, comme les flaser beds, sont fréquents (Fig. 1.5).

Dans cette même région, sur la marge septentrionale du bouclier, à côté du complexe magmatique de M'Dena, la formation détritique est très réduite et repose en discordance sur des granites grossiers du complexe de Chegga. Les arkoses montrent des gouttières plurimétriques qui indiquent un écoulement vers le Sud-Ouest (190° à 200°). Elles sont associées dès la base à des ignimbrites sombres et traversées de filons basiques. Une formation ignimbritique les surmonte; elle précède la mise en place du complexe subvolcanique de M'Dena.

La série de l'oued Souss qui affleure à l'Est de la Jointure serait un équivalent latéral de la série d'Akilet Deilel, ou peut-être un peu plus jeune car l'on y trouve des galets d'un grès-quartzite clair connu dans les couches de base de cette dernière. Cette série est bien exposée dans la région centrale des Eglab. «*Elle se compose de deux complexes*

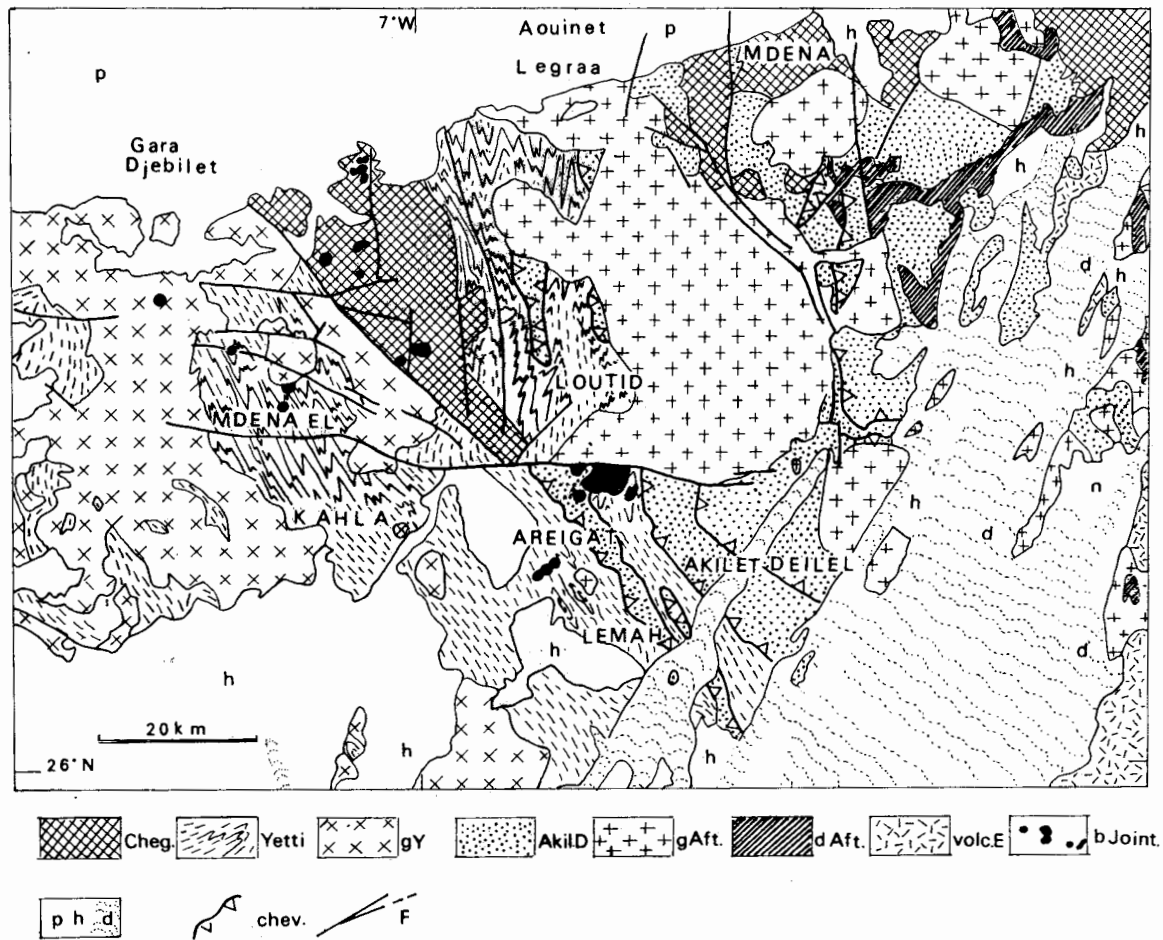


Fig. 1.4. - Carte schématique de la Jointure Yetti-Eglab, d'après Sabaté et Lomax (1976) complétée par les cartes SERMI (Buffière *et al.*, 1965) et Azzouni-Sekkal (1976) simplifiées.

Cheg: Série de Chegga et assimilées: gneiss éburnéens comportant une écaille d'Archéen.

Yetti: Série du Yetti.

gY: granitoïdes Yetti.

AkilD: Série d'Akilet Deilel.

gAft: granites et volcanites du cycle Aftout et granites de la Jointure.

dAft: gabbros et diorites du cycle Aftout.

volc.E: volcanites Eglab.

bJoint.: plutons basiques de la Jointure Yetti-Eglab.

p: couverture Paléozoïque.

h: couverture Cénozoïque (hameda).

d: principaux cordons dunaires (Iguidi).

chev.: chevauchements.

F: failles anciennes à rejeux récents.

Les plis représentés dans le Yetti sont ceux dus à la seconde phase. Les granites de la Jointure comme les granites Aftout sont postérieurs aux charriages mais antérieurs aux failles Est-Ouest. Chegga se trouve à environ 70 km au Sud de la carte.

stratigraphiques, l'un détritique avec conglomérats, grès, arkoses et schistes, et l'autre volcanique, essentiellement édifié par des ignimbrites, des rhyolites et rhyodacites, des brèches et tufs rhyolitiques ou rhyodacitiques, des cinérites. Chacun de ces complexes est affecté de plis amples et souples antérieurs aux intrusions du pluton Aftout» (Sabaté, 1978). Pour Mahdjoub *et al.* (1994) «les séries de l'oued Souss semblent caractéristiques d'un volcanisme de type explosif et être constituées exclusivement de formations volcaniques : ignimbrites, coulées à blocs et brèches volcaniques et écoulements pyroclastiques turbulents acides de type «surge». Ces derniers présentant un granoclassement et des stratifications entrecroisées ont été interprétés à tort comme des formations détritiques conglomératiques et grés-arkosiques (Buffière *et al.*, 1965)».

Au fond de certains chenaux de la formation détritique, Chauvel et Guerrak (*com. or.*) ont observé des concentrations de minéraux lourds, des placers comme nous en verrons dans le Tarkwaïen de la Dorsale de Guinée. La série de l'oued Souss, comme celle d'Akilet Deilel, est traversée par de gros plutons de granite «Aftout», non orienté, daté d'environ 2 Ga. Au contact du granite, les terrains sont parfois méconnaissables. Par exemple, au Sud de M'Dena, près du filon de l'indice aurifère Caroline, les arkoses métamorphosées miment un granite : la matrice feldspathique rose de l'arkose a recristallisé en englobant de gros quartz ronds. On hésite au premier abord à y voir une roche sédimentaire, et ce d'autant plus que le granite lui-même, près du contact, prend un faciès microgranitique sur quelques mètres d'épaisseur. Mais, dans l'arkose, des alternances de lits fins et grossiers et les lits à galets de quartz ont été préservés et le contact avec le granite est net.

2.2.3. Le pseudo-Archéen de l'Est et les séries du Draa El Guerb

Tout à fait à l'Est du bouclier, affleurent des gneiss fins («leptynites»), des amphibolites, des métavolcanites et des mylonites, intrudées par des gabbro-diorites et des granites. Ces roches ont été figurées sur la carte SERMI comme «Groupe de Chenachane-Erg Chech» et rangées, comme la Série de Chegga, dans le «Système de Base Reguibat». Des zones sub-méridiennes de

mylonites ont été cartographiées soit comme leptynites, soit comme quartzites et amphibolites. Le tout est surmonté en discordance par des nappes de rhyolites et d'ignimbrites. Le gabbro-diorite de Teggeur a été daté par Drareni en U/Pb sur zircon à 2.2 Ga. Il appartient à un complexe stratifié (Piboule *et al.*, 1996, Guillot, 1996) qui s'étend sur 35 km du Sud au Nord. Il n'est sans doute pas le seul de son espèce car nous avons noté des roches analogues dans un couloir de l'Erg Chech, au Nord de Grizim où, sur 16 km, elles intrudent une série métasédimentaire qui rappelle la Série du Yetti.

En bordure de l'Erg Chech, vers 26°N-3°W, Caby (1965) a décrit une série volcanique qu'il appelle «Série Inférieure du Draa El Guerb» et qui avait été représentée sur la carte SERMI (1965) sous le nom de «quartzites et amphibolites du groupe du Draa El Guerb» et classée dans le groupe de Chegga. Des méta-rhyolites et des cinérites montrent une alternance millimétrique de lits aphanitiques et de lits à cristaux de feldspath. Ces niveaux volcaniques acides sont interstratifiés avec des gneiss rubanés très fins, des méta-grauwackes et des amphibolites fines et sont traversés de filons de microgranite et de roche pegmatitique à sulfures, et par un gabbro. Le tout est affecté de plis hectométriques à axe sub-vertical ou fortement penté. On n'en voit pas la base. Dans le petit affleurement du Draa El Guerb, vers 26°06'27N-03°06'59W, on en observe déjà plus de 2000 m. L'ensemble a subi un métamorphisme mésozonal qui a donné naissance, dans les roches acides, à de la biotite et du grenat et dans les roches basiques, à de la hornblende et du plagioclase. Au Sud (Tilemsi Ould Haïda) et à l'Ouest, on voit les rhyolites de plus en plus transformées, envahies par des filonnets pegmatitiques et aplitiques, passer à des granites orientés et des gneiss roses. Une isochrone Rb/Sr sur des leptynites a donné un âge de 2022 ± 51 Ma. Un métamorphisme plus léger, à épidote, chlorite, biotite verte, tremolite-actinote et albite se superpose au premier. Par le style de ses déformations, cette série se rapproche des séries du Yetti (§2.2.1). Cet ensemble, représenté souvent sur les cartes comme Archéen, est en fait du Protérozoïque inférieur.

La Série Inférieure du Draa El Guerb est recouverte en discordance par une seconde, la «Série Supérieure du Draa El Guerb», volcanosédimentaire elle aussi (Caby, 1965). A l'affleurement, on reconnaît les textures originelles



Fig. 1.5. - Conglomérat dans la série d'Akilet Deilel, dans le Nord de la klippe d'Areigat Lemah (d'après une photographie). Des lentilles de conglomérat à matrice d'arkose alternent avec des bancs d'arkose fine rose. Les galets, de l'ordre du cm ou dm, sont en général émoussés, et disposés en tous sens ou couchés suivant la stratification. Ils sont surtout formés par des quartzites blancs ou rouges, des quartzites à magnétite, des arkoses fines litées analogues à celles de la matrice, des roches basiques à texture intersertale (en noir sur le dessin), des rhyolites. Les galets de quartz sont rares. Les couches sont ici verticales. Le manche du marteau mesure 26 cm.



Fig. 1.6. - Nord-Est des Eglab. Reg couvert de boules de granite Aftout. A l'horizon, coulées rhyolitiques. (Dessin de Lamarche d'après une photographie J.F.)

de basaltes, d'andésites, de rhyodacites, de tufs, d'ignimbrites. L'ensemble est recoupé par des dykes et des sills de dolérite. Sous le microscope les textures sont voilées par une paragenèse minérale semblable à la paragenèse tardive de la Série Inférieure. La dévitrification des anciens verres s'accompagne de néoformation de biotite verte, d'amphibole bleue ou incolore, d'épidote et de mica blanc (séricite), non orientés, que l'on peut interpréter comme le produit d'un métamorphisme régional de faciès «schiste vert» ou comme celui d'un autométamorphisme par les venues hydrothermales qui ont suivi la mise en place des roches volcaniques. Cette série serait l'équivalent des formations volcaniques d'Akilet Deilel et de l'oued Souss et non des volcanites «Eglab» auxquelles elle est parfois rapportée. En effet, elle est traversée par des massifs circonscrits de gabbrodiorite et des granites Aftout. La datation en U/Pb sur mono-zircon d'un gabbro-diorite a donné un âge de 2 Ga (Drareni, *inédit*). Vers la Gara Sayada (27°N-3°25'W) et au Nord-Ouest de celle-ci, cette formation affleure sur plus de 1000 km².

2.2.4. Le volcanisme Eglab

A la fin de la mise en place des granites Aftout, les émissions volcaniques se terminent par des coulées d'andésite, de dacite et de rhyolite, alternant avec des nappes d'ignimbrites et des accumulations de pyroclastites. Ce dernier ensemble, dit «Volcanisme Eglab», repose sur les granites Aftout dont on retrouve des éléments remaniés dans les brèches et les ignimbrites (Sabaté, 1979). Il n'a pas été plissé et forme des plateaux horizontaux (Fig. 1.6). Tokarski et Niec (1990) y ont décrit un édifice volcanique dont les formes auraient été conservées. Les roches n'ont pas été métamorphisées par un événement ultérieur. Cet ensemble est, au Nord de Chenachane, traversé par le complexe annulaire du Drissa (Kahoui, 1988) qui a été daté par Drareni *et al.* (1996) à 2.08 Ga sur zircon.

2.2.5. La Série du Guelb El Hadid

Les géologues de la SERMI (Buffière *et al.*, 1965) ont découvert une petite série détritique peu métamorphique conservée à la marge méridionale des Eglab. Sabaté y distingue une formation inférieure, détritique, épaisse de 30 m à l'Eglab

Chindrar, une formation moyenne, volcano-détritique et conglomératique épaisse de 60 m et une formation supérieure, épaisse de 90 m, de grès conglomératiques et de grès fins, micacés et feldspathiques surmontés d'arkoses à lits hématitiques et de grès-quartzites fins. Quelques surfaces sont couvertes de ripple marks et les arkoses contiennent des galets de quartz, bien roulés, de volcanites acides, de cornéennes ou de granophyres (Buffière *et al.*, 1965). Mahdjoub *et al.* (1994) rappellent que cette molasse était considérée comme postérieure à la structuration du système Eglab et aux derniers granites roses Aftout. Auparavant les granites intrudés dans les couches du Guelb El Hadid étaient «interprétés comme des reliefs autochtones ou comme le résultat d'une tectonique post-dépôt... Dans la région de Chindrar, l'observation minutieuse, dans plusieurs sites, d'affleurements d'interfaces granite/séries du Guelb El Hadid montre des contacts de type intrusifs. Le magma granitique imprègne sur plusieurs dm les sédiments adjacents. L'injection du magma provoque une fracturation hydraulique responsable de la bréchification des sédiments, en particulier des pélites bleues de base du Guelb El Hadid. Le passage du granite rose aux sédiments encaissants est souligné par un faciès de bordure plus clair. Les granites peuvent être en contact avec les formations conglomératiques. Dans ce cas, de petits filons de granitoïde rose s'injectent dans les conglomérats. La série de Guelb El Hadid renferme aussi des sills doléritiques à la base des conglomérats. Ces dolérites sont parfois injectées et disloquées par les granites roses. Ces relations sont aussi une preuve d'antériorité (elles et leur encaissant) par rapport aux granites roses».

Ces dolérites avaient été datées par la méthode K/Ar entre 1360 Ma et 1756 Ma (Sabaté et Lomax, 1975). En fait ces chiffres témoigneraient d'un événement thermique Protérozoïque moyen vers 1600 Ma (Cahen *et al.*, 1984), postérieur à leur mise en place. On ne connaît pas leur parenté possible avec les petits massifs de gabbro non métamorphiques décrits par Azzouni-Sekkal (1976) et qui jalonnent la Jointure.

Des terrains comparables comblent quelques petits fossés encaissés dans les granites Aftout et la Série de l'oued Souss à l'Ouest de l'erg Iguidi (Fig. 1.4). Ce sont des arkoses grossières à grains ronds-mats qui contiennent des galets de rhyolite

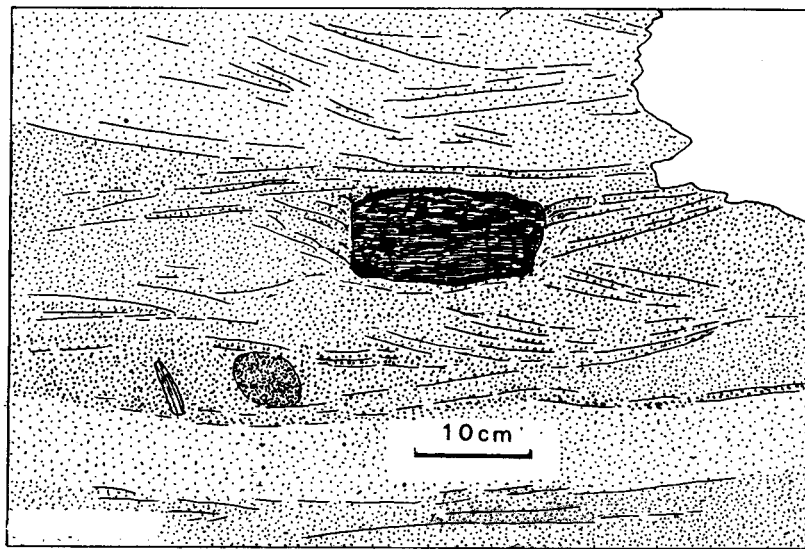


Fig. 1.7. - Petits blocs de rhyolites et de schistes dans une arkose à stratifications obliques de la formation inférieure du Guelb El Hadid, vers 26°32'N-6°20'W. Le plus gros déforme les lits comme le ferait un dropstone glaciaire (d'après une photographie, 1989).

Fig. 1.8. - Evolution tectono-magmatique de la Jointure Yetti-Eglab d'après Sabaté (1982, simplifié).

6 : intrusion des granites Aftout et fin du cycle Eglab (1920 Ma: âge Rb/Sr et anté 2Ga en U/Pb sur monozircon).

5 : intrusion des granites de la Jointure.

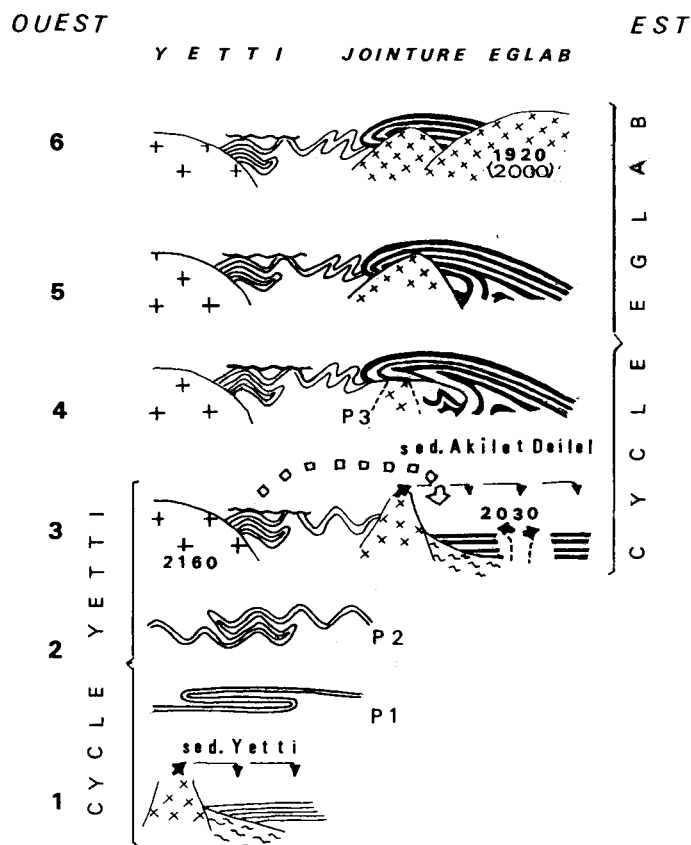
4 : tectonique tangentielle de la série Yetti Akilet Deilel, et troisième phase de déformation de la série Yetti au voisinage de la Jointure.

1 à 3 : cycle orogénique Yetti.

3: intrusion des granites Yetti vers 2160 Ma (âge Rb/Sr). L'érosion de la chaîne ainsi formée aurait alimenté en détritique un bassin oriental où se dépose la série d'Akilet Deilel. Un magmatisme calco-alcalin s'intercale dans les sédiments vers 2030 Ma (cycle Eglab).

2: déformation P1 = phase 1 de plis isoclinaux couchés et déformation P2 reprenant le tout en plis verticaux en chevrons.

1: sédimentation de la série volcano-sédimentaire du Yetti à partir d'un socle et d'un volcanisme situés à l'Ouest.



et d'ignimbrite de type Eglab, de quartzite et de schiste gris ou roses provenant des sédiments contemporains. Les stratifications obliques de gouttières fluviales indiquent que les courants allaient ici d'Est en Ouest. Quelques blocs isolés ont déformés les lits dans lesquels ils se sont enfoncés à la manière des «dropstones» lâchés par des glaces flottantes (Fig. 1.7).

Les formations du Guelb El Hadid représentent les couches de base d'une série qui a dû couvrir tous les Eglab (Buffière *et al.*, 1965; Baudin, 1996) ou peut-être même tout le bouclier. On n'a aucune idée de ce qui a été enlevé, avant le dépôt du Protérozoïque supérieur. Le faible degré d'évolution des roches fait penser que la série à l'origine n'a pas été très épaisse. Le matériel détritique est peu altéré et de provenance locale. La présence de dropstones fait penser à un transport par des glaces flottantes. *«L'attention particulière accordée aux relations séries molassiques du Guelb El Hadid et les granites roses Aftout se justifie par l'intérêt que présente ces dernières séries dans l'histoire des Eglab. Elles sont considérées jusqu'à l'heure actuelle à l'unanimité comme scellant tous les événements magmatiques et volcaniques de la région. En outre leur corrélation avec les formations tarkwaïennes minéralisées en or au Ghana, a fait de ces formations un candidat potentiel pour la recherche aurifère ... On peut noter d'autre part que, par la capacité des magmas à remobiliser et à concentrer les substances utiles, les relations structurales de type intrusif des granites roses dans les formations du Guelb El Hadid, prendront toute leur importance».* (Mahdjoub *et al.*, 1994).

2.2.6. Le Protérozoïque inférieur de l'Ouest

L'équivalent mauritanien de la série d'Akilet Deilel est la série volcano-détritique d'Aioun Abd El Malek, préservée dans le grand sillon Hassi Fokra-Bou Emeina-Aioun Abd El Malek qui, du Nord-Ouest au Sud-Est, traverse la Dorsale. Elle est formée de conglomérats, d'arkoses fines, d'arkoses à galets de rhyolite et de socle, de grauwackes (Mestralt *et al.*, 1975) et de rhyolites et microgranites vers le haut.

200 km à l'Ouest, parallèle à celle-ci, une autre bande de volcanites acides, discordantes sur le socle archéen, traverse aussi toute la Dorsale. A

l'Est de Bir Moghreïn, le chaînon du Tamreikat, formé de nappes rhyolitiques et ignimbritiques recoupées de microgranites, se prolonge au Sud-Est par les Guelbs Hadet et Tan Ebdar. Ces guelbs sont de petits plutons granitiques leucocrates, intrusifs dans des rhyolites et des ignimbrites fines.

On ne connaît pas, entre cette formation volcanique et l'Archéen, d'analogue à la Série du Yetti. Les arkoses et rhyolites de la puissante «Série d'Imourène» de Sougy (voir ce terme, *in* Fabre, 1983) pourraient être l'équivalent des petits témoins de la formation du Guelb El Hadid que nous avons vu près de la «Jointure». On peut douter que ce soit elles qui se fassent gneissifier (Mestralt *et al.*, 1975) : on a en effet souvent pris pour des «leptynites» ou des anatectites, des mylonites de rhyolites ou de gneiss du socle.

2.2.7. Genèse et structuration éburnéennes

Dans la partie orientale de la Dorsale, les Séries du Yetti, d'Akilet Deilel et de l'oued Souss sont-elles contemporaines ? Elles représenteraient alors deux faciès, l'un de sillon et d'arc insulaire et l'autre de marge active. Ou bien le dépôt de la Série du Yetti a précédé celui de la Série d'Akilet Deilel. La première se serait accumulée dans un sillon océanique et contient une forte proportion de matériel volcano-sédimentaire (grauwackes, cinérites). Elle a subi au moins deux phases de déformation et de métamorphisme qui se seraient terminées, selon Sabaté (1982) vers 2.16 Ga (Fig. 1.8). La phase de déformation isoclinale précoce ne se retrouve pas dans les autres séries. Cette phase pourrait correspondre au premier cycle éburnéen daté vers 2.2 Ga sur le gabbrodiorite déformé de Teggeur (Drareni, 1996). Les sédiments fluviaux ou littoraux d'Akilet Deilel, de l'oued Souss et du Draa El Guerb supérieur se seraient déposés sur la marge d'un continent. Ils proviennent d'édifices volcaniques aériens contemporains, calco-alcalins. On y a signalé des spilites. Les sédiments proviennent de la destruction de reliefs jeunes et correspondraient aux molasses d'une chaîne de montagne qui se serait formée vers 2 Ga. Le rapport isotopique bas (0.700 à 0.703) des laves indique une participation importante de matériel mantellique. Une phase compressive amène ensuite cette série à chevaucher vers l'Ouest le domaine Yetti, et

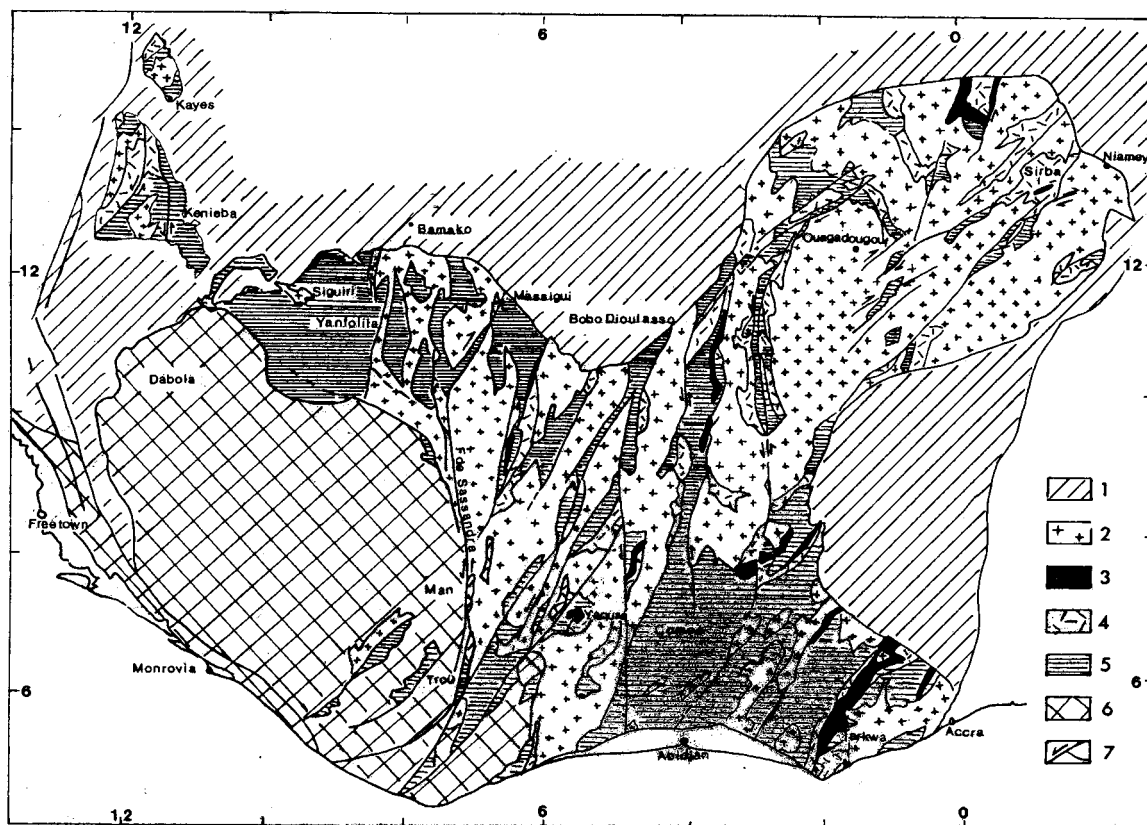


Fig. 1.9. - Archéen et Protérozoïque inférieur de la Dorsale de Guinée d'après Feybesse et Milesi, simplifié.

1: Couverture sédimentaire néo-protérozoïque et cambrienne.

2: granites éburnéens.

3: Tarkwaïen.

4: Birimien volcanique.

5: Birimien sédimentaire.

6: Archéen.

Ce dernier peut être associé, en Guinée, à du Paléoprotérozoïque.

déforme les deux ensembles, en particulier à l'aplomb de la Jointure. Le second cycle éburnéen, ou cycle Eglab se termine vers 2 Ga par l'intrusion de granites ultime, comme le Drissa (2.08 Ga) étudié par Kahoui (1988, 1996) et le dépôt des molasses de la chaîne.

La Zone de Jointure de Chegga, entre Yetti et Eglab est, selon Mahdjoub *et al.* (1994), un couloir mylonitique subméridien, d'extension kilométrique, affecté par une déformation subméridienne à composante chevauchante vers l'Ouest, «*synchrone de la mise en place du granite à biotite de Chegga, daté à 2.2 Ga par A. Drareni, elle affecte aussi bien ce granite que son encaissant... daté à 2.7 Ga*». Les mylonites «*se présentent en deux familles de cisaillements anastomosés, orientés respectivement N-S et NW-SE... Les appareils granites (une dizaine) de diamètre 500 m - 1 km, s'alignent le long de ces deux directions mylonitiques et se localisent très souvent à leur intersection*».

Des âges protérozoïque moyen ont été publiés (Cahen *et al.*, 1984). Ce sont ceux des mylonites liées aux failles de Zednes en Mauritanie qui traversent le bouclier du Nord au Sud : elles ont donné un âge Rb/Sr sur roche totale de 1676 ± 105 Ma (Caen-Vachette, 1984). Les granites alcalins ou hyperalcalins de Bir Moghreïn ont donné des âges comparables (1755 ± 65 Ma ?) et la syénite de Tabatanat (1563 ± 28 , Cahen *et al.*, 1984). Ils tradiraient un événement ultérieur, anorogénique.

Du point de vue tectonique, on peut se demander si la disposition actuelle des klippes d'Areigat et de Loutid à l'Ouest de la Jointure, et l'écaillage d'Akilet Deïl à l'Est ne traduisent pas un fonctionnement de la Jointure en coulissage. En effet, ces klippes sont encaissées dans le socle Yetti, affectées de plis transverses à la direction de l'accident et d'une schistosité de fracture verticale. N'auraient-elles pas été préservées dans des bassins losangiques tandis que s'ouvriraient des fentes minéralisées à la marge orientale du linéament, comme c'est le cas pour les filons de quartz aurifère de «Caroline» dont l'érosion aurait pu fournir l'or détritique des sédiments du Guelb El Hadid (EREM, *inédit*, 1990) ?

En conclusion, les domaines Eglab et Yetti montreraient une croûte juvénile qui a «*été créée et structurée en partie autour de 2.2 Ga par une tectonique essentiellement verticale (raccourcissement homogène horizontal et mise en place diapirique des plutons granitiques), la tectonique*

transcurrente moins ductile lui faisant suite. L'essentiel de la croissance crustale s'est effectué autour de 2.1 à 2.0 Ga, à travers un important volume de granites post- à anorogéniques : les granites Aftout sensu lato» (Mahdjoub *et al.*, 1994).

3. LA DORSALE DE GUINÉE ET LES BOUTONNIÈRES DE SOCLE DE PART ET D'AUTRE DU BASSIN DE TAOUDENNI

Bien que la Dorsale de Guinée se trouve tout entière au Sud du Sahara, on l'évoquera ici car ses richesses minérales font qu'elle a été très étudiée. Elle fournit ainsi des données utiles pour comprendre le bouclier Regueibat que nous venons de voir et interpréter les boutonnières de socle que l'on connaît de part et d'autre du bassin de Taoudenni. On l'a aussi dénommée Bouclier éburnéen, Dorsale de Man ou Dorsale de Léo. Mais ces trois termes sont à éviter car le premier ne fait référence qu'à la partie du bouclier formée au Protérozoïque inférieur, et les deux autres à sa partie occidentale archéenne. Cette dorsale est limitée aujourd'hui à l'Ouest et au Sud par l'Atlantique dont l'ouverture coïncide avec des événements tectono-magmatiques méso-cénozoïques. Elle est limitée à l'Est et au Nord par les bassins sédimentaires des Voltas, du Gourma, de Bamako (Ségou-Mopti et Kita) qui ont commencé à se former vers la fin du Précambrien.

Entre les deux dorsales, regueibat et guinéenne, le socle affleure dans les boutonnières de Kayes et de Kéniéba, sur les confins Mali - Sénégal - Mauritanie et, à l'Est, les affleurements d'In Assadjé, d'In Koussamène et de Tagnout-Chaggueret, au Sud-Ouest du Tanezrouft. Bien que peu étendus, ces affleurements sont intéressants en ce qu'ils constituent des jalons intermédiaires utiles pour l'interprétation des mesures géophysiques entre les deux grands boucliers (Figs 1.1 et 1.9).

3.1. Archéen de la Dorsale de Guinée

L'Archéen affleure dans le domaine de Kenema-Man, entre la zone faillée et mylonitique de Sassandra à l'Est et la chaîne d'âge Précambrien terminal des Rokelides panafricaines à l'Ouest

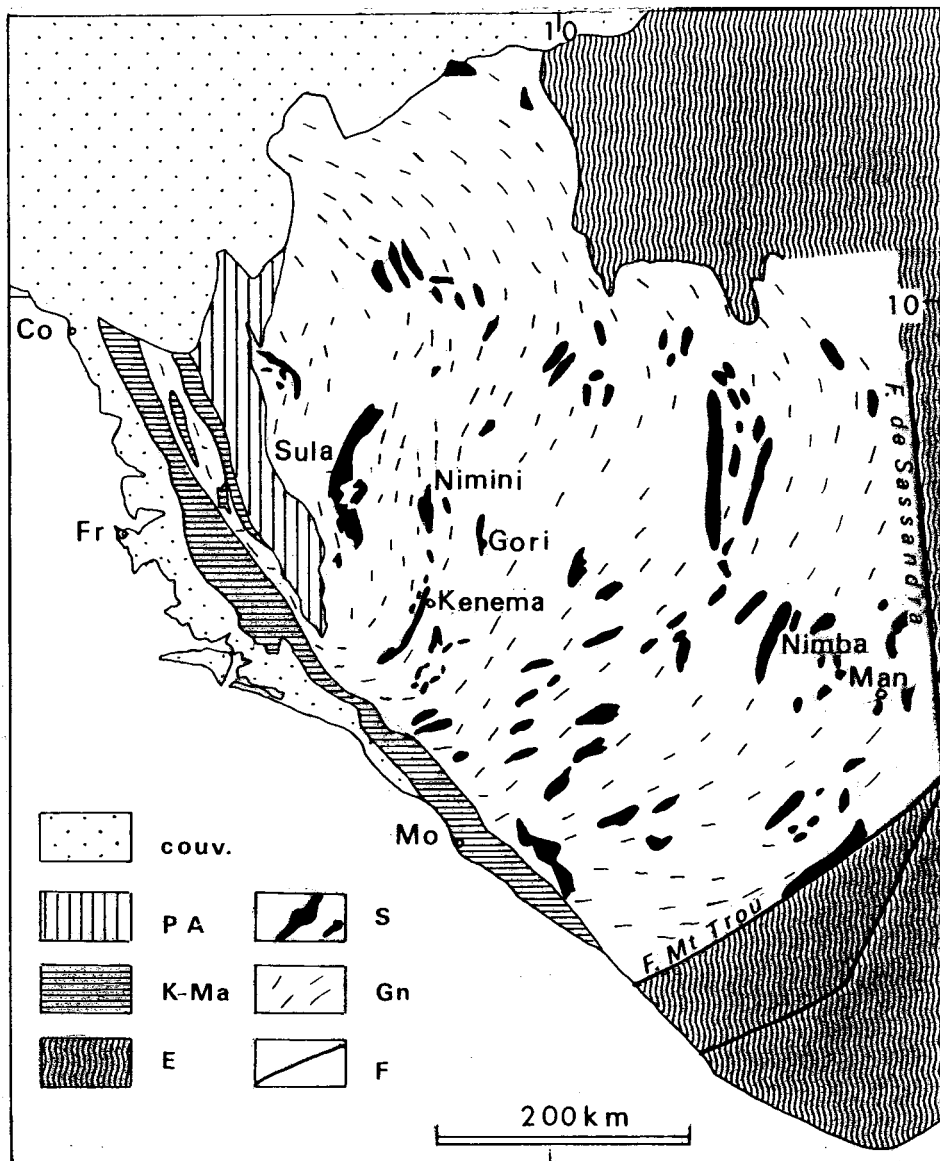


Fig. 1.10. - Répartition schématique des ensembles à roches vertes de l'Archéen dans le domaine Kenema-Man. L'allure en chapelet peut être due à la tectonique mais aussi au type d'affleurements dans cette région tropicale. Couv.: couverture Paléozoïque au Nord, Tertiaire-Quaternaire sur la côte. PA : domaine panafricain des Rokelides. K-Ma : roches vertes de Kasila et Marampa. E : domaine éburnéen (Protérozoïque inférieur). S : séries supra-crustales archéennes: roches basiques associées à des sédiments. Gn : gneiss migmatitiques du socle relatif ; les petits traits indiquent les directions de foliation. F : faille ou linéament majeur. Co : Conakry. Fr : Freetown. Mo : Monrovia. D'après H.R. et R.A. Williams (1976, 1978), Cahen *et al.* (1984), Wright *et al.* (1985).

(Fig. 1.10). On y reconnaît des reliques de séries supra-crustales conservées en synformes au milieu d'un socle gneissique. En Sierra Leone des gneiss migmatitiques et des granitoïdes forment le substratum. A l'Est, en Côte d'Ivoire, des gneiss gris rubanés (Camil, 1987) ont donné un âge Rb/Sr de 3125 ± 131 Ma (Cahen *et al.*, 1984) qui traduit un premier événement vers 3.2 à 3.1 Ga. Le métamorphisme aurait atteint par places le faciès granulite. Camil qualifie ces terrains de «Proto-croûte» car on n'y a pas signalé de métasédiments. Mais il faut dire que l'on connaît dans d'autres boucliers des roches sédimentaires plus anciennes. Au Groënland Rosing *et al* (1996) décrivent une série supracrustale recoupée par des roches de plus de 3.81 Ga. En Afrique australe, au Swaziland, les quartzites et conglomérats de Moodie, épais de plus de 3000 m, ont été recoupés par des filons datés vers 3 Ga. Or ils surmontent en discordance les schistes, les «banded cherts» et les grauweekes de la «Fig-Tree Serie», d'épaisseur comparable et plus anciens encore. Ces terrains sont la preuve que, bien avant 3 Ga, il existait des bassins sédimentaires, des terres émergées, et déjà de la vie (Du Toit, 1954, Haughton, 1969, Truswell, 1970) sous forme de micro-organismes.

Le second ensemble archéen de la Dorsale guinéenne est le Loko Group, défini en Sierra Leone. C'est ici la première série supra-crustale. On y a décrit des roches basiques et ultrabasiques, intrusives et effusives, aujourd'hui métamorphisées en amphibolites. Son équivalent au Libéria contient des quartzites et des micaschistes graphiteux (Camil, 1987). L'événement tectono-métamorphique qui a transformé ces sédiments, le **Leonan Event**, ou Léonien, a créé des structures Est-Ouest. Il se situerait vers 2960-2980 Ma.

Le troisième ensemble qui scelle cette orogénèse est le Kambui Supergroup de Sierra Leone (Cahen *et al.*, 1984). Il débute par une activité magmatique basique, dont témoignent des laves en coussins et des tufs. Une sédimentation détritique de grauweekes granoclassées (Umeji, 1983) et d'itabirites lui succède. Dans le Nord-Est du Liberia, la Série du Nimba, épaisse de 1500 à 2000 m occupe une position comparable. Elle a été divisée en deux unités. L'unité inférieure, ou Valley Group, est formée de roches volcaniques, en particulier d'andésites (Bessoles, 1977), mais aussi de métasédiments : quartzites, conglomérats, roches alumineuses ou carbonatées. L'unité

supérieure, ou Ridge group, contient des roches volcaniques à la base mais elle est surtout caractérisée par ses sédiments alumineux ou quartzeux et des itabirites. Celles-ci montrent sur 250 à 400 m d'épaisseur une alternance de lits siliceux et ferrugineux (hématite ou magnétite) coiffés par des sédiments alumineux, les «Phyllites du Mont Alpha». Ces itabirites constituent un riche gisement de minerai de fer à haute teneur (35% à 70%) dont les réserves dépasseraient 7.000 millions de tonnes (Wright *et al.*, 1985). Ces séries sont affectées par un nouveau cycle tectono-métamorphique, dit **Libérien**. Dans le Nord-Est de la Sierra Leone, on y a distingué trois phases de déformations. Les directions structurales sont cette fois Nord-Sud à Nord-Est-Sud-Ouest. Le degré de métamorphisme va du faciès schiste vert de basse pression au faciès amphibolite et même au faciès granulite. Des norites appartenant à la série des gneiss gris de Man cités plus haut montrent ainsi la superposition de deux paragenèses granulitiques (Camil, 1987), l'une due à l'événement léonien, et l'autre à l'événement libérien. Des granites potassiques se mettent en place vers la fin de l'orogénèse. L'événement libérien post-date vers 2850-2650 Ma le dépôt des itabirites du Mt Nimba. Les quartzites ferrugineux du Tiris, dans la Dorsale Regueibat seraient-ils leurs contemporains ?

On connaît encore peu de choses sur la genèse des chaînes archéennes. Sont-elles le fruit de processus ensialiques ou de collisions comme les chaînes plus récentes ? On a suggéré que les chapelets de massifs basiques reconnus dans l'Archéen (Fig. 1.10) pourraient représenter d'anciennes ceintures de roches vertes (greenstone belts) dont les événements Eburnéen et Panafricain ont pu modifier la géométrie. Ces roches basiques sont la source de l'or et de la chromite que l'on a longtemps exploités en Sierra Leone.

3.2. Le Protérozoïque inférieur de la Dorsale de Guinée

3.2.1. Affleurements

Le Protérozoïque inférieur affleure au Nord et à l'Est du domaine archéen de Man. Il intéresse la Guinée, le Mali, le Burkina Faso, la Côte d'Ivoire, le Ghana et le Niger. On n'en donnera pas ici une

Fig. 1.11. - Le Birimien et le Tarkwaïen d'après la carte géologique du Ghana au 1/2.000.000 (Braïmah, 1978).
 P : Protérozoïque supérieur et Phanérozoïque.
 T : Tarkwaïen.
 B2 : Birimien supérieur volcanique.
 B1 : Birimien inférieur.
 G2 : Granites, granodiorites et diorites type Dixcove, peu ou non foliés.
 G1 : granitoïdes foliés type Cape coast.
 Au : Or. Mn : manganèse.

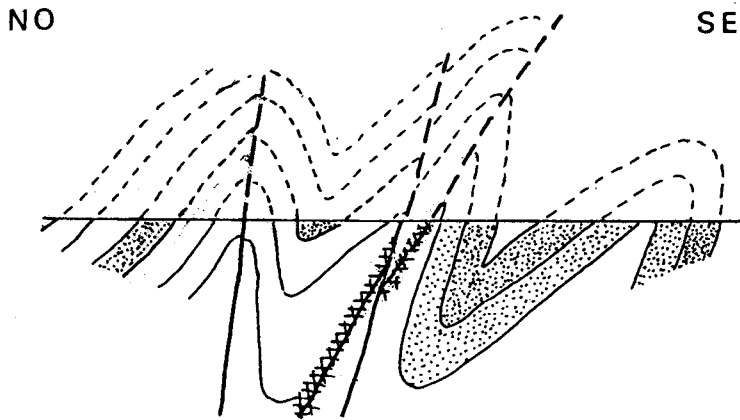
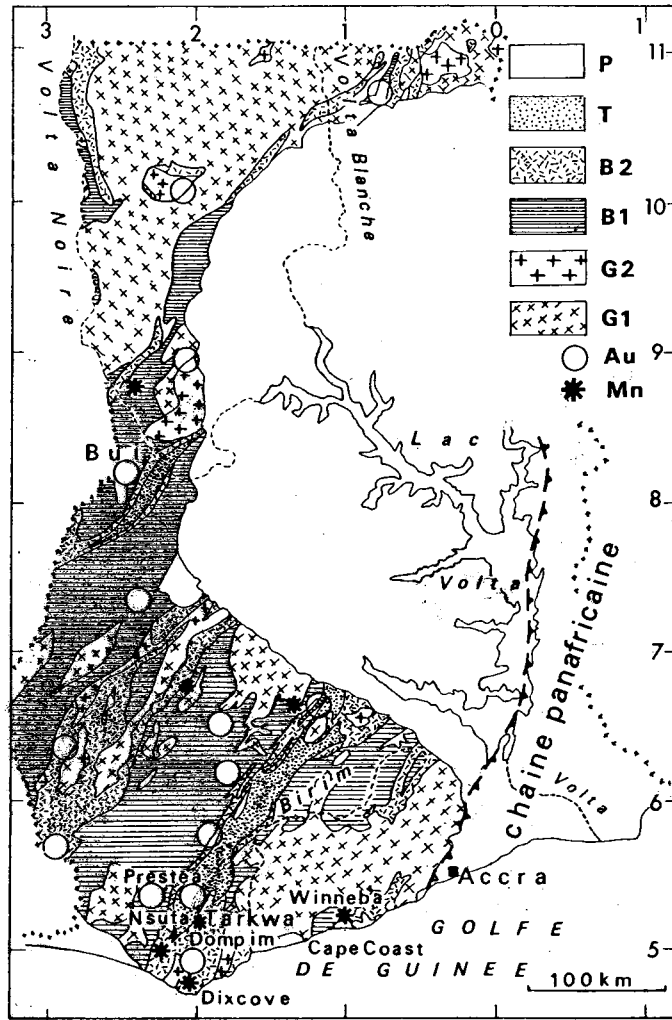


Fig. 1.12. - Schéma du gisement aurifère de Prestea, d'après Thomas (Gold coast geol. survey, 1934, 4.3, p. 33) et Appiah (1991).

synthèse car les travaux en cours modifient les schémas admis. Nous nous contenterons de situer, dans leur cadre géologique, trois groupes d'affleurements caractéristiques que l'on nous a montré dans des régions différentes.

Le géologue qui vient du Sahara est d'abord dérouter dans ce paysage. La brousse clairsemée du Sahel et la forêt tropicale, bien que dégradée par les brûlis, masquent en général la roche en place. Lorsque celle-ci apparaît, elle est souvent altérée sur plusieurs mètres ou dizaines de mètres d'épaisseur. Les roches saines affleurent dans quelques escarpements ou des carrières. Les travaux miniers sont heureusement assez nombreux et on peut étudier les roches en galeries ou sur carottes de sondages.

3.2.2. *Le Protérozoïque inférieur du Ghana : Birimien et Tarkwaïen*

3.2.2.1. Le Birimien

C'est au Ghana (Fig. 1.11) que le Birimien a été défini par Kitson, en 1918 et 1928, pour les métasédiments aurifères qui affleuraient dans la vallée de la rivière Birim. Le pays est célèbre par l'or, le manganèse, la bauxite et les diamants qu'il produit. Les travaux miniers et les études géologiques de détail y ont été longtemps plus actifs que dans les pays voisins, tournés vers l'agriculture. En 1928, Kitson définissait ainsi le Birimien : «*partially altered and normal rocks as phyllites, flagstones, impure limestones, sandstones, grits and conglomerates with their metamorphosed representatives, schists of various kinds, hornstones, hornfels and paragneiss. The interbedded igneous rocks, originally andesites etc. as flows with their pyroclastic associates - tuffs and agglomerates - occur as hornblendites, hornblende-schists, actinolite schists, pyroxenite, gabbro, etc. Intrusive into them are biotite granite, muscovite granite, with their associated pegmatites, aplites and probably peridotites*» (Kitson, in : Kesse, 1986). Plus tard Junner (1940) distingue un Birimien inférieur composé de micaschistes, tufs et grauwackes d'épaisseur inconnue, d'un Birimien supérieur où dominant les laves et pyroclastites métamorphiques.

Les géologues du Ghana et de Côte d'Ivoire (Mortimer, 1992, Fabre et Morel, 1993) distinguent aujourd'hui plusieurs termes dans ces deux ensembles :

Le Birimien inférieur, épais d'environ 5000 m près de la frontière orientale de Côte d'Ivoire, affleure largement au Ghana. Il est formé de métapélites gris-noir ou rouge, pyriteuses, à mouches de carbone, associées à des grauwackes, des quartzites, des arkoses, des tufs volcaniques et des lits de siltites grano-classées, surtout vers le sommet. On y observe des stratifications obliques, des figures de courant, des convolutes, etc... Ces sédiments proviendraient du remaniement de roches volcaniques, de granites, de sédiments antérieurs et de filons de quartz. Toutes les roches sont métamorphiques. La série a été divisée en 5 termes qui sont, de haut en bas :

5. *Upper Arenaceous* : grès et grauwackes brun à pourpre.

4. *Upper Argillaceous* : siltites et tufs.

3. *Middle Arenaceous* : alternance rythmique de grauwackes et siltites et de tufs volcaniques. Ce terme est manganésifère.

2. *Lower Argillaceous* : phyllites noires ou grises représentant d'anciennes argiles alternant avec des tufs volcaniques.

1. *Lower Arenaceous* : grauwackes, grès, siltites et tufs en alternance. Base inconnue.

Le Birimien supérieur

Une discontinuité sépare le Birimien inférieur du Birimien supérieur (Asihene et Barning, 1975). Le Birimien supérieur est riche en laves basiques à intermédiaires. Certaines montrent des structures en coussins (pillow lavas). On y connaît aussi des pyroclastites à albite, des kéraatophyres, des agglomérats et des tufs volcaniques. Ces roches sont souvent aurifères. Des arkoses, grauwackes, pélites carbonatées, charbonneuses ou manganésifères s'y intercalent. On y a noté des stratifications obliques ou lenticulaires. Le Birimien supérieur est divisé en trois termes et correspondrait à une période de distension :

3. *Terme supérieur ou Basic Volcanic*. C'est la plus grosse partie du Birimien supérieur. Il est constitué par des basaltes et des dolérites, aujourd'hui métamorphisés dans le faciès schiste vert à actinolite-chlorite. Lorsque ces roches se trouvent au voisinage de granites, leur métamorphisme atteint le faciès amphibolite.

2. *Terme moyen ou Acid Volcanic*. Des rhyolites et des porphyres quartzo-feldspathiques sont associés à des micaschistes chloriteux et quartzeux.

1. *Terme inférieur ou Sedimentary Volcanic* : métasédiments (ex.grès grossiers, conglomérats, grauwackes) et méta-tufs volcaniques.

Dans l'Ouest du Ghana, la mine d'or de Prestea exploite des veines quartzieuses à sulfures, dans des zones broyées (Fig. 1.12). Ces veines sont associées à une grande faille qui affecte des micaschistes carbonés affectés de plis isoclinaux déversés vers l'Est ou le Sud-Est. Appiah (1991) a donné une analyse de sa minéralisation complexe. L'or birimien du Ghana se trouverait, d'après Routhier (1980, p. 288) dans des couches de «cherts recristallisés en quartz rubannés, associés à des schistes carbonés, avec séricite, chlorite, ankérite, au contact de coulées de metabasaltes et de tufs. L'or y est essentiellement associé au mispickel. Le gisement d'Obuasi avait déjà fourni, de 1898 à 1935, plus de 66 t d'or à partir d'un minerai à 34g/t, et jusqu'à 780 m de profondeur. Il se situe sur une ceinture aurifère de 180 km de longueur, dirigée Sud-Ouest - Nord-Est ... Rappelons que la production du Birimien du Ghana (Tarkwaïen exclu) est estimée à environ 850 t». Là, comme en Côte d'Ivoire, au Burkina Faso ou en Guinée «sont fréquents les stockwerks de veimules (ayant alimenté des placers) et les filons. Les uns et les autres se localisent dans des laves basiques, des tufs ou des greywackes, en général à proximité de pointements de granites et granodiorites tardi-éburnéens, quelques fois à leur contact ou en leur sein. Les analogies avec les greenstone-gold-belts de l'Archéen sont absolument évidentes».

Le Birimien est aussi manganésifère. Dans la mine de Nsuta-Wassan, le minerai se présente en corps lenticulaires massifs de plus de 800 m de long sur 50 m d'épaisseur. Il est constitué par de la rhodochrosite, de la sidérite, des silicates et surtout des oxydes à forte teneur. Le gisement est maintenant en grande partie épuisé. De minces bancs de micaschistes, de roches vertes et de carbonates s'y intercalent. Certains lits carbonatés sont oolitiques; des stratifications obliques dans les niveaux manganésifères indiqueraient une sédimentation en milieu peu profond. La teneur en manganèse varie de 2% à 40%. L'imprégnation minérale est concentrée dans une zone très déformée. L'analyse des petites structures tectoniques a démontré la succession d'au moins trois phases. La première produit une foliation de direction Nord-Nord-Est assez constante. La seconde est plus ou moins coaxiale de la première.

Le litage transposé a été plissé en synformes et antifformes serrées. La troisième phase produit des plis et une schistosité de fracture, oblique sur les structures anciennes. Le manganèse d'Afrique occidentale apparaît à Routhier comme faisant partie d'une vaste province qui s'étend au delà de l'Atlantique, en Amérique du Sud. Le minerai y est-il partout lié au Birimien ? La question reste posée. Pour lui, en Afrique de l'Ouest, «le domaine à manganèse birimien est vaste mais, des nombreux gisements reconnus, seuls ceux de Nsuta (Ghana) et de Mokta-Grand-Lahou (Côte d'Ivoire) ont été exploités. Ceux du Mali (Ansongo, 8 Mt à 45% Mn) et de Haute Volta (Tambao, 16 Mt) restent encore en réserve. Ces gisements «dérivent, par altération météorique, de gondites, c'est à dire d'anciens cherts alumineux ou tufs cherteux à manganèse, succédant à des coulées ou à des tufs basiques. Ce sont des niveaux volcano-sédimentaires. Ils ont été ensuite métamorphisés, d'où la formation, notamment de grenat spessartite. Certains de ces niveaux contenaient à l'origine du carbonate de manganèse pur ou un carbonate plus complexe à Mn; par métamorphisme ils ont donné des gondites à MnCO₃ (rhodocrocite)». Dans tous les cas, or et manganèse ont été concentrés ensuite par des processus métamorphiques et hydrothermaux dans des pièges structuraux, par exemple dans des failles.

3.2.2.2. Le Tarkwaïen

Défini par Whitelaw (1929) dans la région de Tarkwa, au Sud-Ouest du Ghana, le Tarkwaïen est un ensemble détritique qui repose sur le Birimien supérieur et sur le Birimien inférieur. Junner *et al.* (1942) l'ont divisé en quatre termes :

4. *Dompim Huni beds*, au sommet. Épais d'environ 1500 m, les grès de Huni, feldspathiques, à stratifications obliques constituent environ les deux tiers de la formation. Ils sont coiffés par les phyllites de Dompim (150 m), surmontés par des quartzites (300 m).

3. *Tarkwa phyllites* : phyllades, schistes chloriteux et carbonates, épais de 240 à 300 m.

2. *Banket series* : 640 à 700 m de quartzites et conglomérats à galets de quartz; quelques niveaux fins s'y intercalent. C'est la formation aurifère.

1. *Kawere group* : conglomérats polygéniques, grès grossiers et quartzites feldspathiques. Quelques niveaux carbonatés y sont interstratifiés.

Les conglomérats se présentent soit en lits épais à lentilles d'arkose, soit en lentilles au sein de celles-ci. Les galets sont variés. Ils proviennent de coulées volcaniques ou de dykes acides, de jaspes verts et rouges, de filons de quartz parfois à tourmaline et de sédiments (quartzites). Ils ne sont pas classés : les blocs de plusieurs dm voisinent avec des galets de quelques cm. Ils sont disposés en tous sens, à plat, obliques ou perpendiculaires à la stratification. La matrice arkosique peut être abondante ou réduite au point que les galets se touchent. Tout ceci dénote un milieu de forte énergie. Comme le reste du Tarkwaïen ces conglomérats ont été modérément plissés et affectés par une schistosité de fracture qui clive les galets, en réoriente certains, mais ne les fait pas fluer. Ils rappellent, à bien des égards, ceux de l'Akilet Deilel inférieur.

Le Tarkwaïen est le second ensemble aurifère du Ghana. La mine de Tarkwa exploite, dans la Formation de Banket, deux niveaux aurifères qui s'étendent sur 24 km du Nord-Est au Sud-Ouest. Des conglomérats épais de quelques dm à 1 ou 2 m sont interstratifiés dans des quartzites et des arkoses grossières (les «grits») et des arkoses fines à lits hématitiques ou phylliteux verts. Les stratifications obliques, les mégarides indiquent un milieu d'assez forte énergie. Sestini (1970) montre que l'or se trouve surtout à la base de lentilles conglomératiques au sein d'une matrice riche en hématite et en grains arrondis de rutile et de zircon. Pour l'auteur, cet or est alluvial et concentré dans des chenaux (des paléoplacers). Les figures sédimentaires indiquent un courant variable et rapide comme c'est le cas dans les placers aurifères modernes. L'absence de sédiments fins et de surfaces à mud-cracks, ainsi que le mauvais classement, lui suggèrent un dépôt fluviatile en tresse sur des surfaces de pédimentation descendant de l'Ouest vers l'Est. L'origine de l'or serait des veines de quartz dans des zones de failles minéralisées situées à l'Ouest de Tarkwa. La teneur en métal des couches de Banket est faible : 4g/t en moyenne et 8g/t au maximum. Routhier (1980) précise que *«dans les conglomérats la plupart des particules d'or ont conservé leur morphologie détritique : aplatissement dû à leur malléabilité, enroulement de particules préalablement aplaties, rayures. En les comparant à des particules de dépôt alluviaux récents on peut estimer que leur distance de transport n'aurait en général pas excédé 10 à 30 km ... à cet or*

détritique s'ajoute une petite quantité d'or de dépôt chimique ou plutôt biochimique». En contre-pied, Vinchon (1989) insiste sur l'importance des concentrations d'or ultérieures par circulations de fluides, minimisant le rôle des facteurs sédimentaires.

On remarquera que le Tarkwaïen est pauvre en carbonates, alors que ceux-ci pouvaient former des bancs dans le Birimien. Mis à part le conglomérat de base du Kawere group, le matériel détritique (pélites, sables quartzeux) paraît évolué. Bien différent du Birimien, le Tarkwaïen succède à une phase d'érosion et d'altération. A son tour le Tarkwaïen a été intrudé par des diorites ou des microdiorites qui y ont développé un métamorphisme dans le faciès schiste vert ou le faciès amphibolite. Il a été déformé par des plis étroits, dissymétriques, N30°E, à plongement axial au Nord-Est et affecté de failles inverses ou de charriages locaux. Les petites failles Est-Ouest que l'on observe pourraient être beaucoup plus tardives. Pour Kesse (1986) les sédiments du Tarkwaïen se sont accumulés dans des fossés intramontagneux, au pied de reliefs où affleuraient des roches vertes et des granites du Birimien. Dans la bande de Tarkwa, la série conservée a environ 2500 m d'épaisseur. Dans celle de Bui, à la frontière de Côte d'Ivoire, elle atteindrait 6700 m. Ces sédiments, conservés en lanières dans le Birimien et plissés avec lui par la dernière phase tectonique, représenteraient une molasse précoce de la chaîne. On ne connaît pas au Ghana de molasses tardives ou distales du cycle orogénique éburnéen. Le Birimien a-t-il enregistré plusieurs orogénèses, «burkinienne» puis éburnéenne (2 Ga) comme on l'a suggéré ? Mortimer (1992) pense que la première est encore mal établie. L'ensemble a subi ensuite une ultime déformation : le Tarkwaïen chevauche le Birimien, et ses galets ont pu être étirés (Eisenlohr et Hirdes, 1992).

3.2.2.3. Granitoïdes

De grands massifs de granodiorites, aujourd'hui foliés (G1), se sont mis en place dans le Birimien vers 2.2 Ga - 2.05 Ga (Hirdes *et al.*, 1987, Agyei *et al.*, 1987). A une trentaine de km à l'Ouest d'Accra, à Winneba, des mesures en Sm/Nd sur l'un d'eux ont donné un âge de 2.6 Ga et suggéré la présence d'une source archéenne. On classe sous le terme de granite G2 des granitoïdes non foliés, sécants. Le granite de Dixcove, sur la

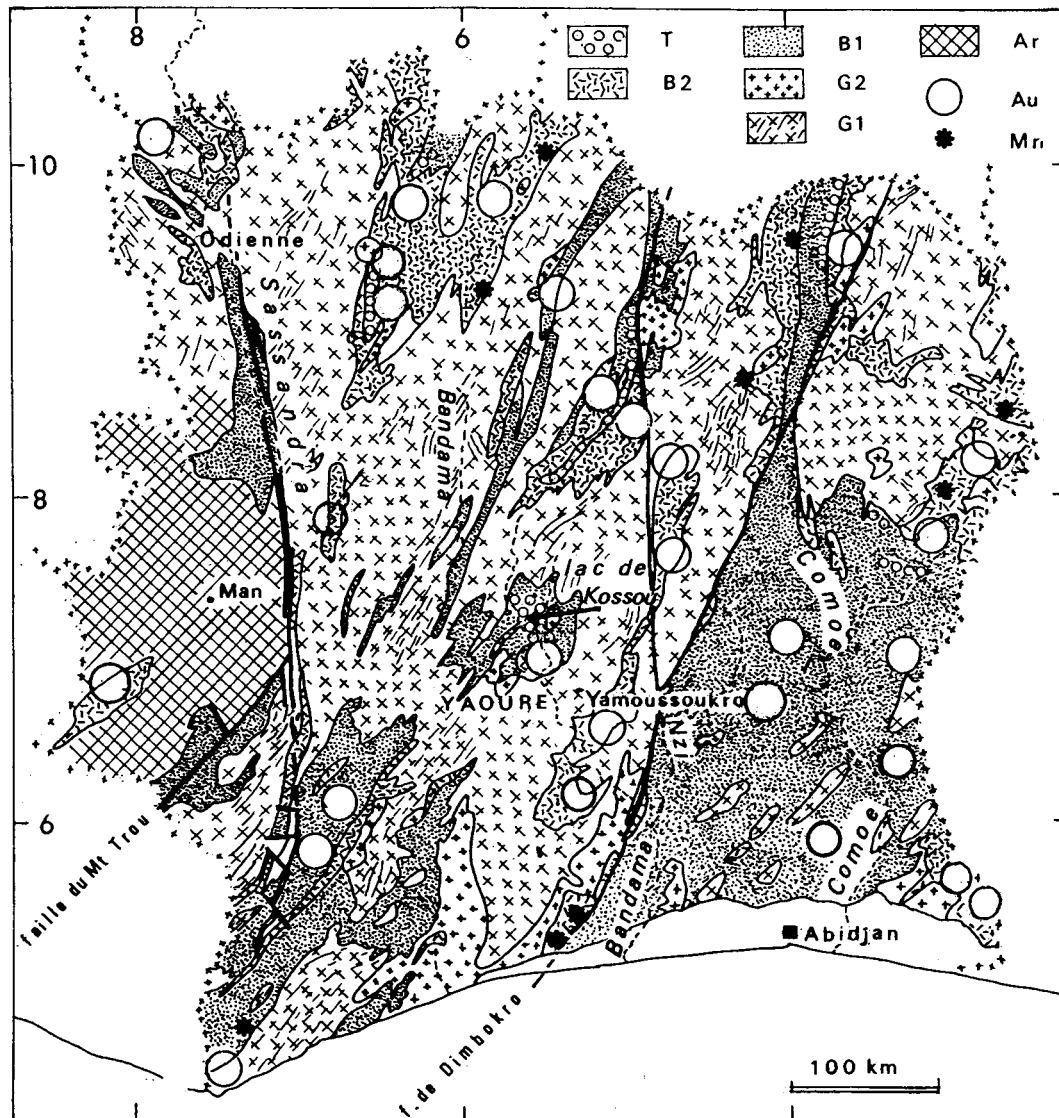


Fig. 1.13. - Schéma de la répartition des séries du Protérozoïque inférieur en Côte d'Ivoire, d'après la carte des gîtes minéraux à 1/4.000.000 (SODEMI, 1981) simplifiée.

T : formations conglomératiques, assimilées ou non au Tarkwaïen.

B2 : volcano-sédimentaire, volcanites tholeiitiques et calco-alcalines (cf Birimien supérieur du Ghana).

B1 : volcano-sédimentaire (cf Birimien inférieur du Ghana).

G2 : granitoïdes discordants "tardifs".

G1 : granitoïdes orientés, migmatites.

Ar : Archéen du domaine de Man.

Au : indices d'or.

Mn : indices de manganèse.

côte au Sud de Tarkwa, en est le type. Les granites G1 et G2 précèderaient la sédimentation du Tarkwaïen. Enfin les granites potassiques de Bongo, dans le Nord du pays, représenteraient une dernière génération.

3.2.3. *Le Protérozoïque inférieur de l'Afrique occidentale francophone*

Le Birimien représente la plus grande partie des terrains volcano-sédimentaires précambriens. Des cartes à petite échelle (1/500.000 et 1/1.500.000) et l'ouvrage de Bessoles (1977) rendent bien compte de l'extension des faciès et des structures, dans l'interprétation qui avait alors cours. Depuis, l'étude du Birimien a connu un renouveau intéressant grâce aux travaux de géologues de l'Université d'Abidjan (Fabre et Morel, 1993), du B.R.G.M. et de quelques autres laboratoires, notamment le M.R.A.C. de Tervuren (Belgique). On donnera ici quelques points de repère observés sur le terrain en compagnie de Fabre, et qui suggèrent des comparaisons avec la Dorsale Regueibat.

3.2.3.1. Côte d'Ivoire

Dans le centre de la Côte d'Ivoire une tectonique méso-cénozoïque a créé des reliefs. Des failles, parallèles au rivage du Golfe de Guinée et aux transformantes connues dans l'océan, déterminent des marches d'escalier ou des abrupts, bien visibles d'avion ou sur les images satellites. Les collines du Yaouré (500 à 600 m d'altitude) en sont un bon exemple. L'érosion et les tranchées ouvertes pour des routes ou la prospection minière permettent de voir les roches sous la couverture de latérite (Fig. 1.13).

a. gneiss polycycliques

Au Sud-Est du lac de Kossou, des gneiss gris zonés affleurent au milieu des brûlis et des petits champs d'ignames. Selon Fabre (*in litt.*) «ces gneiss ont subi une longue histoire tectonique et magmatique puisqu'ils contiennent des enclaves et traînées sombres, riches en biotite, allongées suivant la foliation». Ces enclaves se dilacèrent dans un fond grenu à quartz-feldspath-biotite. S'agit-il de reliques de vieux sédiments alumineux ou de roches basiques ? Ces gneiss migmatitiques ont figé «plusieurs étapes de déformation dont certaines sont liées aux accidents cisailants

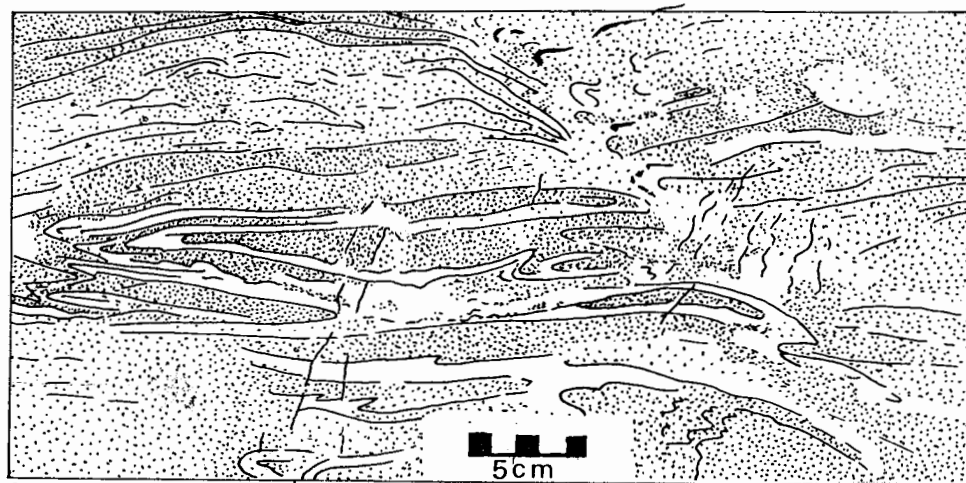
verticaux régionaux. Ainsi, dans ces gneiss, les plis isoclinaux à axes subverticaux, de direction plan axial variant du N30° au N70°, sont repris par des accidents cisailants N70°-80° dextres, ainsi que N35° et N100°-115° sénestres». Ces gneiss, et ceux qui affleurent de l'autre côté du Yaouré, près du village de Banfla, représentent-ils le socle du Birimien ? C'est la première hypothèse qui vient à l'esprit. Mais on n'a jamais encore daté l'Archéen de façon certaine dans la région. S'agirait-il alors d'une migmatite due à un magmatisme précoce ? La question demeure ouverte (Fig. 1.14).

b. Le Birimien «à faciès flysch» (B1)

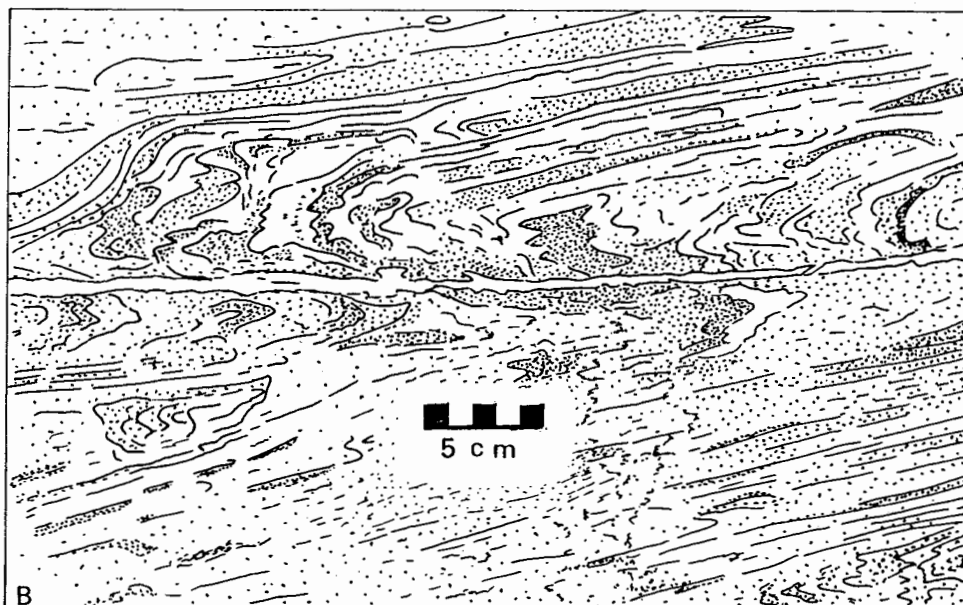
Ce faciès rappelle le Birimien inférieur du Ghana. Mais en Afrique francophone on le situait au sommet du Birimien par besoin de cohérence avec la théorie des géosynclinaux alors en vogue (Tagini, 1971; Bessoles, 1977). Ceci appartient désormais au passé. Au pont du N'Zi, ce Birimien inférieur est représenté par des arkoses plus ou moins grossières, des grauwackes et des grès verts fins. La stratification, bien visible, permet d'en reconnaître la polarité sédimentaire en dépit du métamorphisme qui les a indurés. Au Sud, dans la tranchée de l'autoroute d'Abidjan à Yamoussoukro, le faciès est plus fin, rythmique, en lits de quelques mm à 1m. Dans les deux cas les couches sont affectées de plis, d'une schistosité verticale (S1) de plan axial et d'une seconde schistosité (S2) à phengite qui crénule la première (travaux de Vidal). Ces dépôts, comme ceux que nous avons pu voir ailleurs dans le Yaouré, stratifiés, rythmiques mais pas systématiquement grano-classés, suggèrent des milieux d'assez faible énergie. Peut-on parler là de turbidites et de flysch comme l'on fait bien des auteurs ? On peut en douter. Leur composition chimique situe la plupart de ces roches dans le champ des grauwackes (Beaufils, 1970).

c. Le Birimien volcanique (B2)

La place prépondérante des basaltes caractérise l'autre Birimien. Pour les géologues francophones, il représentait le stade initial du comblement d'un géosynclinal (Tagini, 1970). Certains géologues structuralistes d'Abidjan et du B.R.G.M. (Ledru *et al.*, 1989) ont montré que le Birimien volcanique dit inférieur avait subi une phase de déformation de moins que l'autre (le



A



B

Fig. 1.14. - Gneiss polyphasés au Sud-Est du lac de Kossou. Les lits biotitiques ainsi que le contraste entre les zones claires quartzo-feldspathiques et les zones sombres plus riches en biotite soulignent des plis isoclinaux, tranchés obliquement à leur axe, surtout sur la figure A (d'après des photographies).

Birimien dit «à faciès flysch») et lui était donc postérieur, d'où l'indice B2 qui lui est maintenant attribué. On y a signalé depuis longtemps (Jaujou, 1970) des basaltes en coussins (pillow lavas). Mieux que sur les affleurements où les roches sont souvent altérées, on observe sur les carottes de sondages l'alternance de coulées basaltiques et de métasédiments. Ces coulées peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Elles montrent à l'analyse une composition de tholéiites (Fabre *et al.*, 1990, 1993). Outre ces basaltes on connaît des brèches volcaniques (agglomérats), des andésites et des rhyolites. Dans la zone superficielle altérée on reconnaît encore ces dernières aux gros quartz ronds disséminés dans la masse. Les sédiments associés sont des schistes gris ou noirs, parfois graphiteux, des lits de microquartzites ou de jaspe gris-noir, des grès quartzeux et des quartzites blancs à lentilles de schiste noir, et enfin des arénites fines ou grossières à micro-galets de quartz et de débris de roches dans une matrice abondante. En dépit des plis, on distingue encore la stratification et l'alternance de bancs de l'ordre du mètre. Les contacts montrent le ravinement des lits fins par les lits grossiers et suggèrent un milieu de dépôt de tidal flats.

d. Le conglomérat de Benou : Birimien ou Tarkwaïen ?

Toujours dans le Yaouré, sur la rive méridionale du lac de Kossou, les conglomérats qui couronnent la colline de Benou ont été considérés comme interstratifiés dans le «Flysch» Birimien. Or nous les avons vus sur le terrain, en compagnie de Fabre, reposer en discordance sur du Birimien volcanique (B2). Les galets, fortement émoussés ou sub-anguleux sont de tailles diverses, de quelques mm à plus de 60 cm (Fig. 1.15). Ils proviennent de la démolition de coulées de basaltes, de rhyolites, et de tufs rhyolitiques, ainsi que de roches sédimentaires plus ou moins transformées (lydiennes, schistes noirs) et de roches profondes, grenues, comme des gabbros, des micro-granites, des granites porphyroïdes. Aux lits ou lentilles de conglomérats polygéniques sont associées des arkoses grossières ou fines, à stratification oblique.

La polarité des stratifications obliques montre que les couches sont à l'endroit et que les apports venaient ici de la démolition de reliefs vigoureux. Au Sud-Est, affleuraient du Birimien sédimentaire (schistes noirs, lydiennes) et du Birimien

volcanique (roches magmatiques acides et basiques). Le mauvais classement mécanique et la fraîcheur des roches, en particulier des roches basiques (basaltes et gabbros) très altérables, indiquent une origine proche, et la sédimentologie un cône alluvial ou une plage de galets. On retrouve ici les caractères du conglomérat de base du Tarkwaïen inférieur du Ghana. Après formation de filons de quartz, l'ensemble a été modérément plissé en développant une schistosité verticale qui a clivé les galets. Des couches sus-jacentes au conglomérat de Benou on ne connaît rien, hormis quelques blocs de quartzite blanc grossier à petits galets de quartz dispersés, épars dans la brousse à l'Est du lac de Kossou. Ils pourraient être l'équivalent occidental de la formation de Banket et mériteraient d'être regardés de près.

Il y a aussi de l'or en Côte d'Ivoire, mais sa source n'est pas connue. Les mineurs le recherchent dans les alluvions des rivières ou dans des cailloutis plus anciens sous la cuirasse latéritique. Comme au Ghana, on connaît dans le Birimien de Côte d'Ivoire des concentrations de manganèse.

3.2.3.2. Sud Mali (Kalana)

La présence d'or dans le Sud du Mali est attestée depuis longtemps. La SONAREM malienne y a découvert à Kalana un gisement dans le Birimien de l'unité de Yanfolila, une bande de métasédiments qui s'allonge des environs de Bamako vers le Sud. Elle se prolongerait par l'unité d'Odienné en Côte d'Ivoire. Cette bande s'aligne sur la grande zone faillée de Sassandra. Le Birimien y est constitué (Bassot *et al.*, 1981) par des grauweekes et des conglomérats. La mine d'or a été implantée dans un secteur où les orpailleuses et orpailleurs étaient nombreux. L'encaissant du gisement est formé par des grauweekes grossières, des siltites et des pélites métamorphisées dans l'épizone et intrudées par une granodiorite. Dans les grauweekes, les grains de quartz ont une double origine : les quartz polycristallins viennent de roches métamorphiques ou de filons, et les quartz monocristallins globuleux, de roches volcaniques effusives dont on retrouve quelques débris dans le sédiment. Les grains de feldspath potassique ou de plagioclase sont moins nombreux mais bien conservés. Tout ceci indique un dépôt à proximité d'appareils volcaniques. La mise en place ultérieure de la diorite paraît s'être faite à faible



Fig.1.15. - Conglomérat de Benou, dans le Yaouré (Côte d'Ivoire). Les galets de toutes tailles (du cm à plusieurs dm) sont émoussés et souvent couchés dans la stratification que soulignent les lits ou les lentilles arkosiques. Ils sont constitués par des roches basiques (en noir), des rhyolites claires, des granitoïdes (en blanc) et des phanites. Une déformation tardive a fissuré l'ensemble et tronçonné certains galets (d'après des photographies).

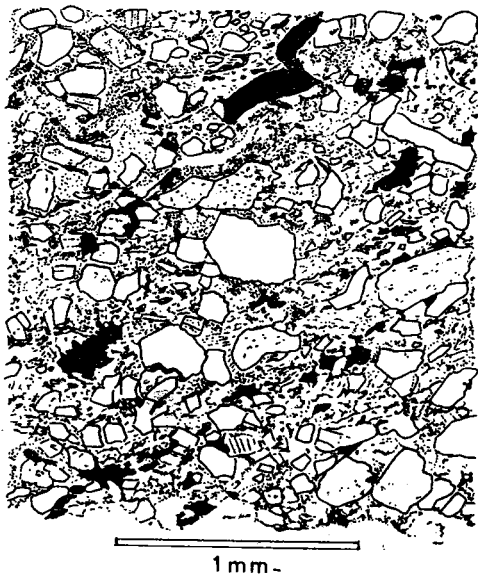


Fig. 1.16. - Grauwacke hétérogranulaire dans le Birimien encaissant le gisement aurifère de Kalana (Sud Mali). Des grains anguleux de quartz, de feldspath et de roches sédimentaires et volcaniques et quelques paillettes de mica blanc et de chlorite sont grossièrement alignés suivant la stratification. Leurs bords sont souvent dentelés, rongés par la recristallisation de la matrice. Cette dernière, abondante, est constituée maintenant de quartz secondaire, de phyllites et d'un peu de carbonate (d'après une photographie).

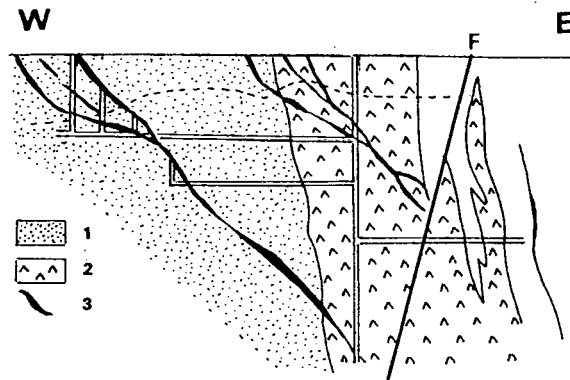


Fig. 1.17. - Schéma du gisement d'or de Kalana. Un encaissant sédimentaire (1) est intrudé par une granodiorite (2). Les filons de quartz (3 : en noir), aurifères ou non, sont liés au fonctionnement de la faille F. En tirets : limite inférieure de la zone d'altération.

profondeur car on n'observe pas de «chilled margin» (Hupper et Sparks, 1989) (Figs. 1.16 et 1.17).

L'or, associé à des sulfures, est concentré dans le quartz de fentes de tension. Dans les sédiments proches du gisement, il paraît absent (!) ou non dosable. A l'échelle régionale, les concentrations aurifères semblent favorisées, selon Kante (1980), par deux facteurs : l'un stratigraphique, à la limite entre terrains sédimentaires et volcaniques, et l'autre tectonique, dans certaines zones de failles. C'est ce que nous avons vu au Ghana et en Côte d'Ivoire.

3.3. Jalons intermédiaires entre les deux dorsales

3.3.1. Les témoins de l'Est

Le socle du Craton Ouest-Africain, caché sous la couverture sédimentaire du Protérozoïque supérieur-Phanérozoïque, apparaît dans trois petites boutonnières proches de la frontière algéro-malienne. Peu étendus et peu étudiés, ces affleurements, situés à mi-distance entre les Dorsales Regueibat et Guinéenne, donnent des indications sur la nature du socle sous le bassin de Taoudenni oriental. Nous verrons rapidement les deux principales boutonnières (Fig. 1.18).

a. In Assadjé

Sur le plateau qui s'étend à l'Ouest du fossé du Tilemsi, les oueds, dont l'In Assadjé, naissent au milieu de nappes à roches ultrabasiques panafricaines, obductées sur le socle du Craton Ouest-Africain. Celui-ci affleure à l'Ouest : des gneiss amphiboliques intrudés par des granites pegmatoïdes hétérogènes, nébulitiques, des gneiss migmatitiques traversés par des tonalites. Toutes les roches sont foliées. Les observations au sol comme les vues aériennes indiquent deux directions de plissement. Une première, bien exprimée dans le Sud du plateau, donne de larges synformes d'axe Est-Nord-Est; elle serait éburnéenne. La seconde, visible au Nord, donne des structures étroites sub-méridiennes, probablement panafricaines. L'ensemble est haché de dykes de micro-gabbros, de dolérites et de kersantites, mis en place avant l'arrivée des nappes. On verra plus loin (§4.2.3-4.2.4) que l'orogénèse panafricaine a été précédée, sur le Craton Ouest-africain, par une phase de distension. Les quelques

dykes de microsyrénite que l'on note seraient bien postérieurs, d'âge Permien ou Mésozoïque inférieur.

b. Tagnout Chaggueret

Le petit pointement d'In Koussamène, 100 km au Nord-Ouest d'In Assadjé, ne montrerait que des gneiss. Par contre, 60 km plus loin dans la même direction, les affleurements dits de Tagnout, à 25 km au Sud-Ouest de ce puits, montrent des roches bien différentes : des amphibolites et des roches ultrabasiques, recoupées par une tonalite et des filons de pegmatite, d'aplite et de microgranite. Une mesure en K/Ar (Bonhomme *et al.*, 1986) sur une amphibolite à gros cristaux a donné un âge de 2180 ± 18 Ma. Cet âge est celui du dernier métamorphisme d'une roche basique plus ancienne qui pourrait être du Protérozoïque inférieur (§3.4.2). Une prospection gravimétrique avait révélé la présence d'une anomalie lourde dans le secteur. Or celle-ci n'est pas centrée sur l'affleurement, mais à l'Est, comme si les roches ci-dessus (densité mesurée : 2.73 à 3.16) ne formaient qu'une mince galette flottant sur un socle granito-gneissique léger. De quel âge pourrait dater cette superposition ? de l'Eburnéen ou du Panafricain ? On se trouve à Tagnout à 100 km de la suture panafricaine.

3.3.2. Les témoins de l'Ouest : Keniéba et Kayes

Des deux boutonnières de l'Ouest (Figs.1.1 et 1.9), Kedougou-Keniéba à cheval sur le Mali et le Sénégal, et Kayes, la première surtout a été bien étudiée par Bassot (1966) puis par les géologues miniers. On peut y distinguer deux ensembles :

- A l'Est, le Supergroupe de Diale-Daléma. Il est formé (Dommanget *et al.*, 1985, N'Diaye *et al.*, 1989, Ledru *et al.*, 1989) de roches volcaniques calco-alcalines et de tufs associés à des grauwackes à débris de roches, des quartzites noirs et des grès parfois à tourmaline, des siltites, des calcaires et des roches carbonatées ferrifères ou manganésifères. Les grès à tourmaline sont aurifères et se seraient déposés en milieu évaporitique confiné, riche en bore et en sodium. Ils contiennent aussi du cobalt et du nickel qui signent une source magmatique basique ou ultrabasique. Les figures sédimentaires suggèrent un milieu de dépôt en eau peu profonde. Une

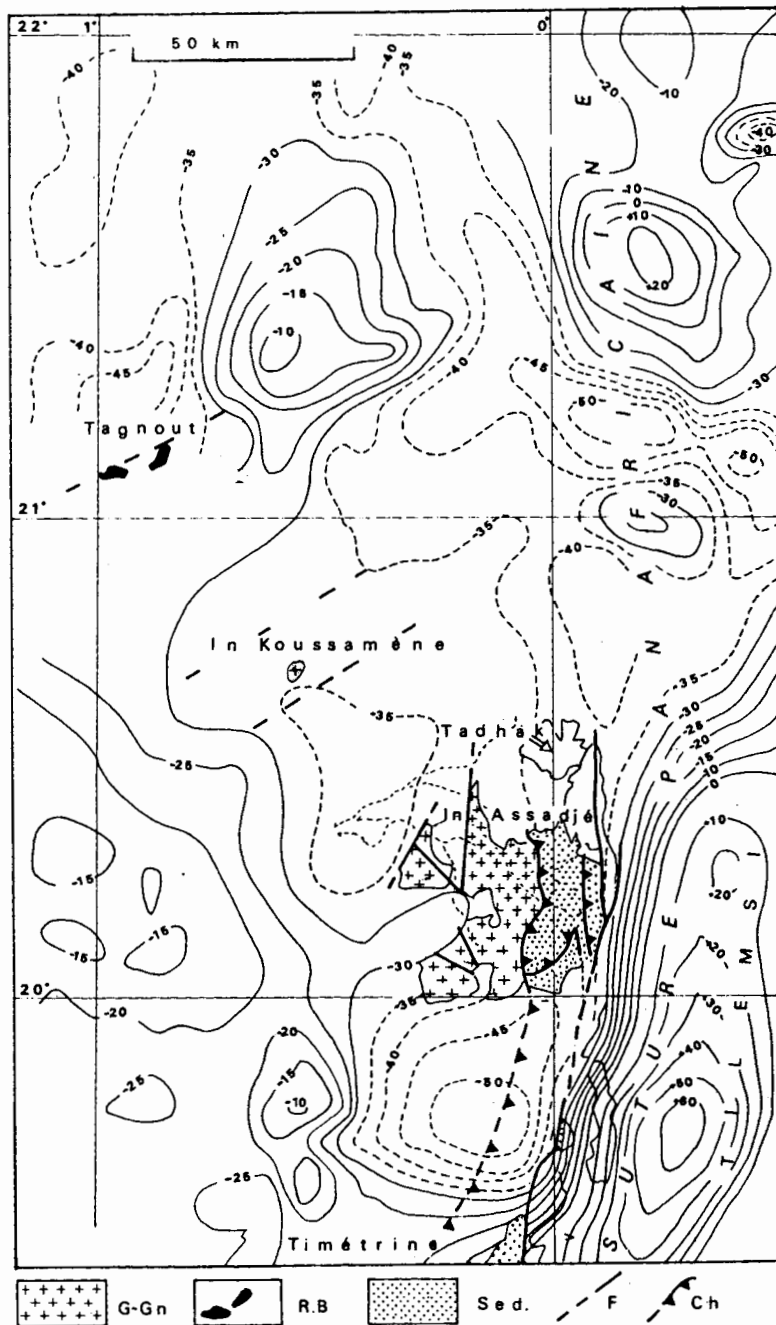


Fig. 1.18. - Pointements de socle à l'Est du bassin de Taoudenni, sur la marge orientale du craton ouest-africain. G-Gn : socle granito-gneissique. RB : roches basiques éburnéennes. Sed : nappes pan-africaines à roches basiques. F : failles. Ch : chevauchements.

Les anomalies gravimétriques de Bouguer sont indiquées par des courbes en tirets (inférieures à -30mgals) ou en traits pleins (supérieures à -30mgals). Les fortes anomalies de l'Est correspondent aux masses basiques de la suture pan-africaine.

D'après Ly (1979), Lesquer (*in Bonhomme et al.*, 1986), et la carte géologique et gravimétrique de l'Adrar des Iforas (Fabre *et al.*, 1982).

On a laissé en blanc le massif granitique du Tadhak, indiqué par une flèche, car il est beaucoup plus jeune (262 Ma).

première phase de déformation crée des plis isoclinaux déversés vers l'Est ou le Sud-Est et une schistosité S1 en accordance avec la stratification. Des dykes calco-alcalins recoupent cet ensemble déformé. Une seconde phase crée une schistosité S2, tandis que se mettent en place des granites qui métamorphisent l'encaissant (biotite, staurotide etc.); de grands décrochements sub-méridiens entraînent un coulissement en sénestre. L'âge des granites, en Rb-Sr sur roche totale, de 2045 ± 27 Ma à 1973 ± 33 Ma, est celui de la seconde phase éburnéenne, déjà observée dans la Dorsale Regueibat et dans la Dorsale Guinéenne.

- Le Supergroupe de Mako n'est affecté que par la schistosité S2 de la seconde phase. Il affleure au centre et à l'Ouest de la boutonnière de Keniéba et débute par un volcanisme tholeiitique et des coulées sous-marines (laves en coussins). Les roches sédimentaires qui les surmontent (grauwackes, grès, quartzites, schistes) se seraient déposées en milieu fluvio-deltaïque. Elles remanient des schistes ou des roches carbonatées déjà déformés qui proviendraient du Supergroupe de Dalema. Vers le sommet, des pyroclastites attestent d'un volcanisme calco-alcalin, andésitique et rhyodacitique. On observerait donc dans ce groupe, au début un magmatisme tholeiitique de type MORB, puis un magmatisme calco-alcalin.

La région de Keniéba est aurifère. L'or du gisement de Loulo se trouve dans des quartzites à tourmaline. La minéralisation stratiforme s'étendrait sur environ 1 km, avec une teneur de 4.8 g/t, ce qui représenterait 28 t d'or (Dommanget *et al.*, 1986).

3.4. Bilan et comparaisons

Pourquoi, après avoir sommairement évoqué les séries métamorphiques du bouclier Regueibat, avoir décrit ensuite longuement quelques affleurements au Sud du Sahara dans la zone sahélienne et même tropicale ? C'est que les terrains métamorphiques de la Dorsale Guinéenne sont les meilleurs termes de référence pour l'Archéen et le Protérozoïque inférieur du Sahara occidental. Ils sont contemporains de ceux de la Dorsale Regueibat et ont pu faire partie des mêmes chaînes de montagnes éburnéennes. La comparaison est donc indispensable pour cibler nos recherches sur le Précambrien du Sahara occidental.

3.4.1. L'Archéen (avant 2.5 Ga)

L'existence d'un très vieux socle ouest-africain vers 3.5 et 3.2 Ga est démontrée dans la Dorsale Regueibat et dans la Dorsale Guinéenne (base du Sula Group). Les résultats obtenus sur le domaine archéen de la Dorsale Regueibat ont permis de montrer une histoire complexe, avec des orthogneiss migmatitiques datés entre 3548 ± 40 et 3423 ± 5 Ma (âges sur zircons). Successivement trois épisodes de mise en place de magmas juvéniles ont eu lieu : des charnockites entre 3986 ± 14 et 2902 ± 8 Ma, des TTG de 2929 ± 143 à 2836 ± 14 Ma; puis des roches basiques de 2742 ± 7 à 2699 ± 10 Ma. Enfin le métamorphisme granulitique a été daté entre 2740 Ma et 2700 Ma, et un granite post granulitique correspondant à un recyclage crustal s'est mis en place à 2726 ± 7 Ma. Ces âges correspondent au cycle libérien reconnu dans toute l'Afrique de l'Ouest. Les travaux récents de Choukroune *et al.* (1995) indiquent, comme en Inde et en Chine, que la mise en place de structures en dômes s'est faite à l'Archéen terminal, pendant le cycle à 2700 Ma. Si nous détaillons un peu ces données sur l'Archéen de l'Amsaga, c'est qu'il existe un second ensemble archéen intégré dans le bouclier Touareg (Chap. 2), le môle In Ouzzal, pour lequel Haddoum (1992) a tenté d'établir des corrélations avec l'Amsaga. En réalité on sait maintenant que les granulites de haute température de l'In Ouzzal se sont faites au Protérozoïque à 2.0 Ga, sans fusion partielle (Peucat *et al.*, 1996, Ouzegane et Boumaza, 1996) et que la succession des événements y a été différente.

Du Leonan event, ou événement léonien, il reste dans la dorsale guinéenne des structures Est-Nord-Est - Ouest-Sud-Ouest. Certaines constituent encore aujourd'hui des zones de faiblesse. Vers 2.8 Ga-2.6 Ga un nouvel événement thermo-tectonique s'imprime dans la croûte et crée une ou des chaînes. C'est l'événement libérien qui a laissé de grandes structures sub-méridiennes. Dans ces ensembles, les roches magmatiques intrusives (plutons, sills) et effusives (laves, cinérites) appartiennent les unes à la famille des tholeiites et les autres à la calco-alcaline. On a signalé des komatiites dans les greenstone belts de Sierra Leone. Les grauwackes ont pu se déposer dans la

mer, à proximité d'arcs volcaniques. D'autres sédiments l'ont été sur un plateau continental émergé ou peu profond. La source en serait l'érosion d'un socle plus ancien et un volcanisme contemporain. Ce serait le cas des quartzites, alumineux, ferrugineux ou purs, des calcaires et des dolomies.

Parmi les minerais, la chromite, l'or et, d'une manière indirecte, le fer des BIF seraient liés aux greenstone belts. La corrélation entre les deux boucliers, par exemple pour les BIF ou les phases orogéniques, est encore à faire mais les points de comparaison existent.

3.4.2. Protérozoïque inférieur (Eburnéen 2.5 Ga-1.6 Ga)

En ce qui concerne le domaine Regueibat, retenons d'abord que des âges protérozoïques ont été obtenus sur des noyaux réputés archéens (Sfariat à 2363 ± 11 Ma et mylonites entre Sfariat et Ghallaman à 2198 ± 78 Ma), situés en bordure d'un domaine juvénile formé par le collage de fragments d'arcs insulaires au Protérozoïque inférieur (Sabaté, 1978).

Utilisant la seule base cartographique publiée (Buffière *et al.*, 1965) pour la partie algérienne de la dorsale Regueibat, Sabaté (1973, 1978) a montré que cette région est caractérisée par l'opposition entre deux domaines. A l'Est, le domaine Eglab comprend un socle, le groupe migmatitique de Chegga, apparaissant en boutonnière sous une couverture volcano-détritique comprenant des laves calco-alcalines datées à 1960 ± 36 Ma et antérieure au granite Aftout daté à 1860 Ma (Lasserre *et al.*, 1970, Sabaté *et al.*, 1977). Les volcanites du cycle Eglab, allant des andésites aux rhyolites et marquées par une polarité Est-Ouest, présentent tous les caractères d'une série calco-alcaline moderne. On y retrouve également l'association de formations détritiques dérivées de la suite calco-alcaline, le style tectonique en nappes chevauchant vers l'Ouest et un faible degré métamorphique. A l'Ouest, le domaine Yetti est occupé par un groupe monotone comprenant des grauwackes, des tufs, des rhyodacites et des quartzites, l'ensemble étant assimilable à un flysch. Le cycle Yetti est marqué par la mise en place de granites et granodiorites datées à 2090 ± 100 Ma (Sabaté *et al.*, 1977). Le socle Chegga représenterait une marge active birimienne avec un volcanisme calco-alcalin représenté par les deux

groupes des Eglab. Contre cette marge, serait venu s'accoler le groupe Yetti ayant la signification d'un arc insulaire. Ces conclusions de Sabaté (1978) ont été largement confirmées par l'étude géochimique de Boher *et al.* (1992) sur le Birimien (Eburnéen) qui a permis de souligner l'importance de la croissance crustale en Afrique de l'Ouest pendant cette période.

Au Niger (Ama Salah *et al.*, 1996), en particulier dans la région de Sirpa étudiée par ces auteurs, les relations de terrain ont permis de distinguer trois groupes au sein des roches magmatiques mises en place entre 2207 ± 56 et 2179 ± 9 Ma. Ces différents groupes ont des rapports isotopiques du Sr et Nd typiquement mantelliques, excluant une participation de matériel archéen lors de leur genèse. Il paraît en être de même en Côte d'Ivoire (Lemoine, 1988) et dans les Eglab (Mahdjoub *et al.*, 1994, Liégeois, *com. or.* 2002). Il y a une évolution continue, depuis un arc insulaire primitif tholeiitique, vers un arc franchement calco-alcalin pauvre en K, intrudé au cours de son accretion vers 2170 Ma par des batholites granitiques. Cette évolution birimienne précoce suggère un collage oblique intra-océanique selon un modèle proposé par Sengôr *et al.* (1991) pour expliquer la formation des Ouralides. **Une grande partie du domaine birimien (Eburnéen) aurait été formée par le tronçonnement et l'accolement de segments d'un arc océanique avant une collision contre le craton archéen.** Mais l'existence, dans la région du Tiris, d'un empilement de nappes mises en place vers 1850 Ma (Huon *et al.*, 1992) et coincées le long d'un accident majeur au sein de la partie archéenne de la Dorsale Regueibat, pose le problème de savoir si la lithosphère archéenne a été impliquée dans le processus de formation crustale du Protérozoïque inférieur. En l'absence d'études récentes sur la région clef du Ghallaman, la réponse à cette question n'existe pas pour la Dorsale Regueibat. Mais une comparaison avec les travaux récents sur la Dorsale guinéenne (Côte d'Ivoire) permet de proposer un modèle.

Le site de sédimentation des séries présumées les plus anciennes, Yetti dans la Dorsale Regueibat et Birimien inférieur (B1) dans la Dorsale Guinéenne, est encore obscur car on ne connaît pas la base de ces séries ni leur puissance originelle. En affleurement, elles font plusieurs milliers de mètres d'épaisseur. Aux roches réputées de séries

océaniques que sont les grauwackes immatures et les pélites rythmées intercalées de roches basiques (représentées par des amphibolites) s'associent des laves et des tufs acides, mais aussi des quartzites purs, des roches carbonatées qui évoquent des milieux de faible profondeur ou la proximité de terres émergées. Une première interprétation, héritée des travaux de Tagini (1971), serait celui d'un hiatus océanique subméridien, ouvert après l'orogénèse libérienne, du Yetti au Ghana occidental et à la Côte d'Ivoire, entre deux continents à croûte archéenne ; ses marges auraient été le siège d'un volcanisme actif. Pour expliquer la juxtaposition actuelle de terrains océaniques birimiens (2.1 Ga) et archéens, une hypothèse est d'imaginer des raccourcissements crustaux majeurs liés à un processus de collision comme l'ont suggéré Milesi *et al.* (1989) et Feybesse *et al.* (1990). En fait les relations de terrain montrent qu'il n'y a pas de chevauchement crustal (Delor *et al.*, 1994) et que l'on ne peut pas expliquer la juxtaposition des deux domaines par une simple collision. Sur une distance de plus de 100 km, au delà de la faille de Sassandra qui marque la suture, subsistent les marques d'un métamorphisme de haute température, débutant vers 2250 Ma, associé à la mise en place de magmas juvéniles protérozoïques comme le massif diapirique tonalitique de Touleupleu (Kouamelan *et al.*, 1997). **Ces deux événements se rattacheraient à un épisode majeur de sous-plaquage de la croûte archéenne par des magmas basiques vers 2.1 Ga, événement que l'on retrouve avec des variantes dans presque tous les boucliers protérozoïque inférieur connus.** Dans les deux boucliers, aux séries birimiennes succèdent des séries détritiques et volcaniques qui remanient les séries antérieures. Ce sont les séries d'Akilet Deilel et de l'oued Souss dans les Eglab, et le Tarkwaïen du Ghana et de Côte d'Ivoire. Les unes comme les autres apparaissent comme des molasses de la dernière chaîne éburnéenne. Celle-ci se serait terminée vers 2.0 Ga, tant dans la Dorsale Regueibat (travaux de A. Drareni, en cours) qu'au Ghana, en Côte d'Ivoire (Mortimer, 1992), au Mali (Liegeois *et al.*, 1992), au Niger (Dupuis *et al.*, 1991) et au Burkina Faso (Feybesse *et al.*, 1990). Cette dernière chaîne correspondrait, au Burkina Faso, à un raccourcissement Nord-Ouest - Sud-Est et des

cisaillements semi-ductiles senestres et dextres (Lompo *et al.*, 1991). Le craton ouest-africain, après cette orogénèse, va se comporter comme un socle rigide, à lithosphère épaisse.

Place du Protérozoïque inférieur dans le monde

Windley (1978) remarque que partout les séries volcaniques et sédimentaires de cet âge se sont déposées sur les restes érodés de ceintures de roches vertes archéennes, sur leurs granites ou des gneiss d'un métamorphisme de haut grade. Nous avons vu qu'il n'en était peut-être pas ainsi dans l'Ouest-africain où la plupart des séries birimiennes se sont formées sur une croûte juvénile. Ces changements sont beaucoup plus importants que ceux qui séparent le Précambrien du Phanérozoïque. **Pour la première fois des chaînes plissées asymétriques se forment.** Un autre caractère des séries du Protérozoïque inférieur est la présence de couches rouges. Nous les avons évoquées incidemment. Elles sont surtout connues dans la période 2 Ga-1.7 Ga. Elles pourraient traduire l'apparition de quantités importantes d'oxygène dans l'atmosphère et les eaux, mais sous forme beaucoup plus active (O et O₃) car l'écran d'ozone qui arrête de nos jours la plus grande partie du rayonnement ultra-violet n'était pas encore constitué (Windley, 1978). Ce n'est que vers 1.8 Ga que cet écran aurait été suffisant pour réduire les radiations et permettre le développement des Eucaryotes. La vie cependant prolifère : la matière organique de certains sédiments fins en témoigne. On connaît au Groenland une veine de graphite de 1 à 3 m d'épaisseur dans des terrains à 2 Ga.

En Afrique du Sud, entre 3 Ga et 1.8 Ga, se creusent d'énormes bassins qui vont être comblés par plusieurs dizaines de milliers de mètres de sédiments et de roches volcaniques impliquant une subsidence très rapide. Ce taux de subsidence diminue ensuite. De 0.15 mm/an vers 3 Ga il n'est plus que de 0.023 mm/an vers 1.8 Ga. Dans le même temps la taille des bassins augmente. Il s'y dépose des sédiments de plate-forme (conglomérats, quartzites, grès) associés à des coulées de basaltes tholeiitique, mais aussi d'andésites et des rhyolites riches en K. Il est classique de dire que de tels bassins n'ont pas existé en Afrique de l'Ouest. C'est peut-être vrai, bien que nous ayons vu que, dans la Dorsale guinéenne, le Birimien

inférieur comme le Tarkwaïen pouvaient atteindre de grandes épaisseurs. Il apparaît en tous cas que les cadres structuraux hérités de l'Archéen comme de l'Eburnéen en Afrique de l'Ouest sont bien différents de ce que l'on a en Afrique australe.

3.4.3. Protérozoïque inférieur terminal et Protérozoïque moyen

Durant près de 500 Ma après l'orogénèse éburnéenne, des granitoïdes ou des roches basiques se mettent en place dans le Craton ouest-africain. On observera le même phénomène au Sahara central après l'orogénèse panafricaine. Dans la Dorsale Regueibat, des roches basiques qui traversent la série du Guelb El Hadid ont été datées entre 1.7 et 1.45 Ga, et selon Cahen *et al.* (1984) devraient représenter un événement vers 1.6 Ga. Mais on a vu que ces chiffres devront être confirmés et interprétés. Dans la Dorsale guinéenne, le granite du Mont Torkoï a été daté à 1635 ± 77 Ma et des pegmatites traversant le Tarkwaïen à 1580 ± 70 Ma (Cahen *et al.*, 1984).

Tableau des principaux événements sédimentaires, magmatiques et tectoniques dans le Protérozoïque inférieur des boucliers Regueibat et Guinéen, d'après Cahen *et al.* modifié à partir des travaux récents (Liégeois *et al.*, 1991, Drareni, 1994-1996 etc.) :

- vers 1 Ga : Base de la couverture sédimentaire du Précambrien supérieur
- vers 1.7 Ga : Mylonites de Zednes, mylonites de Sassandra
- vers 1.8 Ga : Granite de Bir Moghreïn
- vers 2 Ga : Arkoses et conglomérats du Guelb el Hadid, volcanites Eglab, granites Aftout, granite annulaire de Drissa, granites G2 du Ghana
- vers 2.2 Ga : Plissements et charriages, dépôt des séries d'Akilet Deïl et de l'oued Souss, intrusion des granites Yetti (?), gabbros-diorites des Eglab (?), granodiorites G2 du Birimien du Ghana.

Vers 1670 Ma, le rejeu de grandes fractures comme celle de Zednes en Mauritanie, ou de Sassandra en Côte d'Ivoire, s'accompagne de mylonites. Ces déformations se sont-elles accompagnées de l'érection de reliefs et du dépôt

de formations détritiques ? Celles-ci n'ont, de toutes façons, pas dû être très épaisses, vu la faible évolution des roches qu'elles ont recouvert. Il est intéressant de noter que, sur la plaque nord-américaine, la Labradorian Orogeny date de 1.7 Ga-1.6 Ga (Gower *et al.*, 1992).

4. LE NÉOPROTÉROZOÏQUE DU CRATON OUEST-AFRICAIN

4.1. Introduction

On a vu plus haut que les affleurements du socle métamorphique du craton Ouest-Africain sont comme des îles, ou des boutonnières, au milieu d'une couverture sédimentaire horizontale. Entre les boucliers Regueibat et Guinéen, cette couverture débute pendant le Précambrien supérieur, et scelle la pénéplaine post-éburnéenne. La surface du craton est alors au niveau de la mer. En Afrique occidentale, aucune discordance majeure ne sépare le Précambrien supérieur du Paléozoïque. Comme ces séries sont exemptes de métamorphisme, elles furent très tôt reconnues et étudiées. Là naquit le concept d'Infracambrien.

4.1.1. Le concept d'Infracambrien

Le terme a été créé par Menchikoff en 1949 dans une discrète note infrapaginale de sa synthèse géologique du Sahara occidental. Il fut presque aussitôt adopté par les géologues qui travaillaient en Afrique. Pruvost en fit l'un des thèmes de son enseignement et précisa le concept dans une conférence à la Société Belge de Géologie (1951). Quelques années plus tard (1957), un colloque international du C.N.R.S. lui était consacré. Dans les années 1950 la géologie du Précambrien et du Paléozoïque inférieur fut marquée par la découverte de fossiles dans les terrains précambriens d'Amérique, d'Afrique du Sud et d'Australie; on tenta de les comparer avec les faunes cambriennes et les situer dans une succession stratigraphique (Wheeler, 1947; David et Browne, 1950). Cette stratigraphie avait le souci de corréliser les événements tectoniques à travers le Monde (les phases de Stille). Enfin l'apparition des premières données géochronologiques permettait un début de quantification du Temps. Pruvost définit l'Infracambrien comme des Séries, surmontées en continuité, ou seulement en légère

discordance, par le Cambrien basal, c'est à dire la biozone à *Olenellus* (on ne parle pas encore de Tommotien).

Ces terrains reposent en discordance angulaire majeure sur des roches plissées et métamorphiques. Ils se présentent, dit Pruvost, sous des faciès variés, continentaux, lagunaires, marins, glaciaires, flyschoïdes ou volcaniques. Les fossiles y sont rares. Certains paraissent annoncer la faune de brachiopodes cambriens. Pruvost considère que toutes ces séries peuvent entrer dans le cadre d'un **système** stratigraphique défini, d'une durée d'environ 100 Ma. En fait les données palynologiques (Zang et Walter, 1989) et radiométriques obtenues ces dernières décennies situent les séries-types de Pruvost à différents niveaux du Protérozoïque supérieur et du Cambrien basal. Par contre son schéma demeure valable dans un sens structural : l'Infracambrien serait le premier terme sédimentaire non ou peu déformé de la couverture des vieux cratons précambriens avant la transgression cambrienne. C'est d'ailleurs dans cette optique que Menchikoff précise ses idées au colloque C.N.R.S. de 1957. L'Infracambrien est un ensemble à la fois stratigraphique et structural qui peut ne pas avoir le même âge en tous points. Dans les pages qui suivent on silhouettera ces séries dans trois domaines différents : dans le Nord-Est (bassin de Taoudenni), l'Ouest (Adrar mauritanien) et le Sud du craton (bassins du Gourma et des Voltas).

4.1.2. *Situation dans le temps et dans le cadre de l'Afrique de l'Ouest.*

Cette couverture sédimentaire s'est déposée entre 1000 Ma (1 Ga) et 550 Ma, soit une durée d'environ 450 Ma, un peu plus que l'Ere Primaire (le Paléozoïque). C'est quatre fois ce qu'avait supposé Pruvost, mais notre démarche reste la sienne. Nous devons donc nous attendre à une histoire variée, animée par des déplacements de plaques dont on sait qu'ils ont été importants dans le monde à ce moment là, d'événements tectoniques, climatiques et de variations eustatiques, tandis qu'apparaissent les premiers êtres organisés.

C'est sur le bord méridional du bouclier Regueibat, à cheval sur l'Algérie, le Mali et la Mauritanie, qu'ont été d'abord découvertes et décrites ces formations sédimentaires (Menchikoff

et Monod, 1936). En Algérie leur situation au large de la chaîne panafricaine transsaharienne (Chap. 2) permet de tenter des corrélations avec l'évolution de cette dernière. Elles y ont été soigneusement analysées ces dernières années, entre autres par Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati (1997). Nous leur emprunterons l'essentiel de ce qui suit. Ce sera notre série-type. Les auteurs y distinguent quatre groupes qui, dans l'évolution géodynamique, devraient avoir chacun la même valeur que nos grands systèmes du Phanérozoïque. On proposera pour chacun des correspondances avec l'Adrar mauritanien, analysé par les équipes de Dakar et de Marseille. Puis on esquissera le remplissage des bassins du Gourma et des Voltas, dans le Sud et le Sud-Est du craton, situés sur, ou au voisinage de la marge passive de la chaîne panafricaine transsaharienne.

4.2. **La couverture sédimentaire cratonique d'âge protérozoïque supérieur sur la marge méridionale du bouclier Regueibat. Comparaison avec l'Adrar Mauritanien**

C'est sur cette marge qu'a été défini l'Infracambrien. Le socle cristallin des Eglab, du Yetti ou du Ghallaman est limité au Sud par une suite de petites crêtes gréseuses ou calcaires et de dépressions, jalonnée par des points d'eau. C'est le Hank, bien connu des nomades. Moussine-Pouchkine, Aït Kaci Ahmed et Bertrand-Sarfati y distinguent 4 groupes de couches, caractérisées par leur lithologie, leur mode de sédimentation et les types de stromatolites qu'on y reconnaît : les Groupes de Douik (§4.2.1), du Hank (§4.2.2.), de Dar Cheikh (§4.2.3) et de Cheikhia (§4.2.4.). Nous nous y attarderons un peu car ces séries, par leur extension, leur état de conservation et la qualité de leurs affleurements, sont exceptionnelles pour la géologie mondiale (Fig. 1.19 et tableau, p. 53).

4.2.1. *Groupe de Douik*

L'équivalent de ce groupe de base dans l'Adrar mauritanien est le Groupe de Char (v. Deynoux, 1983). Lorsqu'il existe (car il manque en certains endroits) on distingue, en Algérie, deux formations, Glebet El Atores et Chegga.

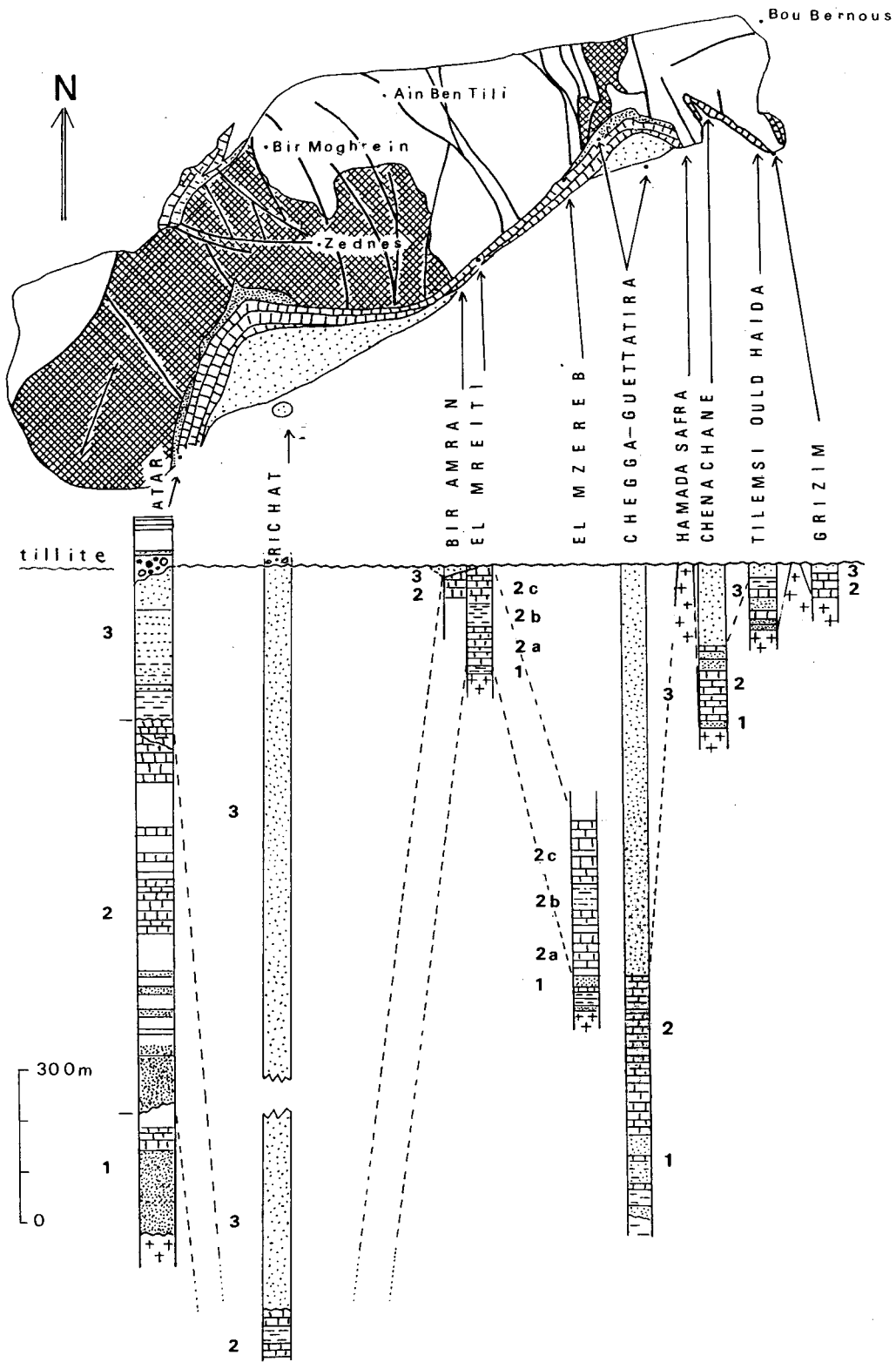


Figure 1.19.

Tableau des équivalences (approchées) des groupes et formations distinguées dans la couverture Protérozoïque supérieur au Nord-Ouest et au Nord-Est du bassin de Taoudenni.	
<i>NORD-OUEST</i>	<i>NORD-EST</i>
Groupe Teniagouri	Groupe Azlaf
<i>Discordance</i>	<i>Discordance</i>
Groupe Jbeliat	Groupe Guettatira
	(Formations Grizim, O. Djouf, Fersiga)
<i>Discordance glaciaire</i>	<i>Discordance glaciaire</i>
Groupe d'Assabet El Hassiane	Groupe de Cheikhia
<i>Discordance</i>	<i>Discordance</i>
Groupe d'Atar (sup)	Groupe de Dar Cheikh
Formation Touiderguilt	Formation de Teggueur
Form. Aouleigate, Aouinet Bou Derbala, Terrarit	Formation Oglat Damrane
<i>Continuité ?</i>	<i>Discordance</i>
Formation de Tawaz sup.	Formation de Dar Cheikh
<i>Discordance (?)</i>	<i>Discordance</i>
Groupe d'Atar (inf.)	Groupe du Hank
Formation de Tawaz inf.	Formation Oglat Betina
Formation de Tarioufet	Formation de Tilemsi
<i>Continuité</i>	<i>Discontinuité</i>
Formation d'Atar	Formations Mokrid, Oued Souss, Chenachane
Formation Foum Chor	Formation Grès de base
<i>Discordance</i>	<i>Discordance</i>
Groupe de Char	Groupe de Douik
Formation d'Azougui	Formation de Chegga
Formation d'Agueni	Formation de Glebet El Atores

Fig. 1.19. - Schéma des faciès et des épaisseurs de la couverture Précambrien supérieur dans le Nord du bassin de Taoudenni. La base de la tillite éocambrienne est prise comme référence.

1: Détritique Inférieur.

2: Calcaréo-dolomitique.

3: Détritique supérieur ou Grès de Cheikhia (= Assabet El Hassiane).

NB. On a admis, dans la coupe de Chegga, que le niveau 11 de Villemur correspondait à la tillite éocambrienne. D'autre part, il n'a pas été possible de représenter à la même échelle la formation détritique supérieure des Richat: sur la colonne, l'interruption correspond à 1000m de couches.

Sur le schéma géologique le croisillon figure l'Archéen + la série de Chegga.

D'après Villemur (1967); Bertrand-Sarfati (1972); Bessoles (1977); Deynoux (1983).

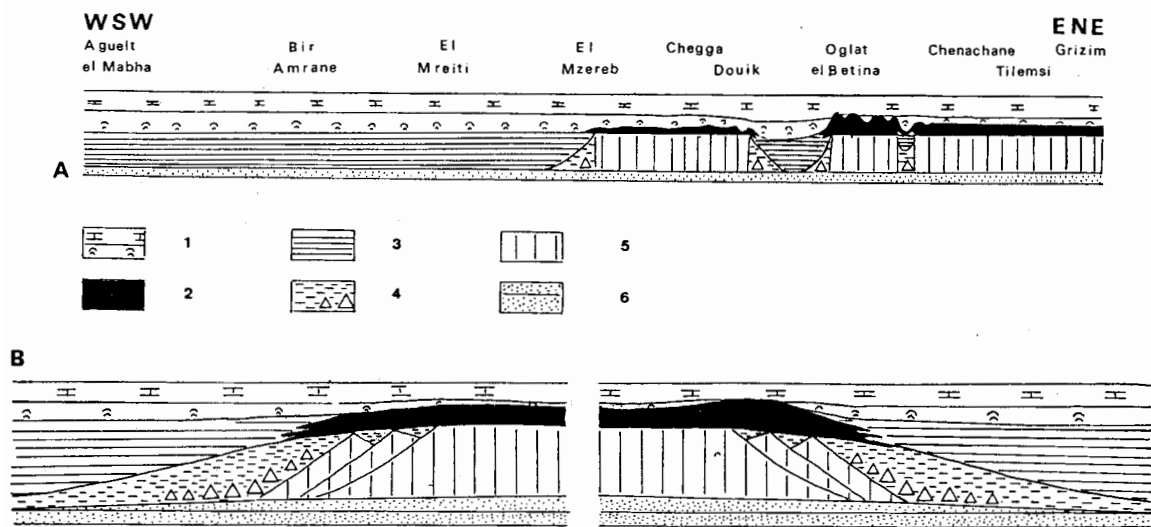


Fig. 1.20. - Schéma de la répartition d'Est en Ouest des faciès du Groupe du Hank-El Mreiti, sur le bord Sud du bouclier Regueibat, d'après A.Moussine-Pouchkine et al. (2001).

Profil A : Entre Grizim (Algérie) et Aguel el Mahba (Mauritanie), sur 800 km, établi entre Grizim et Douik d'après des observations de terrain détaillées, moins denses et plus hypothétiques entre Chegga et Aguel el Mahba.

Profil B : à plus grande échelle entre Douik (Algérie) et El Mzereb (Mali), sur les deux flancs du môle de Chegga.

1. Formation Tilemsi. : biostromes à *Gymnosolen* à la partie inférieure. 2. Biostromes à *Baicalia*. 3. Black shales. 4. Marnes bleues et brèches. 5. Biostrome à *Conophyton*. 6. Grès de base.

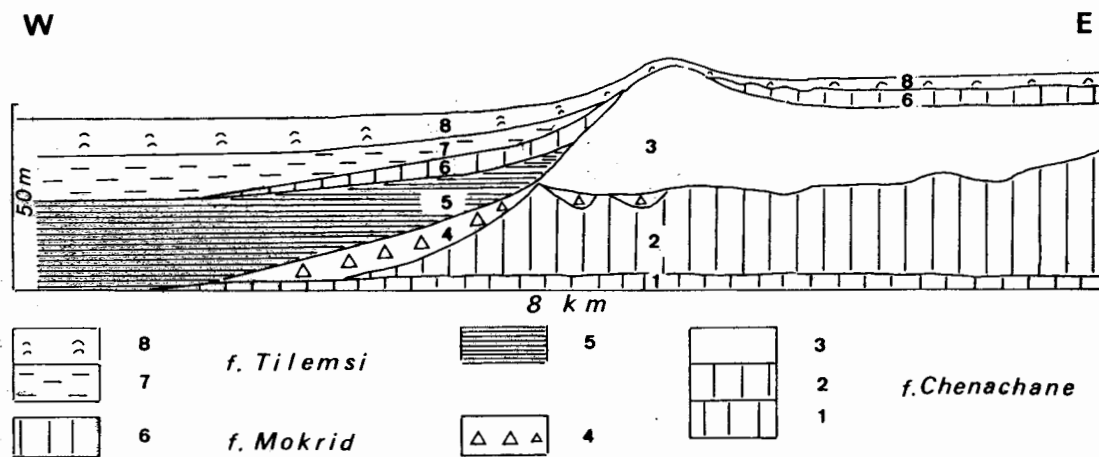


Fig. 1.21. - Structure marginale d'un bioherme à *Conophyton* près d'Oglat el Betina (Algérie), d'après A.Moussine-Pouchkine et al.(1997), montrant la transgression de la Formation Tilemsi sur les biohermes des Formations Chenachane et Mokrid et, à l'Ouest, sur le bord du vaste bassin de black shales de la Formation Oued Souss.

1. Biostrome à cf *Conophyton*. 2. Biostrome à *Conophyton*. 3. Bioherme à stromatolites de type *Parmites*.

4. Brèches. 5. Black shales de la Formation Oued Souss. 6. Biostrome à *Conophyton* de la Formation Mokrid.

7. Marnes jaunes de la Formation Tilemsi. 8. Biostrome à *Gymnosolen* de la Formation Tilemsi.

4.2.1.1. La Formation de Glebet El Atores

Elle correspondrait à celle d'Agueni dans l'Adrar. Bertrand-Sarfati *et al.* (1996) y distinguent plusieurs séquences. La première séquence débute par un conglomérat grés-carbonaté à éléments très rubéfiés surmonté par des grès et argiles contenant de petits biohermes isolés de stromatolites. Au-dessus, «une séquence gréseuse éolienne à grains ronds isométriques, montre des dunes de plus de 30m de hauteur à Chegga. Là, elle est surmontée par un ensemble grés-carbonaté. Les paraséquences progradantes de 2 à 10 m, sont composées de calcaires, d'argiles et de grès. Cet ensemble disparaît vers le Nord».

En Mauritanie, à Bir Amrane et El Mreiti, les premiers sédiments (10 à 20 m) qui recouvrent les granites et les gneiss du socle sont des grès grossiers, parfois à stratifications obliques, des lits de siltites glauconieuses à ciment carbonaté et des conglomérats à petits galets de quartz ronds qui en remplissent les creux puis en submergent les bosses. Les sédiments sus-jacents (grès grossiers, grès carbonatés, siltites, gypse) montrent que cette transgression marine (Villemur, 1967) s'est avancée sur une pénélaine bosselée de quelques collines, de dépressions et de chenaux peu profonds. Une anomalie : des lits argileux à grenats détritiques. Il faudrait connaître la nature de ces grenats et des minéraux lourds qui les accompagnent, car ils pourraient être d'utiles indicateurs pour la prospection. Viennent-ils du socle ou d'un magmatisme du Protérozoïque moyen ?

4.2.1.2. La Formation de Chegga

Cette formation serait l'équivalent de celle d'Azougui dans l'Adrar mauritanien. A Chegga, le passage est continu depuis la formation sous-jacente de Glebet El Atores, avec une augmentation progressive des niveaux calcaires. Mais vers le Nord de Dar Cheikh, ses calcaires à stromatolites sont transgressifs sur les grès continentaux éoliens. Au-dessus, on distingue deux termes selon Bertrand-Sarfati, *et al.*, 1996.

«Au Nord de Douik, la première séquence est dominée par des faciès à cristaux ou nodules évaporitiques alternant avec des stromatolites en dômes isolés, à laminations stratiformes ondulées et pseudocolumnnaires, parfois en oncolites décimétriques... Les structures sédimentaires témoignent d'une exposition subaérienne : fentes

de dessiccation remplies de matériel gréseux, teepees et pseudonodules». Ces paraséquences montrent des faciès mixtes. Des carbonates à lentilles de grès carbonaté «forment des bancs métriques qui alternent avec des niveaux ... gréseux à obliques courtes et pentues». «Les paraséquences se terminent par des carbonates détritiques fin à microrides parfois gréseuses. Des cherts très abondants ... apparaissent quelques 10 m au-dessus de la limite inférieure». Ces niveaux alternent avec des stromatolites en dômes, et la séquence n°1 «se termine par une paraséquence décimétrique qui comprend les premières calcarénites oolitiques dans une matrice à quartz abondant, et un banc massif ... construit par des stromatolites côniques à fort relief. Il n'y a plus traces d'évaporites ou de dessiccation».

La séquence n°2 est une «succession de mégarides oolitiques remaniant des intraclasts oolitiques ou des débris de carbonates micritiques... Des stromatolites se développent en dômes superposés... envoyés par des décharges oolitiques... A Chegga les paraséquences de la partie médiane sont dominées par des dépôts... argilo-silteux en petits bancs... Les paraséquences terminales sont composées de barres oolitiques alternant avec des grès... et des conglomérats carbonatés à galettes micritiques. De rares stromatolites isolés apparaissent vers le haut de la coupe. Les cherts sont abondants dans toute la formation». Les bancs supérieurs sont rubéfiés, silicifiés et érodés. «Le ravinement crée des paléoreliefs de plusieurs mètres d'amplitude et des paléochenaux à remplissage fluvial».

4.2.1.3. Interprétation

Le dépôt du Groupe de Douik, comme celui des autres groupes que nous allons voir, a pu s'étaler sur plusieurs dizaines de millions d'années. Il s'est fait en une période de grande stabilité du continent ouest-africain, pénéplané et plusieurs fois envahi puis délaissé par une mer toujours peu profonde.

Formation de Glebet El Atores (= Agueni)

La mer s'avance sur le socle et les cailloutis rubéfiés de la surface. Les graviers du rivage sont couverts de sables, d'argiles; de petits biohermes se forment ici et là. Puis la mer se retire. Des dunes s'édifient, que nivelle une nouvelle montée des eaux. Le sable est chaque fois incorporé aux calcaires qui se déposent.

Formation de Chegga (= Azougui)

Elle s'est déposée d'abord en milieu tidal à évaporites et structures de dessiccation, puis en milieu subtidal à stromatolites, oolites et cherts. On observe une évolution Nord-Sud. Au Nord, «*les stromatolites sont plus abondants aussi bien dans les faciès de type sebkha évaporitique qu'en association avec les barres oolitiques... Vers le Sud, l'horizon à stromatolites côniques subtidaux disparaît... La transgression marine atteint ainsi les faciès éoliens*» de la formation sous-jacente. Les alternances gréseuses sont plus abondantes. En Adrar mauritanien, on connaît des pseudo-morphoses d'évaporites au sommet de la Formation d'Azougui. Ce domaine s'apparenterait au Sud du Hank algérien.

On aurait ainsi l'enregistrement sûr un craton stable de 4 phases eustatiques majeures (2 dans chaque formation) séparées par des régressions, et probablement plusieurs fluctuations mineures. Lorsque la mer se retirait, les terres se couvraient de dunes. Une discontinuité clôt cette période. Elle semble traduire un retrait durable de la mer. Les surfaces émergées sont soumises à l'altération (rubéfaction, silicification) et voient l'installation de systèmes fluviaux (ravinement, chenaux).

Comme le suggéraient déjà Villemur (1967) puis Moussine-Pouchkine, cette zone du Hank était structurée au moment de la transgression. «*Des bassins semblent s'installer de préférence sur les secteurs archéens tandis que les seuils le sont plutôt sur des territoires fortement granitisés*» (Kazi Tani, *in litt.*). L'épaisseur de ce groupe de base varie d'un point à un autre : faible à l'Est du bouclier, dans la région de Grizzim, elle atteint 150 m à Chegga (vers 5°52'W) pour se réduire à quelques mètres de grès et microconglomérats à El Mzereb (vers 6°23'W) et s'épaissir à nouveau dans l'Adrar. La zone de Chegga apparaît ainsi comme une anomalie subsidente; on remarquera qu'elle jouxte la Jointure Yetti-Eglab qui aurait ainsi joué le rôle de zone de faiblesse de la croûte, un milliard d'années après l'orogénèse éburnéenne.

4.2.2. Groupe du Hank = Groupe d'El Mreiti pp = Groupe d'Atar pp (Figs. 1.20 et 1.21)

4.2.2.1. Formation des grès de base (= Foug Chor)

Des arènes, discordantes sur les oolites de la Formation de Chegga, ou conservées dans des

dépansions du socle cristallin, soulignent la base du Groupe du Hank. Au-dessus, les 5 à 30 m d'arènes remaniées, d'argiles et de grès blancs parfois glauconieux des coupes d'Algérie, s'épaississent un peu (40 à 60 m) dans l'Adrar mauritanien, où ils portent le nom de Formation de Foug Chor. Des rides de vagues et de tempêtes sont conservées dans les grès.

Après l'émergence qui termine la Formation de Chegga, une mer peu profonde s'étale à nouveau sur le continent et se retire par moments sur ses marges. En effet, on connaît des sols préservés dans les affleurements les plus septentrionaux. Comme les directions d'apports, ces paléosols indiquent des émergences temporaires au Nord, donc une tendance inverse de ce que l'on avait observé dans le Groupe sous-jacent de Douik.

4.2.2.2. Formation Chenachane

Elle est caractérisée par de grands biostromes de stromatolites (*Conophyton*, *Jacutophyton*, *Baicalia*) s'étendant sur 60 à 100 km et limités par des dépansions. En Adrar mauritanien les niveaux correspondants se trouvent dans le tiers inférieur de la Formation d'Atar. Lorsque la Formation de Chenachane est représentée (car elle peut manquer), on y note deux ensembles.

- Le premier est formé à l'Est par «*trois paraséquences ... construites par des bancs métriques à Conophyton, surmontées par des colonnes très ramifiées du groupe des Tilemsina*» (Bertrand-Sarfati *et al.*, 1996). A l'Ouest, entre Chenachane et Oglat Betina, on ne trouve qu'une seule paraséquence composée de massifs discontinus de stromatolites à colonnes ramifiées ou arquées.

- Le deuxième comprend des biostromes à grands *Conophyton* qui, dans le secteur de Chenachane, reposent directement sur les grès de base. «*Chaque biostrome est une construction jaune-ocre de 50 à 70 km de long et d'une dizaine de mètres de haut. Les troncs cylindriques, atteignant 80 cm de diamètre, sont serrés les uns contre les autres, presque jointifs, en faisceaux d'une dizaine de mètres de diamètre. Entre ces zones les troncs sont isolés, de taille plus petite, et envahis par des colonnes ramifiées de type Jacutophyton issus des laminations externes de Conophyton... En bordure du biostrome, les Conophyton sont souvent... réduits à leur zone centrale. Beaucoup de cônes sont cassés... Les*

blocs basculés... témoignent de l'existence d'une pente. Au sommet du biostrome les colonnes ramifiées de la périphérie de *Conophyton* deviennent... fréquentes, la zone centrale conique de *Conophyton* disparaît et on passe aux colonnes bleu noir de *Baicalia*... qui forment des pinnacles atteignant une trentaine de mètres de haut... Ces récifs sont traversés par des filons verticaux... Le remplissage synsédimentaire de ces filons est un mudstone avec de petits stromatolites poussant perpendiculairement aux épontes» (ibidem). Ces derniers pourraient être en relation avec des failles synsédimentaires qui décalent ces niveaux. Le sommet de cette séquence est altéré et raviné. Une émergence se produit. «Des grès ferrugineux remplissent de petites dépressions et sont... surmontés par des *Gymnosolen*... envahis par des grès ferrugineux» (ibidem).

4.2.2.3. Formation Oued Souss

«Latéralement aux biostromes à *Conophyton*, des dépressions sont créées, dans lesquelles se déposent des marnes bleues...repérées vers 4°15'W... et vers le 4°W... Elles affleurent largement entre Oglat Betina et Dar Cheikh... Les marnes se sont déposées en milieu relativement profond, confiné, sans énergie, sans apports autres qu'argileux». (Bertrand-Sarfati et al., 1998). En Mauritanie, à l'Est d'El Mreiti, ces marnes, déposées dans un vaste bassin, sont riches en matière organique. A Aguelt el Mahba (9°40'W), les marnes et argilites, remontées du fond des puits, sont encore bitumineuses. C'est le «pays des pierres qui brûlent». La teneur en matière organique y est anormalement forte. Selon Trichet (in litt. 1996) elle aurait pour origine des organismes unicellulaires primitifs et caractériserait plutôt un milieu lacustre ou lagunaire que franchement marin. Ces marnes pourraient être une roche-mère d'hydrocarbures (Moussine-Pouchkine et al., 2001). «D'autres affleurements cités par Villemur contiennent du carbone organique (5%) et des extraits organiques ce qui laisse supposer que la région a baigné dans une ambiance thermique anormalement basse car la maturation organique est fonction de la température mais aussi du Temps : relation de Lopatin $TT1 = t \cdot 2n$ (env. 800 Ma). La température de 20° à 30°C prouve qu'ils n'ont pas été enfouis» (Kazi Tani, in litt.).

La limite supérieure de la séquence est un hard-ground. Des phyllites de diagenèse, extraites d'un niveau argileux du groupe d'Atar, ont donné un âge en Rb-Sr de 860 Ma (Clauer, 1976).

4.2.2.4. Formation Mokrid

Elle comporte deux séquences à stromatolites séparées par une discontinuité. La première, un banc de 1 à 2 m à *Conophyton* couronnés de colonnes ramifiées dans une boue carbonatée, n'est connue qu'aux alentours du puits de Chenachane. «La seconde séquence est plus étendue. De la région de Grizim jusqu'à Teggeur, un banc discontinu de 40 à 60 cm, construit par *Conophyton*, repose sur la surface érodée de la formation de Chenachane» (Bertrand-Sarfati et al., 1998). Ce banc s'épaissit à l'Ouest (1 à 2 m). Entre les colonnes de 10 cm maximum, souvent ovales, il n'y a pas de sédiment. Ils se sont donc construits en eau très claire, subtidale (Bertrand-Sarfati, 1972a). Ce sont les derniers de ce type. Une surface d'érosion fait le toit de la Formation de Mokrid.

4.2.2.5. Formation Tilemsi

Sur cette surface d'érosion, se développent de petits biohermes à contours irréguliers, construits de colonnettes plus ou moins flexueuses, les *Gymnosolen*. Ils sont emballés dans un calcaire qui se délite en galettes. Cet horizon s'étend sur le bord septentrional du bassin de Taoudenni en reposant, sans discordance angulaire visible, soit sur les biohermes à grands *Conophyton* de la formation Chenachane, soit sur les pinacles à *Baicalia* restés en relief, soit sur les petits biohermes de celle de Mokrid, soit enfin sur les marnes de la formation de l'oued Souss. La morphologie de *Gymnosolen* varie suivant le substrat et le milieu où il s'est développé. *Gymnosolen ramsayi* (1/2 cm de diamètre) fait des biohermes de moins de 1m d'épaisseur sur les pinacles à *Baicalia*. Ils peuvent être associés à des grès ferrugineux. Les colonnes de *Gymnosolen hanki*, larges de 2 à 3 cm, construisent des biostromes de 3 à 4 m d'épaisseur. Ils croissent sur les marnes dont la compaction augmentait leur espace disponible. Ces biohermes sont alignés Nord-Sud.

Sur les *Gymnosolen* se déposent des carbonates, stabilisés par des films microbiens (Moussine-Pouchkine et al., 1997). Des «calcaires

lités jaunes à lits millimétriques forment des dômes à relief faible avec la même orientation Nord-Sud que les Gymnosolen» donnant «en photo aérienne un aspect cannelé». L'origine de cette structuration que l'on rencontre sur tout le bord septentrional du bassin de Taoudenni reste énigmatique. Les auteurs envisagent «des courants d'eau peu profonde, induits par des vents réguliers dominants». Les dômes sont surmontés «par un niveau de 5 à 7 m formé... de galettes imbriquées en rides pluri-décimétriques puis par des boues carbonatées en lits millimétriques plans... La limite supérieure de la formation est non érosive, probablement une surface indurée sous aquatique» (Bertrand-Sarfati et al., 1998).

4.2.2.6. Formation Oglat El Betina =F.Tawaz *pro parte*

«Il s'agit d'un ensemble entièrement construit, formant un biostrome très continu. Les stromatolites en colonnes du groupe Inzeria, forment des biohermes de 6 à 10 m de diamètre, jointifs, avec un relief atteignant plusieurs mètres. Ces biohermes sont aplatis... Ils sont... allongés comme les biohermes à Gymnosolen et les dômes de boue dans une direction N-S... Les colonnes... ne sont pas continues verticalement mais en couches de 20-30 cm séparées par des joints. Au-dessus se superpose une série de dômes hémisphériques jointifs, allongés... La micro-structure en touffes hémisphériques est interprétée comme liée à une précipitation d'aragonite et non de calcite magnésienne comme c'est le cas pour les stromatolites précédents. Ceci permet de penser que le chimisme de l'eau de mer était différent» (Bertrand-Sarfati et al., 1996).

En Adrar, «les shales et les grès de la formation de l'oued Tarioufet et les carbonates détritiques de la partie inférieure de la formation Tawaz masquent la striation Nord-Sud qui peut être encore présente dans les stromatolites intercalés» (Moussine-Pouchkine et al., 1997). A Atar d'énormes biohermes à Inzeria sont coiffés par des calcaires à seismites (Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine, 1998), identiques à ceux que l'on verra plus loin (Fm Dar Cheikh). La limite supérieure de la Formation Oglat El Betina est une surface peu érodée soulignée, dans la région de Grizim, par un niveau conglomératique à oolites hématitiques.

4.2.2.7. Bilan

Des calcaires et de grands biohermes à stromatolites caractérisent le groupe du Hank-El Mreiti. Du début à la fin la sédimentation se fait sous une faible tranche d'eau soumise à l'action des vagues (intraclasts), inondant une immense surface plane. Un maximum eustatique majeur se serait produit pendant cette période. On n'observe pas de traces d'émergence ni de ravinement; tout au plus des indices d'apports en solution dans un milieu sub-littoral sous forme d'oolites ferrugineuses et une modification possible du chimisme des eaux à la fin (Oglat Betina). Sur les marges du craton, en particulier au Nord-Ouest, les premiers signes d'instabilité se manifestent par des séismes dus peut-être au jeu des failles synsédimentaires signalées.

4.2.3. Groupe de Dar Cheikh

Après le dépôt des formations Tilemsi et Oglat Betina, des bassins dissymétriques peu profonds se créent contre des failles dans le secteur de l'oued Cheikh - Chenachane. Les dépôts carbonatés et argileux s'y accumulent et progradent d'Est en Ouest. L'équivalent en Adrar mauritanien serait la moitié supérieure du Groupe d'Atar. Dans le Hank algérien, on distingue trois formations : Dar el Cheikh, Oglat Damrane et Teggeur, et six dans l'Adrar mauritanien : la partie supérieure de la Formation Tawaz, et les Formations Terrarit, Aouinet Bou Derbala, Aouleigate, Touiderguilt et Niafouké.

4.2.3.1. Formation Dar El Cheikh

Cette formation serait contemporaine de la moitié supérieure de la formation Tawaz de l'Adrar mauritanien. Les auteurs y décrivent trois paraséquences. La première est une alternance d'argiles vertes glauconieuses, de siltites et de calcaires lités fins. Des rides symétriques dans «les silts et dans les carbonates les plus grossiers témoignent de l'existence de vagues» (Bertrand-Sarfati et al., 1996).

La seconde paraséquence montre «des mudstones carbonatés en lits millimétriques à centimétriques». Les auteurs y notent des «laminations microbiennes rarement exprimées en stromatolites» et l'apparition de brèches synsédimentaires et de structures «en vermicules» qui pourraient être, *pro parte*, dues à des séismes. Ceux-ci «engendrent une liquéfaction des

sédiments encore gorgés d'eau ... les vermicules, peut-être en partie d'origine biologique, témoignent aussi d'un remaniement par fluage à l'intérieur du banc» (Bertrand-Sarfati *et al.*, 1996). Une telle liquéfaction «*implique une augmentation de la pression fluide qui ne peut être expliquée que par un séisme*». Les structures vermiculaires montrent une texture laminée et symétrique et «*they are associated with nodular clusters which were probably formed by the differential liquefaction of stromatolitic layers*». Ces calcaires, à structures vermiculaires, isolées, remaniées ou groupées, se suivent de Dar El Cheikh jusqu'à Atar, au pied de l'Adrar mauritanien. «*They constitute strong evidence for the registration of seismic activity affecting the entire cratonic setting*» (Moussine-Pouchkine *et al.*, 1997).

La paraséquence supérieure est, en Algérie, une calcarénite à grandes stratifications obliques de mégarides, contenant des débris des structures vermiculaires. On ne peut parler ici de discordance, mais de «*drastic change in facies from high relief dolomitic stromatolites to flat layered grey limestone*». La surface de la Formation de Dar El Cheikh «*is deeply eroded with southwest-northeast relief*» et karstifiée. A Atar, le sommet des calcaires à structures vermiculaires «*is brecciated and covered by metric stromatolites bioherms. Higher up, in the Adrar area, the regime continues to be favourable to stromatolite growth with the deposition of three biostromes (Tungussia). Ongoing seismic activity is recorded in the intercalated laminated carbonates which exhibit water escape features*» (Moussine-Pouchkine *et al.*, 1997).

4.2.3.2. Formation Oglat Damrane

Dans le Hank algérien (Moussine-Pouchkine *et al.*, 1997), cette formation repose sur une surface d'érosion : des cannelures Sud-Ouest - Nord-Est, de 1 à 3 m d'amplitude, atteignent les récifs à *Conophyton* sous-jacents. Les sédiments sus-jacents montrent une suite de paraséquences (4 au moins dans le secteur de Dar El Cheikh) progradant d'Est en Ouest. A l'Est, des argiles et des grès à fentes de dessiccation, rides de vagues et de tempêtes (HCS), montrent encore des traces de séismes (pseudonodules, convolutes, perte de stratification par fluidification du sédiment etc.). Ces couches passent vers le haut à des tidalites. A l'Ouest, chaque paraséquence débute par des

biohermes à stromatolites (*Jurusania*) qui en soulignent la progradation, et se poursuit par des argiles et des grès glauconieux à pseudo-nodules, rides et HCS. Les biohermes de *Jurusania*, isolés et peu épais (quelques dm) à l'Est, se groupent et peuvent avoir plusieurs mètres d'épaisseur à l'Ouest. Dans l'ensemble ces paraséquences sont grano-croissantes et strato-croissantes. Des rides, des brèches, des HCS attestent que le milieu était soumis aux perturbations des tempêtes. Au sommet de la formation, une paraséquence d'argile et de grès glauconieux à clastes carbonatés passe vers le haut à des calcaires détritiques.

Dans l'Adrar de Mauritanie Trompette (1973) distingue dans les sédiments contemporains, plus épais, trois unités lithologiques : la Formation de Terrarit (argiles, siltites et grès), celle d'Aouinet Ould Derbala où il note 6 niveaux à stromatolites (*Jurusania* et stromatolites stratiformes) et celle d'Aouleigate, siliclastique, qui serait l'analogue de la paraséquence terminale du Hank algérien.

4.2.3.3. Formation de Teggeur

La Formation de Teggeur termine le Groupe de Dar El Cheikh dans le Hank algérien. Elle est l'équivalent de celle de Touiderguilt dans les Richat. Là, les calcaires qui affleurent au cœur de la structure ont été localement silicifiés. Outre les stromatolites, des micro-organismes primitifs ont été ainsi bien préservés. Ils ont été décrits par Boureau, sous le nom de *Babetosphaera africana*, dans le mémoire de Monod et Pomerol (1973). Dans l'Adrar de Mauritanie, Trompette (1973) appelle Formation de Niafouké la partie supérieure de ces calcaires.

Des calcaires bruns ou bleus (en affleurement) à laminations millimétriques associés à des siltites sont le faciès-type de la formation de Teggeur. Dans l'Est du Hank, en bordure de l'Erg Chech (Draa El Guerb), ils reposent sur des biohermes à *Conophyton*. Non loin de là, au Sud (à Grizim), les couches ont une trentaine de m d'épaisseur. Les rides fines et les petites figures d'érosion du faciès-type indiquent un milieu de faible énergie. La présence de pseudo-nodules et de failles syn-sédimentaires dans les couches de base montre que l'activité tectonique persistait, surtout dans la zone orientale. Comme dans les formations précédentes on remarque sur les photographies aériennes des surfaces cannelées sur les derniers bancs. Ces cannelures d'érosion révèlent une structure

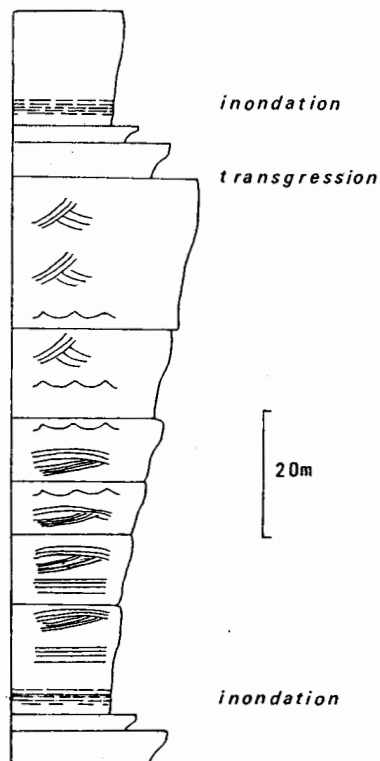


Fig. 1.22. - Séquence-type de troisième ordre dans le Groupe de Cheikhia, d'après Bertrand-Sarfati *et al.* (1996). Les types de dépôt sont indiqués symboliquement.

sédimentaire de grands dômes allongés dont l'origine biologique est ici exclue. Or cette fois la direction de ces cannelures est Est-Ouest. Une émergence termine le dépôt.

Dans le Hank central et occidental, la Formation de Touiderguilt montre de beaux calcaires lités à stromatolites qui succèdent aux *Jurusania*. En Adrar, dans la partie inférieure, des dômes isolés de stromatolites stratiformes s'intercalent dans un sédiment carbonaté déposé en eau peu profonde. Au-dessus, les biostromes sont formés de bouquets de colonnes juxtaposées et couronnés de petits biohermes (quelques dm), emballés dans des dolarénites et des brèches à galets plats. Ces couches reflètent une tendance vers des eaux moins profondes, mais qui ne semble pas avoir abouti à l'émergence comme dans le Nord-Est du Hank.

4.2.3.4. Bilan pour le groupe Dar El Cheikh - Atar supérieur

Des argiles mais surtout des calcaires se déposent; on n'a donc pas d'apport terrigène important. Les indices d'instabilité (failles syn-sédimentaires, seismites) persistent, surtout dans le Nord-Est, proche de la marge de la plaque ouest-africaine et de la future suture panafricaine.

A certains niveaux, des cannelures reflètent l'allongement de dômes sédimentaires. Mais elles sont maintenant Est-Ouest à la différence de celles, méridiennes, des Formations de Tilemsi et Oglat Betina. Si, comme les auteurs l'ont suggéré, ces alignements ont une origine éolienne, la direction des vents dominants aurait changé à la fin du Groupe de Dar El Cheikh. Deux hypothèses viennent à l'esprit: l'apparition de reliefs à l'amont-vent, comme c'est le cas aujourd'hui où l'Ahaggar détourne l'Harmattan; une autre serait un changement des zones de hautes pressions d'hiver, donc de la position relative des pôles liée à un déplacement rapide de la plaque ouest-africaine.

4.2.4. Groupe de Cheikhia = Assabet El Hassiane

Le groupe de Cheikhia repose en discordance sur une surface altérée, parsemée de galets de quartz et de cherts oolitiques analogues à ceux de la Formation Chegga. Ces galets se rassemblent parfois dans les creux en lentilles de conglomérat. La surface peut aussi être nappée de grès ferrugineux; c'est le cas dans l'Est du Hank où des panneaux ont été basculés ou soulevés. Des bombements font affleurer des couches plus anciennes. Cette surface peut être incisée sur plus de 25 m de profondeur par de petites paléovallées. C'est aussi cette érosion qui a mis en relief les structures cannelées évoquées ci-dessus. Les premiers sédiments, déposés dans les fonds des paléovallées et des cannelures lors de la transgression, sont des grès et des argiles parfois glauconieux. On pourrait interpréter les petites vallées comme des «rias» de raccordement au niveau marin, juste avant la montée isostatique qui a provoqué la grande transgression de base du groupe. Cette transgression, succédant à l'incision d'une surface altérée et ferruginisée est sans doute un effet de la fin de la glaciation sturtienne (vers

730-750 Ma) qui, à l'égal de celles du Protérozoïque inférieur et du Néoprotérozoïque terminal (Chap.3), autres «snowball events», se serait fait sentir jusqu'à de basses latitudes (Hoffman et Schrag, 2002). Au-dessus, des lentilles de calcaire gréseux à glauconie au milieu des grès, attestent la persistance du régime marin.

Dans le Hank, l'épaisseur du Groupe de Cheikhia varie. Elle peut dépasser 800 m. A l'extrême Nord du Mali (Villemur, 1967) elle est de 400 à 500 m. Les couches se réduisent à quelques mètres au Sud-Ouest, vers El Mreiti, pour s'épaissir à nouveau à l'Ouest de 8°W et prendre un faciès calcaire et glauconieux. En Adrar mauritanien le Groupe d'Assabet El Hassiane, contemporain, aurait en moyenne 300 m mais atteindrait l'épaisseur record de 2500 m au Nord-Est, dans le système des Richat, «par l'adjonction de couches plus jeunes qui apparaissent sous la discordance de ravinement» de la formation glaciaire sus-jacente (Deynoux, 1983). C'est partout un groupe siliclastique. Les stromatolites ont disparu. Les éléments détritiques sont organisés en séquences de 3^e ordre, grano et stratocroissantes. Celles-ci, au nombre d'une douzaine dans le Hank algérien montrent successivement (Fig. 1.22) :

1. La surface d'inondation maximum, souvent peu visible, soulignée par des argiles et des carbonates.
2. Des argiles et siltites grano-classées passant latéralement à des siltites et des grès fins à HCS indiquant un dépôt sur un plateau soumis à l'action des tempêtes.
3. Des grès fins à moyens. «Les faciès montrent l'influence d'une dynamique oscillatoire : micro-HCS dans les termes les plus fins, HCS métriques, rides de flux combiné et rides symétriques de vagues dans les grès fins à moyens» (Bertrand-Sarfati et al., 1996).
4. Des grès moyens à grossiers. «Les structures sédimentaires montrent des environnements allant de l'avant-plage (rides symétriques, obliques parallèles à la côte) à la plage (grandes obliques planes peu inclinées vers le Nord) et à l'arrière-plage (obliques sigmoïdes inclinées vers le Sud, langues de sables au sein de faciès lagunaires)» (ibidem). «Les premières séquences de dépôt se terminent par des faciès continentaux ou deltaïques : barres d'embouchures, chenaux de distribution fluviatiles, plaines d'inondation». Dans les faciès fluviatiles des séquences

inférieures «les paléopentes étaient dirigées plutôt vers le Nord». Dans les séquences supérieures, les paléocourants témoignent «de la dynamique de la mer qui envahit alors... le craton. Les paléocourants deviennent bi ou pluridirectionnels avec une prépondérance des directions E-W parallèles à la côte» (ibidem).

On retrouve cette organisation dans le système des Richat dont le Groupe d'Assabet El Hassiane forme la plus grande partie. «Palaeocurrents present the same northern trend for the fluvialite sediments of the basal sequence, and more disorganized trends for the marine upper facies» (Moussine-Pouchkine et al., 1997). Si l'on considère chaque couple «Dépression péritique-Banc dur gréseux» comme une paraséquence, on aurait ici un nombre un peu supérieur (18 à 22) à ce qui est noté dans le Hank. Ces «séquences» sont d'épaisseur très inégale. Trois grosses barres gréseuses (ou Rich) forment l'ossature des Richat. Le Rich Interne, qui surmonte les calcaires de Touiderguilt à cherts, représenterait la première séquence du Groupe d'Assabet El Hassiane. Le Rich Oum Er Rjel est séparé du premier par une dépression où alternent pélites et grès. La vaste dépression de Tin Jouker qui s'étend entre Oum Er Rejel et le rich suivant est aussi structurée par des bancs de grès, métriques ou décamétriques séparés par des pélites noires. Le Rich Seriz (ou Sraiz) qui se prolonge à l'Ouest par le Rich Kadzer forme l'enceinte externe du système des Richat et le socle de l'horizon carbonaté pris comme base du Cambrien. Il termine le Groupe d'Assabet El Hassiane. Trouver un nombre comparable de séquences dans les Richat et dans le Hank, en admettant qu'elles représentent des fluctuations eustatiques, impliquerait que la série est complète dans les deux cas. Le contraire confirmerait l'hypothèse de Deynoux d'une série plus complète dans les Richat. Les trois gros bancs de grès reflètent un apport accru de sable et une subsidence plus forte créant de l'espace. On pourrait voir là un écho de la formation, à l'Ouest, de la chaîne panafricaine des Mauritanides. A Atar, 200 km au Sud-Ouest, le Groupe d'Assabet El Hassiane (Trompette, 1973), épais de 385 m, repose en discordance de ravinement sur les calcaires à stromatolites de Touiderguilt-Tifouké. Au-dessus d'un conglomérat à galets de quartzites et de silixites, R. Trompette distingue, dans cet ensemble silico-clastique, six formations,

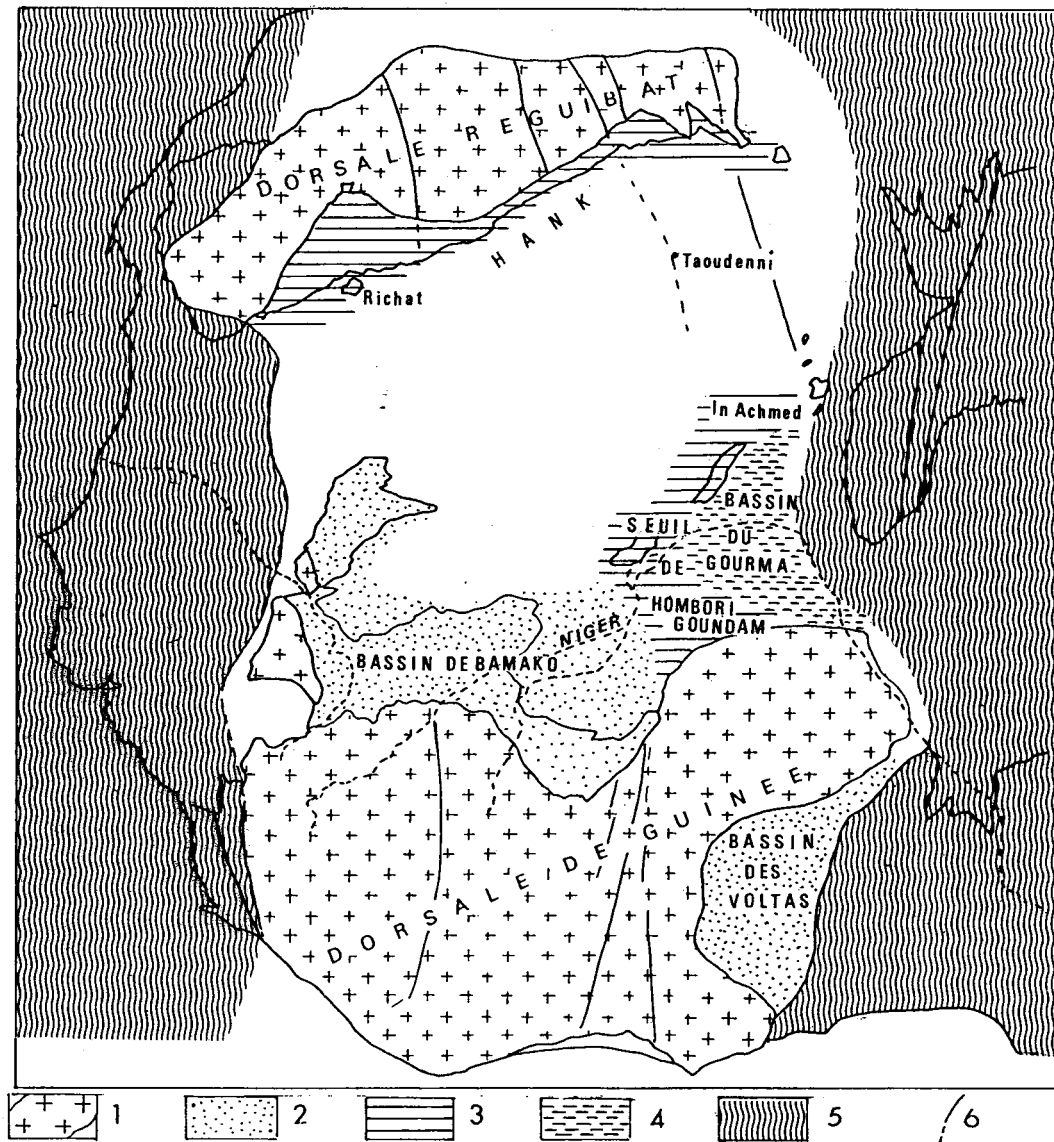


Fig. 1.23. - La couverture sédimentaire Protérozoïque supérieur sur le craton ouest-africain. Situation du bassin du Gourma et son «seuil», du bassin de Bamako et du bassin des Voltas, d'après Reichelt (1972), modifié.

- 1 : Affleurements du socle Archéen-Protérozoïque inférieur.
- 2 : Formations grés-argileuses et carbonatées.
- 3 : Formations carbonatées et détritiques du seuil d'Hombori-Goundam d'In Ahmed et du Hank.
- 4 : Formations surtout argileuses de talus.
- 5 : Domaine panafricain.
- 6 : Failles majeures.

désignées sous le sigle I 14 à I 18. «Ce groupe est caractérisé par une sédimentation détritique fine à très fine, très bien classée, déposée dans des eaux calmes (grandes paillettes de micas non brisées disposées à plat suivant la stratification) certainement marines (glauconie) et peu profondes. Ce groupe apparaît comme le stade final de remplissage du bassin du Précambrien supérieur. Clauer (1976) propose un âge de 694 Ma pour le groupe de l'Assabet El Hassiane, âge calculé graphiquement à partir de mesures Rb/Sr effectuées sur la fraction argileuse des formations I 14 et I 15» (Deynoux, 1983). Quelques calcaires et siltites carbonatées apparaissent dans les formations I 15 et I 16.

Dans le Nord du Mali, les grès de Cheikhia contiennent (Villemur, 1967), outre le mica blanc, des minéraux fragiles comme les feldspaths ou parfois la biotite qui suggèrent une reprise de l'érosion ou un volcanisme contemporain. La faune de type Ediacara découverte dans ces couches (Bertrand-Sarfati *et al.*, 1994, 1995) confirme leur âge Protérozoïque terminal. On a vu aussi la fréquence des traces de séismes dans les sédiments. Cette période est celle de la collision et de l'orogénèse Panafricaine traitée au chapitre suivant. La sédimentation du Groupe de Cheikhia est l'enregistrement de ces événements sur la marge orientale du craton.

4. 3. Le Gourma et le bassin de Bamako

Au Sud-Est du bassin de Taoudenni, (Fig. 1.23) des sédiments d'âge comparable à ceux du Hank affleurent au milieu des dunes de la boucle du Niger. Reichelt, en 1962 puis dans une carte au 500.000e (1967) et dans son mémoire de 1972, montra que l'on pouvait y établir des lithostratigraphies et reconnaître des unités paléogéographiques. Il distinguait ainsi, d'Ouest en Est : 1. Un domaine stable, le seuil de Hombori-Goundam, «caractérisé par des faciès carbonatés et arénitiques et, au sommet, par la puissance très réduite de ses sédiments...Vers la fin du Précambrien supérieur le domaine du seuil a été affecté tant par une tectonique cassante que par un plissement modéré et dysharmonique. Le plissement se divise en deux phases. A un premier mouvement faible, avec des axes orientés E-W, se superposent des structures plus prononcées orientées en moyenne NW-SE... Il constitue en quelque sorte le bord intérieur bombé de la plate-

forme. Dans le Nord il semble rejoindre le bord réel de celle-ci... Situé pourtant à proximité de la zone mobile, le seuil fut atteint par le plissement de l'orogénèse panafricaine autour de 600 Ma».

2. Une zone de transition évoquant un talus continental. 3. Le bassin du Gourma proprement dit, à l'Est, «qui se distingue par un remplissage sédimentaire très épais de nature principalement lutitique». Les termes étaient posés et les enjeux exprimés.

Six ans plus tard, dans le cadre des recherches sur la Zone de Suture (ou zone de jonction) panafricaine, Bertrand-Sarfati *et al.* (1978, 1983) et Moussine-Pouchkine *et al.* (1978, 1980), confirmaient et précisaient la répartition en dépôts de plate-forme, de talus et de bassin. Ils distinguaient alors 4 ensembles qui pourraient atteindre 8000 m d'épaisseur au total dans le centre du bassin (Fig. 1.24).

1. Un premier ensemble clastique repose sur le socle ancien de la Dorsale Guinéenne. Il est formé de conglomérats, de quartzites immatures lenticulaires et d'argilites ou de schistes devenant rouges au sommet. Sa base est inconnue au centre du bassin.

2. Un ensemble carbonaté dans lequel on observe le passage latéral de formations de plate-forme à des formations bréchiques de talus puis à des formations de fosse. A l'amont, en bordure de la Dorsale Guinéenne, se dépose la formation dolomitique de Sarnyéré. Elle débute par le dépôt d'une boue carbonatée piégée par une algue (*Porostromata*) dans un milieu marin d'estran protégé. Puis viennent «des périodes d'érosion subaérienne et de dessiccation exprimées par des fentes polygonales ou des microfissures» produisant, à différents niveaux, la nodulisation des micrites et la formation de croûtes orbiculaires. «Après un changement de climat, dans une période plus humide, et de circulation d'eau plus importante, les cavités créées par la dessiccation sont remplies par... un apport saisonnier plus ou moins régulier de sédiments». Le milieu de dépôt de cette Formation de Sarnyéré serait un lagon passant à un estran d'une part, et des marais de l'autre. «Dans la zone intertidale basse, des tapis algaires se succèdent; vers le littoral les variations sédimentaires sont de plus grande amplitude, allant des tapis algaires aux laminations micritiques et aux grains; enfin en

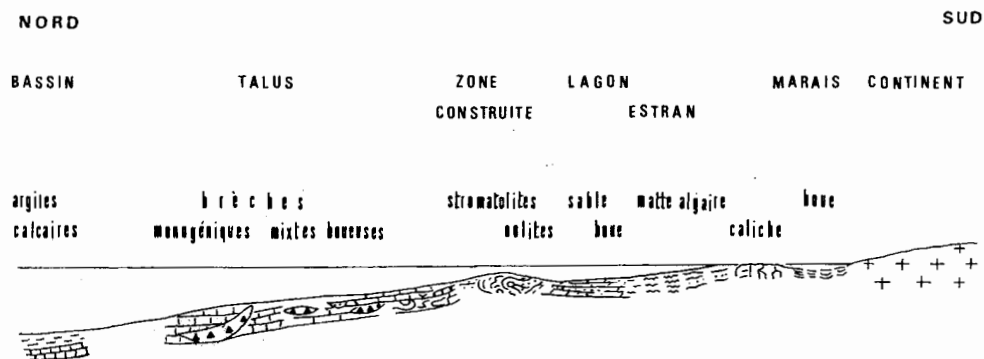


Fig. 1.24. - Succession des faciès, depuis les terres émergées vers le bassin du Gourma. Ce profil est Nord-Sud; un profil Est-Ouest serait analogue. (d'après Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine, 1982).

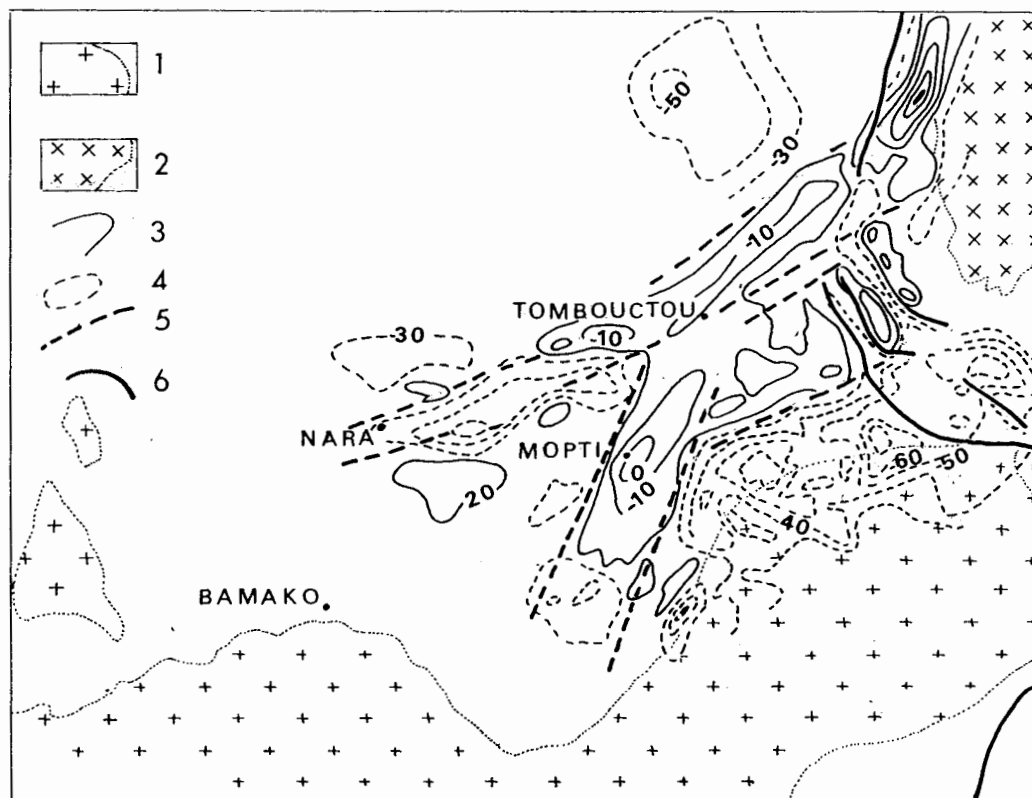


Fig. 1.25. - Structure profonde du bassin du Gourma d'après Lesquer et Moussine-Pouchkine (1980) simplifié.

1: Socle du craton ouest-africain.

2: socle du domaine panafricain (ici l'Adrar des Iforas).

3-4: isanomaes de 10 en 10 mgal : 3. supérieures à -20 mgals et 4: inférieures à -30 mgals.

5: accidents profonds mis en évidence par la gravimétrie à l'Est; à l'Ouest : limites du fossé de Nara reconnues par sondages électriques.

6: Principaux fronts de chevauchements.

zone émergée, des sédiments boueux de marais maritime présentent une forte dessiccation». Les auteurs soulignent l'absence de formes sédimentaires de haute énergie, comme aussi d'évaporites, ce qui implique l'arrivée d'eau douce (Bertrand-Sarfati et Moussine-Pouchkine, 1983). Au Nord-Est, près de Dimamou, cette formation laisse place à des «calcaires bréchiques, presque toujours grano-classés, avec une abondance de structures de glissement indiquant un environnement de talus turbiditique. Vers l'aval sédimentaire on trouve des calcaires fins, laminés, largement intercalés d'argiles, qui paraissent correspondre à des formations de bassin» (Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978). Au Nord du fleuve Niger on retrouve des formations sédimentaires d'aire cratonique. Elles affleurent dans la région d'In Ahmed, dans le Sud-Est du bassin de Taoudenni.

3. Un ensemble clastique, terrigène. Vers la base il est formé de grès cloisonnés à mud-cracks, constituant la Formation de Hombori-Douenza, épaisse de 100 m vers le bord du bassin et de 400 m au centre. La Formation de Oualo, au sommet, est argilo-gréseuse à lentilles carbonatées. Le bassin est comblé mais la subsidence continue.

4. La Formation des Grès de Bandiagara est discordante sur les couches antérieures. Ce sont des grès grossiers, parfois feldspathiques, contenant des galets de quartz et de roches siliceuses. Les stratifications obliques seraient caractéristiques de réseaux méandriques. Les directions de courant mesurées indiquent, dans le Sud (entre 1°50'W et 3°W), un apport venant du Sud, et au Nord-Ouest des apports venant de l'Ouest. Les unes comme les autres indiquent donc un drainage vers le centre du bassin.

Vers l'Est les séries sédimentaires s'enfoncent et sont recouvertes par les nappes externes de la chaîne panafricaine, dont l'existence est cependant contestée par Reichelt (*in litt.*). Selon Lesquer et Moussine-Pouchkine (1980) «Le bassin du Gourma présente tous les caractères d'un aulacogène et correspond, dans le contexte d'une océanisation de la marge Est du Craton Ouest-Africain vers 800-850 Ma, à la branche avortée d'une jonction triple. Le processus d'extension a probablement entraîné un amincissement crustal mais limité; la croûte sous-jacente apparaît de nature granitique et le stade rift n'a pas été atteint. L'essentiel des anomalies positives de grande

longueur d'onde est attribué à une épaisse série volcanique, probablement basaltique, aujourd'hui masquée par les sédiments». (Fig. 1.25). Nous ne retrouvons pas ici la stratigraphie du Hank, peut être pour deux raisons. D'une part, les séries qui affleurent, et qui ont pu être étudiées, ne correspondraient qu'aux groupes supérieurs. L'équivalent du Groupe de Hank n'a pas été reconnu. D'autre part, le bassin du Gourma se trouve sur la marge du craton. Une étude complémentaire en direction du bassin de Bamako serait souhaitable.

Dars, dans la première partie de son mémoire (1961) décrit la stratigraphie et la pétrologie des séries sédimentaires du bassin de Bamako. Il y distingue trois séries discordantes sur le socle de la Dorsale de Guinée :

1. La Série de **Nara**, à la base, «est surtout formée de schistes, phanites et pélites à passées de calcaire dolomitique. Elle peut avoir 1000 m d'épaisseur. Les sédiments sont verts ou violacés à l'affleurement, parfois très siliceux (phanites), d'autres fois feldspathiques et pyriteux. Les jaspes associés se trouvent à différents niveaux. Il semble qu'ils soient le produit de silicifications de schistes ou de calcaires parfois oolithiques. Des Stromatolithes ont été découverts à Kalabana et dans le calcaire de Siracoro, aux environs de Niore-du-Sahel. La série de Nara est marine». Il signale, dans les schistes de Diabigué, violacés et verts, «des joints tapissés par une substance bitumineuse».

2. La Série de **Sotuba**. Elle est «formée de sédiments détritiques de granulométrie variable, allant des grès grossiers aux psammites et aux pélites, elle est glauconieuse. Les bancs sont en général bien lités. L'épaisseur connue est d'environ 300 m... La Série de Sotuba est une formation marine littorale aux environs de Bamako». A la base de la coupe du canal de Sotuba «R. Furon a décrit dans les grès tendres...des empreintes en forme de ruban contourné et spiralé, larges de 12 mm et présentant un relief de 2 à 3 mm. Ces empreintes ne ressemblent à rien que l'on connaisse». Ces empreintes, ainsi que des «empreintes scalariformes» que l'auteur signale aux environs de Tienfala mériteraient une nouvelle étude à la lumière de ce que l'on connaît aujourd'hui sur la faune d'Ediacara.

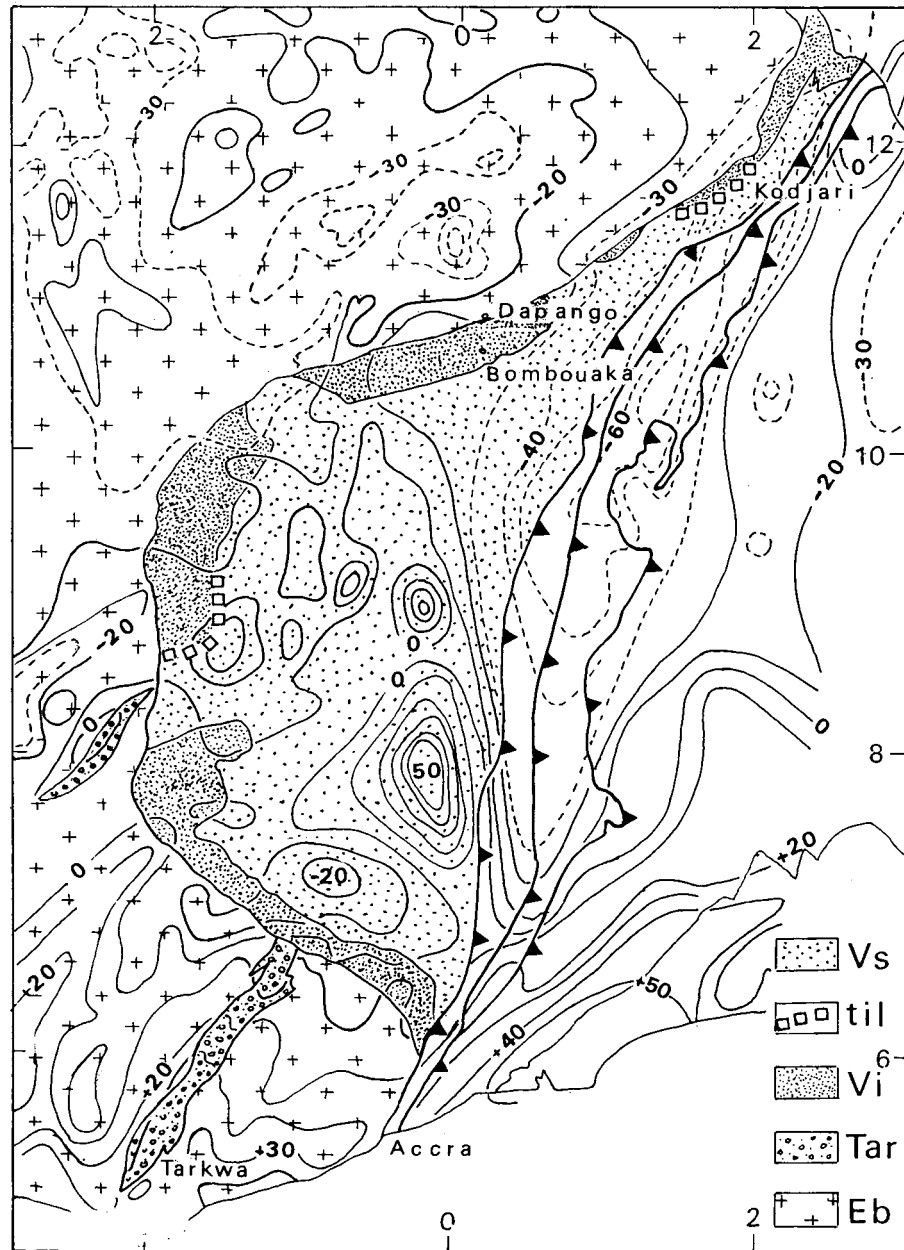


Fig. 1.26. - Carte schématique du bassin des Voltas, entre le socle éburnéen (Eb), ses bandes de Tarkwaïen (Tar) et la chaîne panafricaine charriée vers l'Ouest.

Vi : Voltaien inférieur.

Til : tillite "écambrienne" (Formation de Kodjari).

Vs : Voltaien supérieur.

Gravimétrie : courbes de 10 en 10 m gals.

En traits pleins : valeurs égales ou supérieures à -20 mgals.

En tirets : valeurs égales ou inférieures à -30 mgals.

D'après Ako et Wellman (1985), Deynoux *et al.* (1985).

3. La Série de Koulouba est «une série détritique gréseuse à intercalations de schistes pélitiques. La partie inférieure, de granulométrie homogène, montre des stratifications obliques et entrecroisées. On y observe de nets phénomènes de slumping. Les ripple marks sont courants et aussi les figures de dessiccation. La partie supérieure de la série est plus homogène et de structure varvée, avec de fines marques de courant. Des pistes sont attribuées avec doute à Harlania... La série de Koulouba est un dépôt marin de plate-forme en eau peu profonde. Dans la région de Bamako son faciès est littoral».

Les corrélations que propose l'auteur avec le Gourma, le Ghana, le Togo, le Hank et l'Anti-Atlas reflètent les idées de l'époque. Les coupes de détail et les données lithologiques précises qu'il apporte incitent aujourd'hui à rechercher des corrélations plus fines à la lumière des travaux récents sur le Hank et le Gourma et des résultats de quelques sondages réalisés pour la recherche d'eau et d'hydrocarbures.

4.4. Le bassin des Voltas

Le bassin sédimentaire, où confluent la Volta Blanche et la Volta Noire, échancre largement l'extrémité orientale de la Dorsale guinéenne (Fig. 1.26). Il est limité à l'Est par le chaînon panafricain des Dahomeyides qui prolonge celui du Hoggar occidental. Situé en majeure partie au Ghana il s'étend aussi sur le Nord du Togo, du Bénin, dans l'Est du Burkina-Faso et le Sud-Ouest du Niger. C'est au Ghana que sa stratigraphie a été analysée en premier par Junner et Hirst (1946) puis par des géologues soviétiques et ghanéens, à la faveur de sondages profonds (Bozkho, 1969). Des études géophysiques ont permis de préciser sa stratigraphie et sa structure. Le bassin apparaît ainsi comme une vaste cuvette dissymétrique, comblée de sédiments disposés en auréoles concentriques. Ces sédiments, épais à l'Est contre la chaîne panafricaine, viennent se terminer en biseau à l'Ouest sur les séries métamorphiques de la Dorsale guinéenne (Affaton, 1975).

L'analyse des données gravimétriques, aéromagnétiques et sismiques (Ako et Wellman, 1986), ont précisé et confirmé les hypothèses, à l'époque si novatrices, de Crenn (1957, 1959). Le socle de la Dorsale guinéenne descend jusqu'à plus

de 6 km de profondeur à l'Est, en dessinant un bassin d'avant-pays de la chaîne panafricaine, une structure comparable à ce qui a été décrit au pied de l'Himalaya (Masclé *et al.*, 1987). Il représente la superstructure d'une flexure de la lithosphère ouest-africaine. Comme au Tanezrouft algérien et dans le Tilemsi malien, des anomalies gravimétriques soulignent la suture du craton avec le domaine panafricain de l'Est (Bourmatte, 1977, Ly, 1979, Black *et al.*, 1979). A l'Ouest de cette suture, vers 8°-9°lat N, deux grosses anomalies gravimétriques positives posent une énigme. La plus importante, au Sud, dépasse 50 mgals. Ces anomalies apparaissent aussi en magnétisme, avec une structuration Est-Nord-Est. Ako et Wellmann (1985) envisagent deux interprétations : une limite entre deux blocs de craton différents ou des roches magmatiques denses sous la couverture sédimentaire (Fig. 1.27).

Les géologues anglais, ghanéens et soviétiques distinguent, dans le remplissage sédimentaire du bassin, trois ensembles : Voltaïen inférieur, moyen et supérieur. Nous ne verrons ici que le Voltaïen inférieur qui repose en discordance sur le Birimien et le Tarkwaïen, car il est surmonté par une formation glaciaire considérée comme éocambrienne (Chap. 3) et donc lui seul est entièrement d'âge précambrien. Sur le bord occidental du bassin, des grès feldspathiques et des shales reposent sur le socle birimien, en ennoyant une paléotopographie. Kesse (1975) décrit, près d'Accra, un horizon carbonaté, l'Oterkpolu limestone épais de 50 à 100 m. Il serait intéressant de déterminer à quel groupe carbonaté du Hank il correspond. «Les sédiments du Voltaïen inférieur représenteraient un cycle Transgression marine-Régression sur le craton Ouest-africain» (Wright, 1985). Au Voltaïen inférieur du Ghana correspond le Groupe de Dapango-Bombouaka, dans le Nord du Togo. Les couches reposent sur un socle granito-gneissique altéré et pénéplané. Affaton (1975) distingue dans cet ensemble de grès, petits conglomérats et argilites carbonatées ou non, trois formations :

1. Les grès inférieurs ou Formation de Tossiegou,
 2. L'argilogréseux médian ou Formation Poubogou,
 3. Le Gréseux supérieur ou Formation Panabako.
- Drouet *et al.* (1984) ont subdivisé le tout en six formations et y reconnaissent sept séquences sédimentaires. Les séquences grano-décroissantes

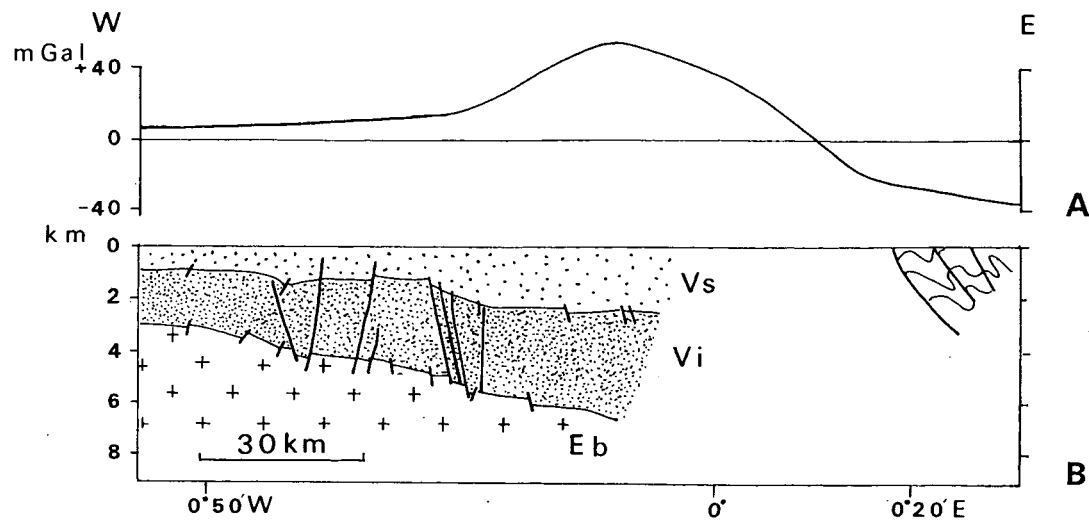


Fig. 1.27. - Coupe à travers la partie centrale du bassin voltaïen vers 7° à 8° de latitude Nord.

A : anomalies de Bouguer d'après Ako et Murray (1983) ; valeurs en mgals.

B : interprétation de la sismique réflexion par Anan-Yorke (1978).

Eb : socle éburnéen.

Vi : Voltaïen inférieur.

Vs : Voltaïen moyen et supérieur.

Profondeurs en km. D'après Ako et Wellmann (1985) simplifié.

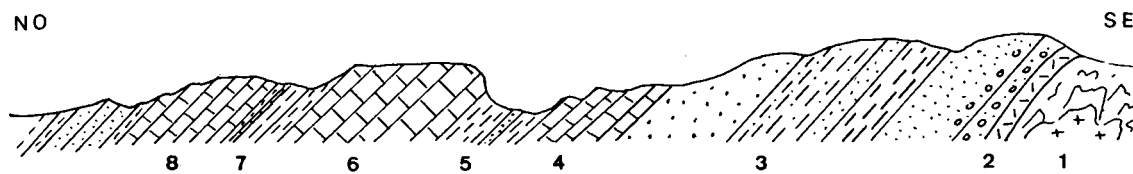


Fig. 1.28. - Schéma de la bordure Nord-Ouest du massif du Kerdous, d'après Choubert et Faure-Muret (1970).

1. Schistes du Précambrien Zéro traversés par un granite du Protérozoïque inférieur.

2. Rhyolites.

3. Schistes et conglomérats de la Série détritique d'Anzi.

4. Calcaires.

5. Schistes et grès.

6. Calcaires inférieurs.

7. Série Lie-de-vin.

8. Calcaires supérieurs. La base du Cambrien se situe dans la Série Lie-de-Vin.

1 à 4 (= Grès inférieurs et argilogréseux médian) montrent des conglomérats et des grès passant vers le haut à des argilites. Les séquences 5 et 6 (= Gréseux supérieur *pp.*) sont grano-croissantes. La n°7 est grano-décroissante. Ces séquences sont séparées par des surfaces de ravinement, des surfaces durcies, voire de légères discordances. La durée de ces discontinuités par rapport à celle du dépôt des sédiments conservés nous est inconnue. Cet ensemble se situerait entre 1 Ga et 700 Ma. Le matériel détritique (grès, argiles, conglomérats à petits galets de quartz) provient à la fois du Birimien altéré et du remaniement des sédiments eux-mêmes. Cependant, au sommet de la série togolaise, des feldspaths apparaissent dans les séquences 6 et 7. Ils indiquent une reprise de l'érosion sur le Craton Ouest-Africain, ou un volcanisme. Ce phénomène se produit au moment où se dépose le Groupe de Cheikhia dans le Nord du bassin de Taoudenni.

Les Grès Inférieurs (= séquences 1 à 3) marquent la transgression d'une nappe de sédiments terrigènes fins, sur une pénéplaine, en milieu lagunaire et fluviale. Les stratifications obliques, les chenaux, les rides, les fentes de dessiccation en sont des indices. Après la légère déformation que traduit la discordance à la base de la séquence 3, les auteurs ne signalent plus de fentes de dessiccation. Des carbonates viennent se mélanger aux silts et aux argiles. Pour Drouet *et al.* (1984) on assiste là «à un éloignement des grandes aires pourvoyeuses ... Les figures sédimentaires de type rides ou chenaux sont presque inexistantes à la partie inférieure (sédimentation plus fine); elles réapparaissent à la partie supérieure» c'est-à-dire dans l'argilogréseux médian «*Cette seconde phase reflète le caractère... de transgression pour sa partie inférieure... et traduit le début d'une régression dans sa partie supérieure*». Le Groupe de Boumbouaka de Drouet (= Gréseux supérieur = séquences 5 à 7) correspond à «*un retour au régime sub-continental : augmentation du grain principalement constitué de quartz ou feldspath, sédimentation chenalisante, stratifications obliques, surfaces durcies oxydées, rides et slumps*». Ces dépôts traduiraient une régression et «*une phase de comblement... probablement achevée avant la glaciation éocambrienne... qui marque le début d'une ère nouvelle dans l'évolution du bassin des Voltas*». Ce comblement coïncide dans le temps avec l'accumulation des

molasses panafricaines à l'avant de la chaîne comme on le verra plus loin.

Pour résumer, on notera qu'à la limite occidentale des affleurements, les sédiments ne marquent pas un bord de bassin mais une limite d'érosion. Ces mêmes sédiments se sont probablement étendus beaucoup plus loin à l'Ouest, sur le Ghana, et peut-être sur la Côte d'Ivoire et le Burkina-Faso. Ils diffèrent de la couverture du bassin de Taoudenni par leur pauvreté en carbonates. Un plus grand apport d'argiles et de sables suggère un moindre éloignement des sources. A l'Est des affleurements, une partie importante demeure cachée, enfouie sous les nappes de la chaîne pan-africaine. Or, d'importantes anomalies gravimétriques y suggèrent que c'est là que les couches sédimentaires sont les plus épaisses. La sismique a mis en évidence des failles normales qui accidentent le socle profond. En fait, il ne s'agit pas, dans la période considérée, d'un véritable bassin individualisé.

4.5. L'Anti-Atlas

Inclus en grande partie dans la chaîne panafricaine maghrébine, il offre des séries qui ont été assimilées aux précédentes mais les corrélations avec celles que nous venons de voir restent spéculatives car leurs stromatolites n'ont pu être comparés avec les formes sahariennes. L'Adoudounien (Choubert, 1952, Choubert et Faure-Muret, 1983), très épais, s'inscrit dans ce que Menchikoff (1957) avait défini comme Infracambrien : une série sédimentaire discordante sur le Précambrien et passant au sommet en concordance à du Cambrien daté. Pour Choubert cet ensemble représenterait un cycle sédimentaire marin terminé par une phase régressive qu'il appelle la Série Lie de Vin (Fig. 1.28).

La sédimentation débute par les «calcaires et dolomies inférieurs». Ils sont surmontés par des shales à ripple-marks et fentes de dessiccation. Ces couches contiennent des stromatolites souvent silicifiés et, à la partie supérieure, des silex. Elles sont parfois minéralisées en cuivre. Epais à l'Ouest (2000 m au Sud de Tiznit, 400 m à Anzi), cet Adoudounien inférieur n'a plus que 100 m sur la coupe du Souss. Il se réduit encore à l'Est tandis qu'y apparaissent des coulées andésitiques et

trachytiques et des lits de cendres. Des bombes volcaniques se sont sédimentées dans la boue carbonatée.

L'âge de ces couches n'est pas précisé. Les zircons d'un culot syénitique intrusif, le Jbel Boho, donnent un âge en U/Pb de 527 ± 18 Ma (Ducrot *et al.*, 1976) c'est-à-dire Cambrien inférieur ou moyen. Ils datent la mise en place du magma, mais non les roches encaissantes. Or le faciès de cette syénite suggère une mise en place du corps magmatique sous une couverture de 900 à 1600 m de sédiments, voisine de la puissance admise dans le secteur pour le Cambrien moyen. La mesure de Ducrot *et al.* ne concerne donc pas l'Adoudounien traversé par la syénite mais une intrusion magmatique contemporaine de la sédimentation du Cambrien moyen. On verra au Chapitre 3 que la base du Cambrien doit se situer au-dessus des Calcaires Inférieurs, dans la Série Lie de Vin.

4.6. La chaîne des Mauritanides

Tandis que se termine le dépôt des séries du Précambrien supérieur que nous venons de voir, des montagnes se forment au Sud-Ouest. Elles constituent le fondement d'un des éléments structuraux majeurs de la Mauritanie. Le Page et Lécorché (1991) en ont donné une vue d'ensemble à laquelle nous empruntons ce qui suit. Cet événement s'inscrit dans l'épisode Panafricain très bien exprimé à l'Est (Chap. 2). Nous n'aborderons pas ici les rapports, encore mal élucidés, avec la chaîne panafricaine de l'Anti-Atlas, ni les importantes déformations postérieures, d'âge Paléozoïque. Les auteurs distinguent plusieurs zones.

a. Une zone externe, dont le socle, comparable à celui de l'Amsaga a été traversé par le complexe annulaire de Bou Naga (Blanc *et al.*, 1991) qui témoigne d'une distension vers 670 Ma.

b. Une zone médiane ou zone axiale (Chiron, 1973) dont le matériel est très différent de celui du craton ouest-africain. On y distingue 3 ensembles. Un ensemble oriental ophiolitique ou Unité A contient des minéralisations en Cr, Cu etc. Un ensemble central, ou Unité B, formé de micaschistes et quartzites est intrudé de filons basaltiques et de gabbros à caractères de tholeiites

continentales et transformés en amphibolites à grenats. Des âges en $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y indiquent deux événements thermiques vers 720 Ma et 650-660 Ma (Dallmeyer et Lécorché, 1989). Le Goff *et al.* (2001) signalent, dans les Mauritanides septentrionale un âge sur monozircon de 595 Ma. Enfin, un ensemble occidental, ou Unité C, de granites calco-alcalins et de granodiorites.

c. Pour mémoire, car elle serait Varisque, une Zone interne où des métasédiments sont mis en parallèle avec des termes supérieurs de la couverture Proterozoïque du bassin de Taoudenni et reposent sur des méta-dacites et des méta-andésites.

Genèse de la chaîne

Selon Le Page et Lécorché «*vers 1100 Ma on assiste ... à des déformations peu importantes de la bordure occidentale du craton ouest-africain, puis à des phénomènes de distension... limités donnant naissance à un bloc continental (futures unités B et C) et dans le sillon correspondant, à la mise en place du matériel de la future Unité A. Ce sillon... se reforme (680-650 Ma) en générant une véritable chaîne ... C'est la phase du Pan-Africain I qui est scellée par le dépôt de la tillite fini précambrienne*». Des dépôts à allure de turbidites surmontant la tillite indiqueraient une nouvelle phase de distension limitée. «*Les déformations compressives qui lui succèdent ... importantes dans les Rokelides... restent mal identifiées dans la partie mauritanienne de la chaîne*». Ce Panafricain II «*donne naissance aux formations détritiques des supergroupes 2 et 3 du bassin de Taoudenni*». On note ainsi, par rapport aux événements panafricains du Sahara central décrits au Chapitre 2, un «*diachronisme relatif à une évolution crustale à l'Ouest et à l'Est du craton ouest-africain : dans les Mauritanides centrales la phase de rifting enregistrée à Bou Naga ... s'est produite après l'évolution océanique à l'Est du craton ouest-africain ... Un tel diachronisme des deux côtés du craton ouest-africain est une preuve supplémentaire en faveur de l'existence de la tectonique des plaques au cours des temps protérozoïques*» (Blanc *et al.*, 1991).

4.7. Bilan et perspectives économiques

4.7.1. Extension, différentes provinces et répartition des faciès

Les séries sédimentaires du Protérozoïque supérieur couvrent une grande partie du craton Ouest-Africain. Nous les connaissons sur les marges des deux grands boucliers, Regueibat et Guinéen : au Nord, du Hank oriental à l'Adrar de Mauritanie, au Sud-Est dans les bassins du Gourma et des Voltas et au Sud dans le bassin de Bamako (= bassins de Ségou-Mopti et de Niara, séparés par le seuil de Bamako); elles existent aussi dans l'Anti-Atlas. Ces séries présentent entre elles des analogies mais aussi des différences. Les rapports entre elles sont quasi - inconnus car on ne peut tenter de reconstituer les volumes des corps sédimentaires en trois dimensions puisque toute la partie centrale, que l'on appelle le Bassin de Taoudenni, est couverte de terrains plus récents. L'exemple des Richat, cette sorte de sondage naturel de plus de 3000 m sous cette couverture, est flagrant. Nous avons ainsi distingué six provinces :

1. Le Hank oriental, en Algérie, où nous avons pris l'échelle de référence et où l'on perçoit des échos de l'orogénèse panafricaine à l'Est.
2. Le Hank occidental mauritanien, un liseré d'affleurements en bordure de la Dorsale Regueibat. De grands bassins de black shales paraissent s'y esquisser.
3. L'Adrar mauritanien où Monod (1952) leva les premières coupes détaillées et qui s'est trouvé lui aussi dans l'avant-pays d'une chaîne panafricaine.
4. Le Gourma : une sédimentation de seuil et de marge passive. Nous n'avons pas parlé du bassin de Bamako qui s'étend à l'Ouest.
5. Le bassin des Voltas, lui aussi sur la marge du craton face à la chaîne panafricaine transsaharienne.
6. L'Anti-Atlas.

Il reste maintenant à corrélérer les stratigraphies de ces provinces. L'histoire de chacune d'elles dépend de la structure du socle (zones hautes et bassins, biseaux), des effets des variations eustatiques en fonction des épirogenèses, et ceux des apports de détritiques. L'analyse séquentielle et la micro-paléontologie donneront des lignes-temps; des sondages et des prospections géophysiques permettront d'esquisser la géométrie

des corps sédimentaires dans les bassins de Tindouf, de Taoudenni et de Bamako.

4.7.2. Evolution dans le temps

Dans cet ensemble sédimentaire du Protérozoïque supérieur, si monotone à première vue, on a distingué, dans le Nord du bassin de Taoudenni, quatre groupes naturels, chacun avec ses caractères propres et son histoire. Les progrès de leur stratigraphie séquentielle devraient permettre de corrélérer les unités avec les événements géodynamiques, d'un bord à l'autre du craton. Ces quatre groupes ont dû avoir chacun une durée de plusieurs dizaines de millions d'années, comparable à celle des systèmes ou supersystèmes du Phanérozoïque.

On suit l'évolution d'un continent sur 500 Ma, de la pénéplaine post-éburnéenne à la pénéplaine post-panafricaine. Le Groupe de Douik scelle la première. La submersion, par un événement eustatique majeur, amène le dépôt du Groupe du Hank = El Mreiti inférieur et Atar inférieur. Le remarquable développement des stromatolites est favorisé par l'absence de reliefs importants. Ces sédiments constituent le Premier Ensemble de Moussine-Pouchkine.

Les variations eustatiques se font encore sentir dans le Groupe de Dar El Cheikh (= El Mreiti supérieur = Atar supérieur). Mais maintenant des épirogenèses, des failles synsédimentaires, des séismes témoignent de distensions.

Le Groupe de Cheikhia (= Assabet El Hassiane) : ce sont les sables et les argiles venus des montagnes panafricaines qui s'étalent sur les plaines et les rivages, comme aujourd'hui dans les deltas du Gange et de l'Indus. Le nivellement des montagnes de l'Anti-Atlas sera terminé à la fin du Précambrien; celui de la chaîne transsaharienne, au cours du Cambrien. C'est seulement vers 500 Ma qu'une nouvelle pénéplaine sera formée, cette fois dans le cadre du super-continent de Gondwana.

Dans le Nord du bassin de Taoudenni, la couverture Protérozoïque supérieur repose sur un socle archéen à l'Ouest et éburnéen à l'Est, découpé par quelques grands linéaments subméridiens (Nord-Ouest à Nord-Est). Pour approcher le rôle de ce socle au Protérozoïque supérieur, Bronner *et al.* (1980) se sont fondés sur la nature et la répartition des masses rocheuses, la gravimétrie et les épaisseurs des sédiments sus-

jacents. Ils remarquent en particulier une zone, le Tiris-Richat-Tagant trough, marquée par des anomalies de gravité positives et qui correspond, dans les socles, à des gneiss granulitiques et des quartzites ferrugineux.

Dans la couverture, le groupe détritique de base (Groupes de Douik, de Char) montre des épaisseurs notables dans la zone de Chegga et dans l'Adrar, et minimales dans les Eglab orientaux et la région d'El Mzereb-El Mreiti. Les différents faciès des groupes carbonatés du Hank et de Dar Cheikh (= Groupe d'Atar) prouvent, sur 1250 km, l'individualisation de bassins mais non de lacune ou d'érosions considérables.

Par contre, le groupe détritique supérieur (Assabet El Hassiane = Cheikhia) présente de considérables variations d'épaisseur, allant de 300 m dans l'Adrar, et 2500 m dans les Richat, à l'absence dans le secteur d'El Mreiti et des Eglab orientaux. Deux interprétations peuvent être proposées :

1. celle de subsidences contemporaines du dépôt plus ou moins fortes ou
2. celle d'une érosion pré-glaciaire ou sous glaciaire à la limite Précambrien-Cambrien, impliquant la formation, à la fin du Précambrien, de môle, de hauts, d'où la couverture a été enlevée, et de zones subsidentes (Chegga, Tiris-Richat Trough) où elle a été préservée. Cette seconde interprétation va dans le sens de Trompette qui considérerait que, dans les Richat, on pouvait

observer des niveaux supérieurs de l'Assabet El Hassiane, absents dans l'Adrar, et de Moussine-Pouchkine (*com. or.*) remarquant que les séquences sédimentaires n'étaient pas plus épaisses dans les Richat qu'ailleurs.

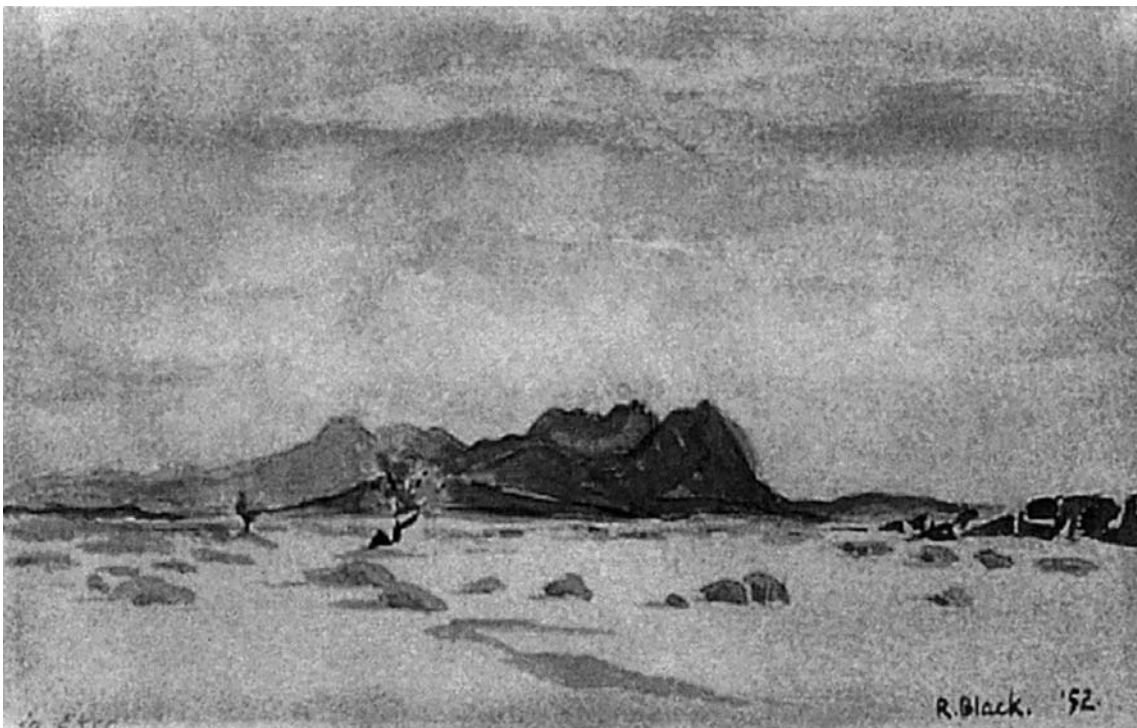
On peut en déduire que, dans la zone de la Dosale Regueibat, les structures du socle ouest-africain, cratonisé vers 2.2-2.0 Ga, influençaient discrètement la sédimentation de sa couverture 1 Ga plus tard. A partir de 800 Ma environ, pendant le dépôt du Groupe détritique supérieur, les différences d'un secteur à l'autre du craton s'accroissent. C'est aussi entre 800 et 550 Ma que l'on situe la distension puis la collision panafricaine.

Dans la partie méridionale du craton ouest-africain nous avons vu deux bassins : le Gourma et les Voltas. L'un et l'autre sont proches de la marge orientale du craton, face à la chaîne panafricaine. Ils nous donnent une idée de ce qui peut exister sous le Tanezrouft. A l'inverse, l'équivalent des séries du Hank se trouve-t-il entre le Gourma et Keniéba, sous la couverture des Grès de Bandiagara et des Plateaux mandingues ? ou la couverture est-elle toute entière gréseuse ? et y retrouve-t-on le même héritage de structures éburnéennes et archéennes ? Seuls des sondages pourraient le dire.

Il faudra attendre ensuite 300 à 400 Ma pour voir des fissures s'ouvrir et des failles rejouer de façon notable.

Chapitre 2. - Le Précambrien du bouclier Touareg, le Pan-Africain

Louis Latouche



Le massif d'In Eker (Black, 1952)

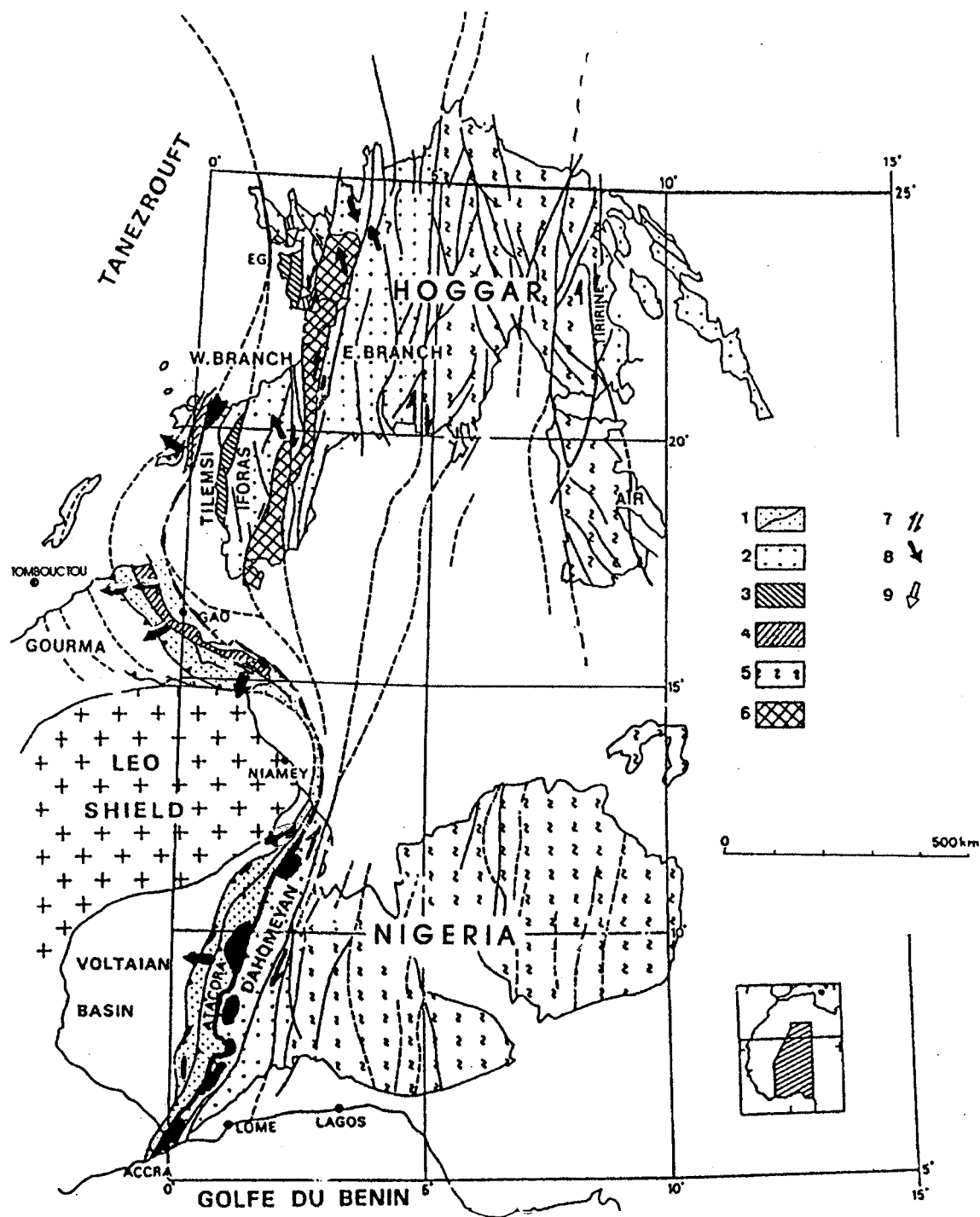


Fig. 2.1. - Schéma du Hoggar et de ses prolongements au sein de la chaîne panafricaine d'Afrique de l'Ouest, d'après Caby (1987). 1. Nappes de Timetrine et de l'Atacora. 2. Pharusien, Dahomeyen et molasses Est et Ouest (Protérozoïque supérieur). 3. Eléments d'arc insulaire du Tilemsi. 4. Nappes du Gourma. 5. Hoggar central et oriental et Nigéria indifférenciés. 6. Unités granulitiques des Iforas et d'In Ouzal. 7. indications sur les shear zones. 8, 9. Sens de mouvements le long de la zone de collision. En noir : grandes unités ultramafiques.

Le chapitre traite de l'évolution du bouclier Touareg depuis les déplacements océaniques (850 Ma) jusqu'à la collision finale et l'arrêt des mouvements (525 Ma), et de ses relations avec le métacraton saharien de l'Est et le craton Ouest-Africain. Après des rappels sur l'histoire de la géologie du Hoggar, du cycle panafricain et sur la tectonique des plaques, on traite des clefs que sont : 1. à l'Ouest, l'évolution de l'arc du Tilemsi (725 Ma) jusqu'à sa collision avec le craton ouest africain. 2. La structure et l'évolution de l'Aïr, dont l'accrétion s'est poursuivie sur 200 Ma. Ces deux exemples conduisent à la conception d'un bouclier formé de terrains mobiles allochtones permettant d'expliquer le collage d'éléments hétérogènes («terrane») au cours de l'orogénèse panafricaine (§2.2.). Quelques exemples pris dans les terranes du Hoggar central (§3.1 à 3.5) conduisent à la reconstitution du microcontinent nommé LATEA. Enfin les relations entre le craton ouest-africain et les affleurements de Précambrien de l'Ougarta et de l'Anti-Atlas marocain seront évoqués.

1. SITUATION

Le bouclier Touareg, dont le Hoggar représente la partie algérienne, fait partie d'un immense domaine, construit pendant l'orogénèse panafricaine, qui s'étend depuis le Maroc jusqu'au Nigéria et au Cameroun vers le Sud, au Tibesti vers l'Est. Le prolongement vers le Nord de ce bouclier a été reconnu par sondages sous les sédiments de la région de Hassi Messaoud. Avec ses extensions au Mali (Adrar des Iforas) et au Niger (Aïr), le Hoggar, par l'étendue de ses affleurements, est une zone-clef dans la compréhension des changements qui, entre 850 et 540 Ma, ont conduit à la structuration de l'Afrique et à la formation du super-continent du Gondwana (Fig. 2.1).

1.1. Rappels sur l'histoire de la géologie du Hoggar

Les deux premiers ouvrages de synthèse sur la géologie du Hoggar, avant 1914, sont ceux de Chudeau (1909) et de Flamand (1911). Si l'on fait abstraction des incertitudes sur les âges, on trouve, dès le début, une opposition dans l'interprétation des "évidences" de premier ordre. Il suffit en effet de traverser le Hoggar pour remarquer d'abord la discordance des formations gréseuses des Tassilis, sur un ensemble comprenant des granites et des gneiss, des schistes, des micaschistes, des cipolins, des quartzites et des amphibolites.

D'emblée, Chudeau sépare les granites et les gneiss, attribués à un «Archéen» très métamorphique, des schistes et des métasédiments.

Flamand considère qu'il n'y a aucune raison de séparer les gneiss, des schistes et micaschistes et propose de tout regrouper en un ensemble unique, en s'en tenant à une cartographie purement lithologique, seule possible en l'absence de critères chronologiques. Il insiste de plus sur la disposition générale subméridienne des structures du socle «antésilurien».

Les travaux de Kilian (1922, 1932) établiront l'âge ordovicien de la discordance tassilienne et surtout, à partir de l'observation de ce qu'il considérait comme une discordance sous les conglomérats métamorphiques de l'oued Sersouf (Sud-Est de Tamanrasset), il divise le Précambrien du Hoggar en deux termes distincts, le Suggarien à la base et le Pharusien au sommet.

Monod (*in* Monod et Bourcart, 1931, 1932) décrit une série détritico-pourprée, non métamorphique, recouverte en discordance par les grès ordoviciens, et elle-même discordante sur le socle cristallin. A la même époque, Denaeyer (1934) précise les caractères chimiques et minéralogiques des roches du Hoggar et fournit les premières données sur les roches particulières de l'In Ouzzal, comparables aux charnockites des Indes. Lelubre (1952) systématise pour le Hoggar central et occidental les conceptions de Kilian. Son travail servira de base à la cartographie au 1/200.000 effectuée par le B.R.M.A. de 1955 à 1960.

A partir de cette date, les mesures de géochronologie ont commencé à être faites et ont donné systématiquement des résultats compris entre 650 et 550 Ma, pour toutes les roches analysées à l'Est du môle d'In Ouzzal, quelle que soit leur attribution au Suggarien ou au Pharusien. En 1966, Ferrara et Gravelle montrent que seules les charnockites et les granulites de l'In Ouzzal ont un âge Archéen (2932 Ma). L'accumulation des données de terrain menée par des équipes pluridisciplinaires et la géochronologie vont alors conduire à une complète ré-interprétation de la géologie du Hoggar. Son intégration dans un ensemble plus vaste devient possible.

1.2. Rappel historique sur le cycle panafricain

En 1964, Kennedy, sur des bases essentiellement géochronologiques, créait le terme d'épisode thermo-tectonique panafricain pour caractériser la structuration de l'Afrique en cratons et ceintures mobiles durant le Protérozoïque supérieur. Dans sa conception, il s'agissait seulement d'un épisode de réactivation des socles plus anciens, sans accréation de matériel juvénile. Mais Black (1966, 1967) s'oppose à cette interprétation. Il démontre qu'en Afrique occidentale tout au moins, le Panafricain est une véritable orogénie. Comme il l'a rappelé dans ses «Propos sur le Pan-Africain» (1978), jusqu'en 1976 les modèles de chaînes ensialiques formées sur place par rajeunissement d'un matériel plus ancien exprimaient un courant de pensée important, exprimé, entre autres, par Choubert et Faure-Muret dans la feuille n°6, Afrique, de la Carte géologique du Monde (1976), le Lexique stratigraphique de l'Afrique de l'Ouest (1983) et même la Carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5.000.000 (1987). C'est en définitive l'ensemble des travaux effectués au Hoggar, dans l'Adrar des Iforas et dans l'Aïr ainsi qu'en Afrique de l'Est, dans le bouclier Arabo-Nubien, qui devait conduire à une redéfinition du cycle panafricain (Black *et al.*, 1979, Schmidt *et al.* 1979, Caby *et al.*, 1981, Vail, 1983, Black, 1984, Kröner, 1984).

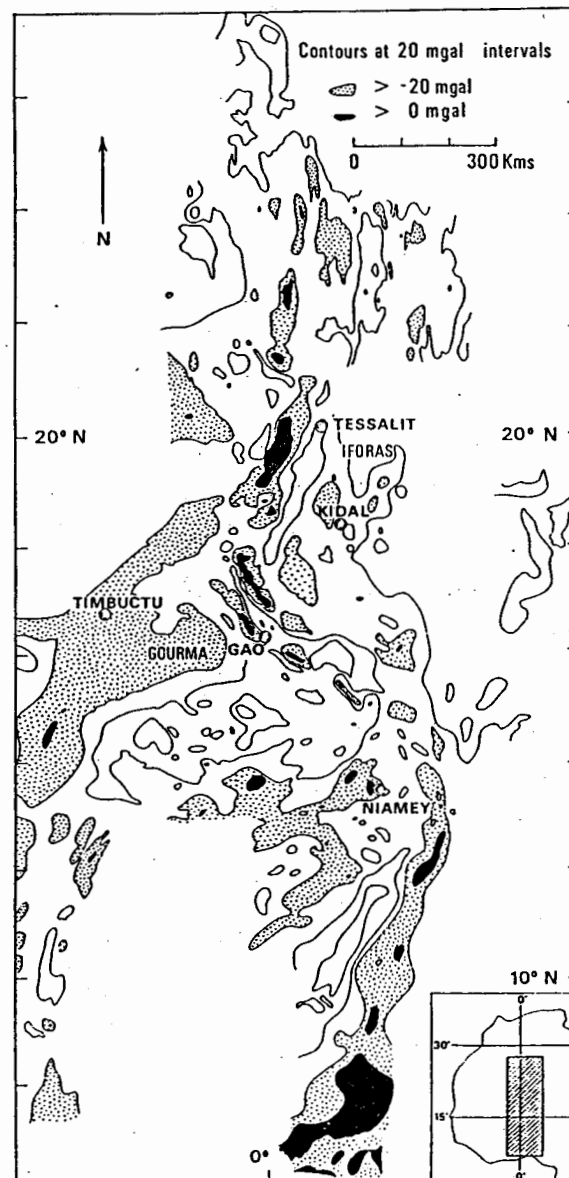


Fig. 2.2. - Carte gravimétrique de la zone de suture entre le craton ouest-africain et le bouclier Touareg (Bayer et Lesquer, 1978).

Les études poursuivies pendant une dizaine d'années le long de la marge orientale du craton de l'Afrique de l'Ouest avaient démontré que le Panafricain correspondait à une collision entre la marge passive du craton et la marge active d'un continent situé à l'Est, représenté par le bouclier Touareg au Nord et par le bouclier du Bénin-Nigéria au Sud. Des éléments d'un arc insulaire (Tilemsi) et d'une cordillère de type marge continentale (Iforas) avaient été mis en évidence, préservés le long de la suture. Les andésites de la marge continentale ont toutes les caractéristiques de celles d'une marge continentale actuelle, liée à une zone de subduction (Chikhaoui *et al.*, 1980). La zone de fermeture du domaine océanique est soulignée par une forte anomalie positive correspondant à des corps mafiques et ultramafiques, se suivant sur plus de 2000 km le long de la suture (Bayer et Lesquer, 1978) (Fig. 2.2).

Dans le bouclier arabo-nubien, l'ensemble des travaux avait mis en évidence une cratonisation progressive par accollement d'arc insulaires intra-océaniques et de marges continentales de type andin, séparés par des complexes ophiolitiques alignés selon six ceintures linéaires (Vail, 1983). Une succession de granitoïdes syntectoniques, dont les âges vont de 950 à 575 Ma, marque cette histoire.

C'est à partir de toutes ces données que Cahen *et al.* (1984) ont considéré qu'il y avait quatre pics de l'activité au Panafricain (860, 730, 660, 600 Ma) et que ces étapes devaient se retrouver dans les différents segments des boucliers touareg et arabo-nubien. A ce stade des recherches Black (1984) pouvait écrire «*Le Pan-Africain présente tous les caractères structuraux des domaines orogéniques modernes liés à la tectonique des plaques, et les études géochimiques sur les roches volcaniques et plutoniques en Afrique de l'Ouest et dans le bouclier Arabo-Nubien fournissent toutes les preuves d'une accréation crustale*». Les dix années qui viennent de s'écouler ont largement confirmé cette vision. Les éléments nouveaux qui ont permis de sortir d'une vision simpliste de la tectonique des plaques, trop longtemps réduite à la formation d'un rift suivie immédiatement par une inversion du sens de mouvement des plaques et par une collision, proviennent de l'étude des deux prolongements du bouclier touareg au Mali et au Niger : l'Adrar des Iforas (arc du Tilemsi) et l'Aïr.

Avant de présenter la structure et l'évolution de ces deux régions-clefs pour la compréhension du

Précambrien du Hoggar, nous rappellerons quelques bases sur le fonctionnement des arcs insulaires, dont nous venons de voir qu'ils étaient à l'origine de la formation des matériaux juvéniles identifiés à travers tout le Panafricain.

1.3. Rappel sur la tectonique des plaques

Un simple inventaire des grands éléments reconnaissables dans un océan actuel permet d'y voir des arcs insulaires actifs, des restes d'arcs, des rides en expansion plus ou moins rapide, des plateaux océaniques, des fragments continentaux d'âges variés, et chacun de ces éléments se caractérise par une signature chimique particulière. Il faut insister sur le fait que les arcs insulaires, comme les marges actives, sont des structures ayant une longueur de plusieurs milliers de kilomètres et dont la durée de vie est de l'ordre de 200 Ma. Pensons, par exemple, à l'arc des îles Aléoutiennes, entre l'Alaska et les Iles Kouriles, dont le déplacement apparent sur une carte, lié à l'expansion vers le Nord de la plaque Pacifique, est connu depuis 130 Ma.

Si la tectonique d'accréation est une conséquence de la tectonique des plaques, ceci permet de nous faire réaliser que les assemblages divers de groupes lithologiques, dans une domaine orogénique, n'ont pas de relations génétiques directes. Un fragment de rift a pu se former à des milliers de km de l'endroit où il va être juxtaposé à un fragment d'arc le long d'une marge active.

L'histoire géologique de chaque unité ne peut être évaluée qu'à partir des informations locales et non de généralisations régionales. La démonstration de cette juxtaposition d'éléments hétérogènes le long de marges actives a été faite le long de la marge Ouest de l'Amérique du Nord, où a été popularisé le terme de «suspect terrane» ou «terrane». Par une étude pluridisciplinaire (stratigraphie, paléontologie, paléomagnétisme, géochronologie, structurologie), il a été possible de prouver que des domaines actuellement jointifs, dans les cordillères de l'Alaska par exemple, avaient été déplacés sur plusieurs milliers de kilomètres, et provenaient pour certains de la côte du Chili (Coney *et al.*, 1980). Ces terranes, dont la dimension moyenne est de plusieurs centaines de km de long, se sont déplacés le long de failles

ductiles crustales dont la faille de San Andrea en Californie est l'exemple classique. De tels accidents, fonctionnant en décrochement, sont en général associés à une tectonique dite de transpression, dont l'image concrète la plus simple est celle des «nappes» de terre déversées par le soc d'une charrue qui avance.

Un mot qui reviendra souvent par la suite doit être précisé : le terme de juvénile. Dans tous les ensembles de terranes qui ont été étudiés, on a la juxtaposition de domaines plus ou moins anciens (Précambrien, Primaire, Secondaire par exemple en Alaska) et d'éléments d'origine volcanique ayant participé à la formation de l'arc insulaire. Le terme de juvénile désigne, pour chaque cycle orogénique, le matériel volcanique et volcano-sédimentaire nouvellement formé.

Mais revenons au Précambrien. Les caractères structuraux et stratigraphiques utilisés pour distinguer des terranes sont en général complètement absents au Précambrien. Les critères d'identification sont alors un peu différents et peuvent être regroupés en trois catégories.

1. Les limites entre les terranes peuvent être des zones de charriage, souvent soulignées par des fragments de séquences ophiolitiques, ou des méga-couloirs de déformation ductile ayant fonctionné en transpression sur des centaines de kilomètres.

2. De part et d'autre de ces limites existent un ou plusieurs caractères opposés, dont le voisinage serait inexplicable si des mouvements relatifs de grande ampleur n'étaient pas envisagés. Il peut s'agir de régimes métamorphiques contrastés, de séquences lithologiques différentes, de données géochronologiques ou géochimiques indiquant des histoires et des origines variées, ou enfin des vergences tectoniques et des orientations globales distinctes.

3. De grandes limites de charriages courbes à l'extrémité des terranes, des points triples marquant la troncation de la limite entre deux terranes par le déplacement postérieur d'un troisième et les alignements de molasses le long des limites de terranes sont d'autres types de structures remarquables.

2. LES CLEFS : LES STRUCTURES DE L'ADRAR DES IFORAS ET DE L'AIR

2.1. L'arc magmatique du Tilemsi (Adrar des Iforas, Mali)

L'histoire de la ceinture panafricaine transsaharienne s'est achevée avec la collision entre deux masses continentales il y a environ 600 Ma (Caby *et al.*, 1981; Fabre *et al.*, 1982). La zone de suture s'étend depuis le Nord-Ouest du Hoggar jusqu'au golfe du Bénin. Elle peut être définie, d'un point de vue géologique, comme un contact entre deux ensembles majeurs (Caby, 1987).

A l'Ouest du bouclier affleurent des méta-sédiments du Protérozoïque terminal déposés sur la marge passive du craton ouest-africain. A l'Est, les gneiss panafricains dérivent de groupes plutoniques et volcaniques juvéniles ainsi que de gneiss du socle repris au Panafricain. Le domaine Ouest comprend des séries allochtones caractérisées par un métamorphisme de haute pression (white schists et roches éclogitiques). Le domaine oriental comprend une grande variété de roches du Protérozoïque terminal dérivant d'un arc insulaire (arc du Tilemsi). Entre ces deux domaines majeurs, des restes d'un domaine océanique formé de metabasaltes à amphibole bleue, des écaillés de harzburgites mantelliques riches en chrome, des gabbros, sont préservés dans le Timétrine.

La zone de suture est bien mise en évidence par la géophysique sous la forme d'un alignement, se suivant sur plus de 2000 km, d'anomalies de gravité positives, liées à la présence de massifs mafiques et ultramafiques (Bayer et Lesquer, 1978, Black *et al.*, 1979). L'arc magmatique du Tilemsi (Fig. 2.3) souligne la zone de suture de la chaîne panafricaine dans le Nord du Mali. Large d'une centaine de kilomètres, il affleure à la bordure Est du fossé mésozoïque du Tilemsi et diffère des autres domaines juvéniles de la chaîne transsaharienne par l'abondance des plutons mafiques, pre-, syn- et post-tectoniques et par l'absence de granites. Il diffère aussi des autres

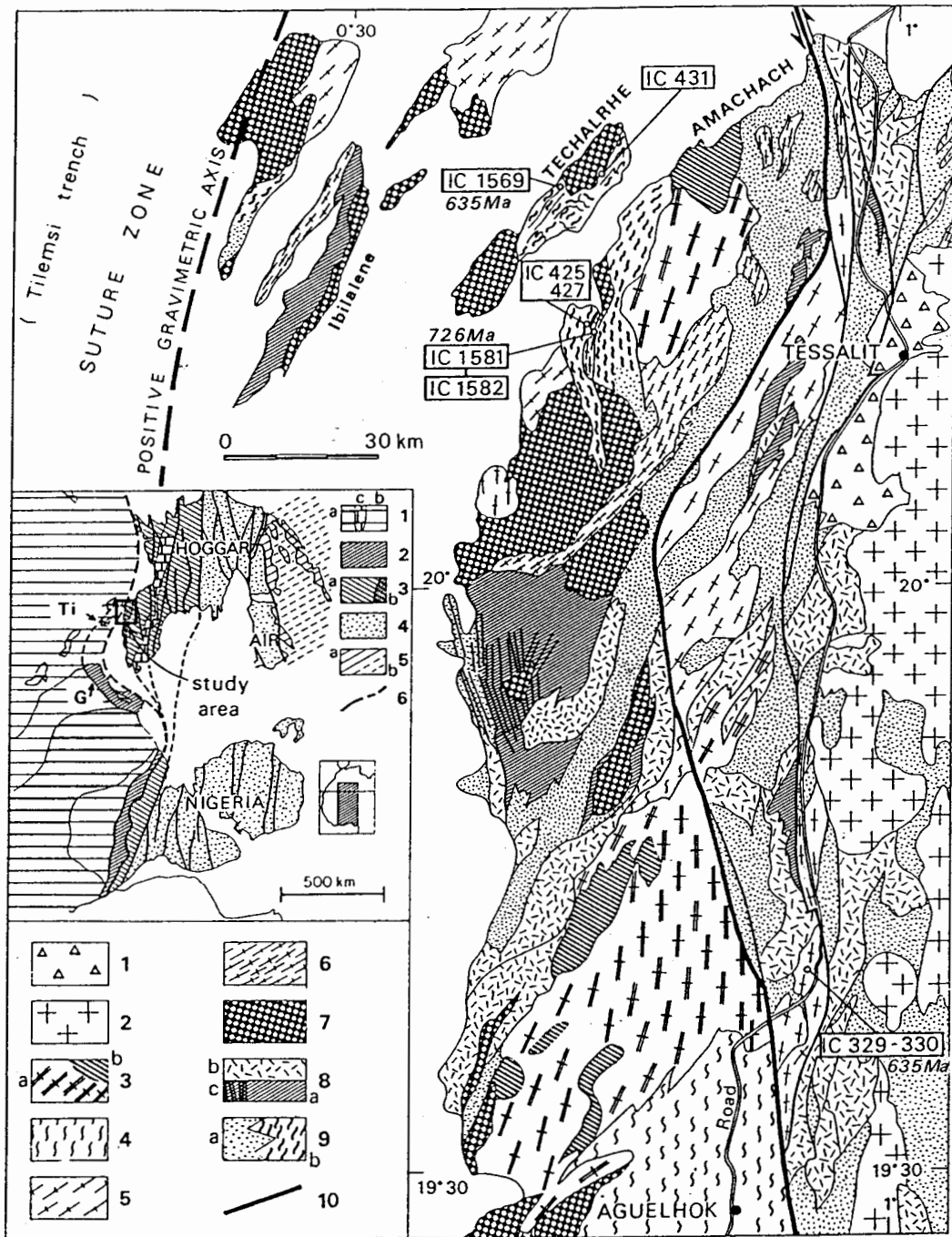


Fig. 2.3. - Carte géologique schématique de l'arc magmatique du Tilemsi. (1). molasses et volcanisme associé; (2) batholite syn- et post tectonique; (3) intrusions symmétamorphiques : (a) tonalites et (b) troctolites-norites; (4) gneiss d'Aguelhoc à métamorphisme panafricain HP-BT. Séquence magmatique de l'arc du Tilemsi; (5) granodiorites; (6) diorite quartzique; (7) lopolite à gabbros-norites; (8) Groupe du Tilemsi : (a) metabasalts, (b) métavolcanites acides, (c) dykes mafiques; (9) (a) grauwackes volcaniques, (b) gneiss gris; (10) shear zone majeure (Caby *et al.*, 1989).

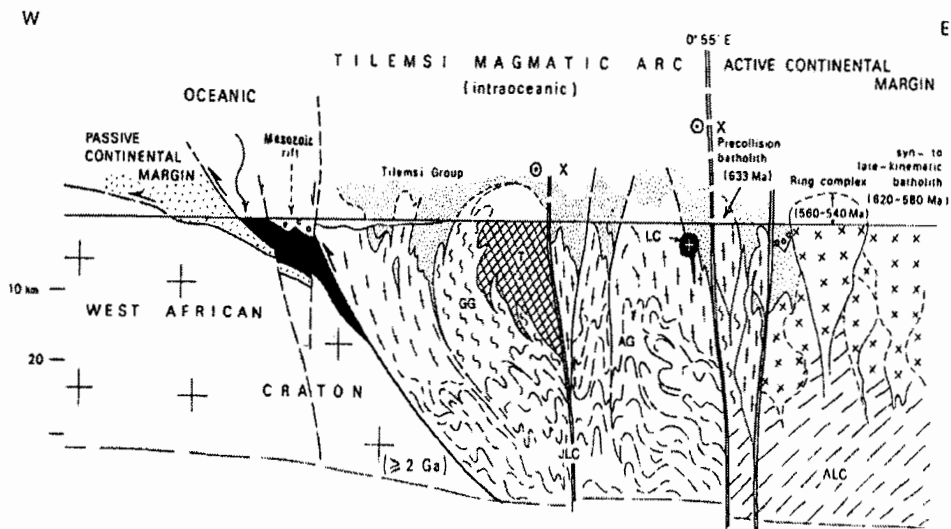


Fig. 2.4. - Interprétation du contexte géodynamique de l'arc magmatique du Tilemsi.

T, complexe métanoritique de Techalré c.a 730 Ma. GG, gneiss gris pré-panafricain. LC, complexes lités tardi-cinématiques (gabbros-troctolites-norites). JLC, croûte juvénile (dérivée d'arc) d'âge inférieur à 800 Ma. ALC, croûte inférieure de la marge active continentale (âge supérieur à 2000 Ma). Domaine en noir : assemblage océanique. (Caby, *et al.* 1989).

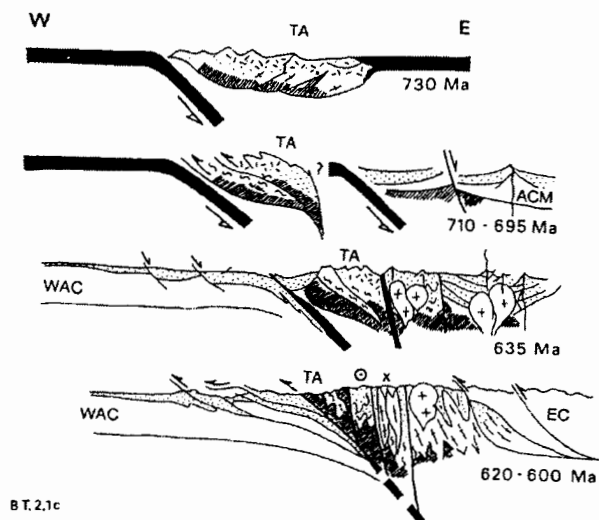


Fig. 2.5. - Schéma d'évolution en termes de tectonique de plaques.

TA, arc du Tilemsi.
WAC, craton ouest africain.
ACM, marge continentale active.
EC, domaine continental de l'Est.
(Caby, 1989).

unités volcaniques et volcano-sédimentaires panafricaines qui reposent, comme la Série Verte au Hoggar (Caby, 1978), sur un socle pré-Panafricain. Comme nous venons de le voir, l'arc du Tilemsi est délimité à l'Ouest par un groupe formé de matériel océanique plongeant vers l'Est et chevauchant les métasédiments de la marge passive du craton ouest-africain. Les données géochronologiques U-Pb et la géochimie Sr-Nd permettent de préciser l'évolution géodynamique de cet arc.

Une diorite pré-tectonique mise en place dans les méta-greywackes du groupe du Tilemsi a donné un âge de 726 ± 7 Ma. Les valeurs de ϵ_{Nd} proche de +6 témoignent d'une source mantellique appauvrie analogue à celle des arcs insulaires intra-océaniques modernes. Cet arc a ensuite continué à fonctionner, et une série d'intrusions gabbro-noritiques et dioritiques se sont mises en place jusqu'à 710 Ma. La composition des métagreywackes du Tilemsi ($\epsilon_{Nd} = +5,8$ et $+4,3$; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0,7027$) exclut une participation importante de matériaux dérivés d'un socle ancien et confirme l'origine juvénile de l'arc. Au delà de l'accident subméridien qui limite à l'Est les formations appartenant à cet arc, une granodiorite pré-tectonique a donné un âge de 635 ± 5 Ma par la méthode U-Pb sur zircon. Les données isotopiques ($\epsilon_{Nd} = 6,0-6,4$; $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i = 0,7046$) soulignent l'absence de lien entre les roches magmatiques d'origine mantellique à 730 Ma et les granitoïdes ayant une composante crustale.

Ce changement de source magmatique correspond à l'accrétion de l'arc océanique du Tilemsi à une marge continentale située à l'Est, avant la collision finale contre le craton éburnéen. Cette collision, datée à cet endroit entre 620 et 600 Ma, a été en fait une collision oblique soulignée par des failles ductiles transcurrentes, ayant fonctionné jusqu'à la mise en place des granites post-cinématiques et au dépôt des molasses, encore visibles dans la région de Tessalit. Une reconstitution en termes de tectonique des plaques (Fig. 2.5) permet de visualiser cette histoire.

2.2. La structure de l'Aïr (Fig. 2.6)

A plus de 800 km vers l'Est, des travaux récents, reprenant une étude de terrain détaillée de l'Aïr (Black *et al.*, 1967), ont permis de préciser les mécanismes d'accrétion qui ont accolé, pendant

près de 200 Ma, les segments de nature variée issus du domaine océanique où se sont construites les formations juvéniles du Panafricain. Trois terranes distincts (d'Est en Ouest : Aouzegueur, Barghot et Assodé) ont été définis et intégrés dans un modèle géodynamique caractérisé par une orogénèse panafricaine en deux étapes (Liégeois *et al.*, 1994). L'orogénèse panafricaine précoce (750 - 660 Ma) s'est achevée par une collision faisant suite à une subduction plongeant vers l'Ouest et située à l'Est de l'Aïr. Cette collision a été à l'origine d'un métamorphisme de haute pression, d'une anatexie de la croûte inférieure, de la formation de nappes, et d'un plutonisme calco-alcalin moyennement à fortement potassique.

L'orogénèse panafricaine tardive (650-580 Ma) a produit de grands déplacements horizontaux le long de failles ductiles profondes transcurrentes et de nombreux batholites calco-alcalins potassiques rattachés au fonctionnement d'une zone de subduction plongeant vers l'Est et située à l'Ouest de l'Aïr. Le terrane d'Assodé a subi un épaississement crustal comparable à celui du Tibet, suivi par une délamination de son manteau lithosphérique continental et la formation de granites d'anatexie (Black et Liégeois, 1993). Excepté sur leur marge Ouest, les terranes d'Aouzegueur et de Barghot ont été très peu affectés par l'événement panafricain tardif, alors que le terrane d'Assodé a enregistré les deux phases.

Le terrane d'Aouzegueur comprend un assemblage ophiolitique et des sédiments de plate-forme métamorphisés dans le faciès schiste vert et intrudés vers 730 Ma (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1987) par une suite magmatique à tonalite-trondjemite-granodiorite (TTG) contenant des restes d'amphibolites mafiques et ultramafiques. Le terrane de Barghot est constitué d'un socle migmatitique remobilisé et de gneiss monocycliques (sédiments) affectés par un métamorphisme dans le faciès amphibolite de haute pression et recoupé par des batholites calco-alcalins potassiques tardi- à post-cinématiques et des plutons mis en place entre 715 et 665 Ma (U-Pb, Liégeois *et al.*; 1994).

Ces deux terranes sont charriés l'un sur l'autre et constitués de plusieurs écailles plongeant vers l'Ouest ou le Sud-Ouest de 20° à 40° . La linéation d'étirement minéral liée aux charriages tourne depuis une direction N20°E à N90°E au fur et à mesure que l'on monte dans l'empilement des

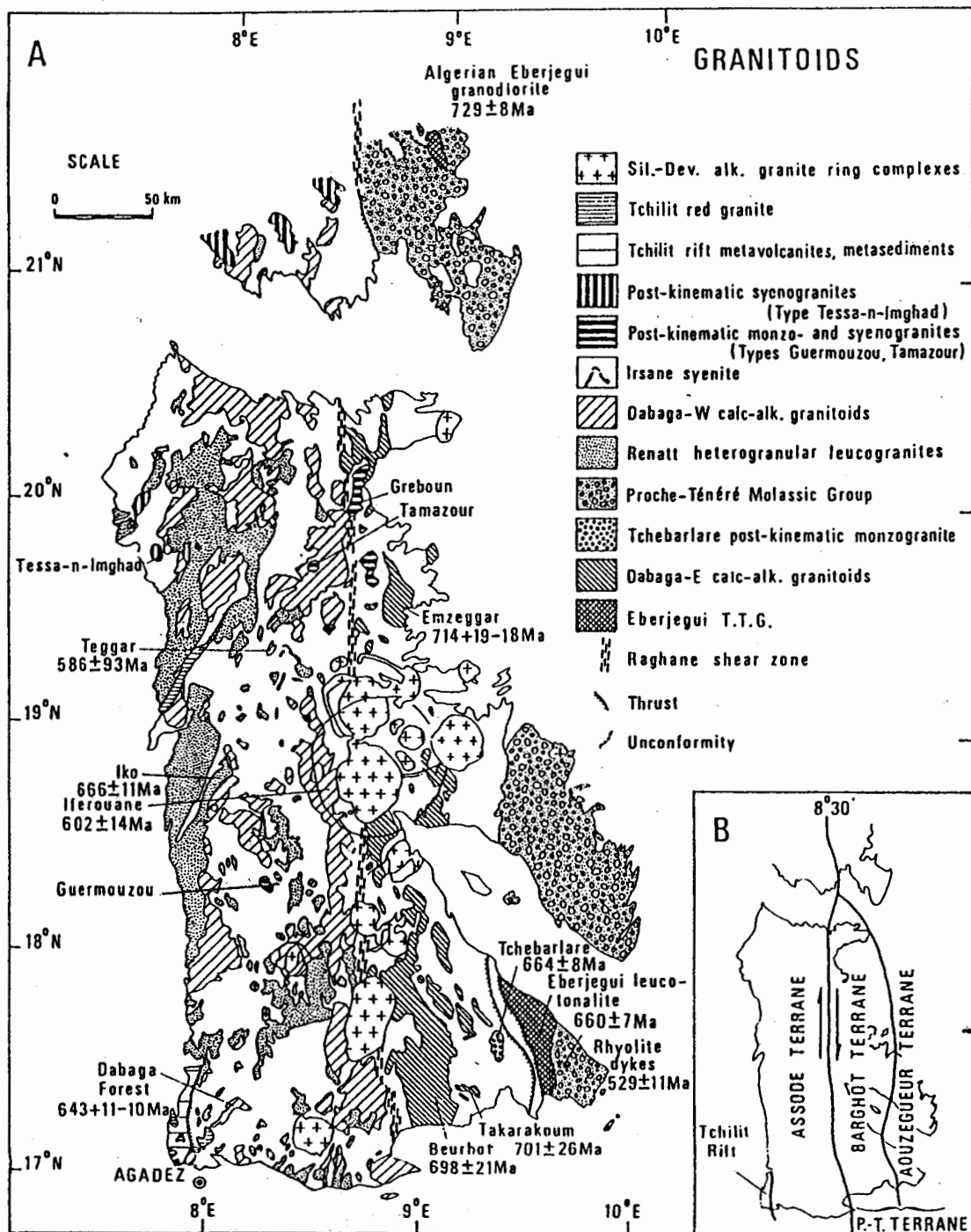


Fig. 2.6. - (A) Carte géologique des granites de l'Air et âges des granitoïdes panafricains.
(B) Les terranes de l'Air (Liégeois *et al.*, 1994).

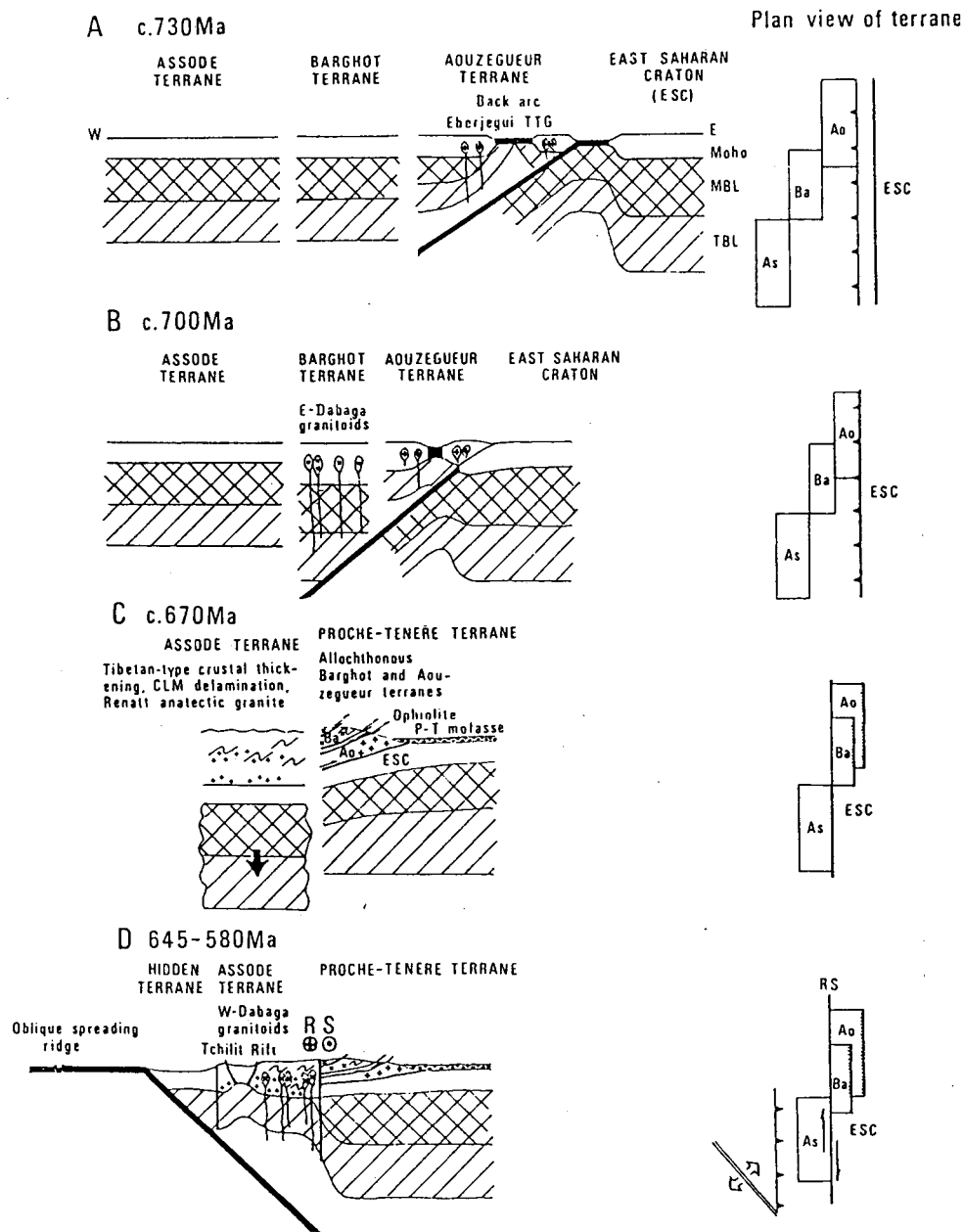


Fig. 2.7. - Modèle d'évolution au Panafricain des terranes de l'Air avec des vues planes des terranes (Liégeois *et al.*, 1994).

(A) : Coupe indiquant la position relative des terranes avant la première collision. (B) : Situation au début de la première collision panafricaine. (C) : Situation à la fin de la première collision panafricaine, montrant le contraste entre le terrane d'Assodé qui subit une délamination de type Tibet avec perte de son manteau lithosphérique, et le chevauchement des terranes d'Aouzegueur et de Barghot. (D) : Déplacement vers le Nord du terrane d'Assodé (qui a perdu son MBL) par rapport aux terranes du proche Ténéré. RS : shear zone de Raghana. MBL : partie supérieure du manteau lithosphérique continental, capable de supporter des contraintes mécaniques, entre le Moho et l'isotherme à 600°C. TBL : partie inférieure du manteau lithosphérique, entre 600°C et 1330°C (thermal boundary layer). ESC : craton est saharien.

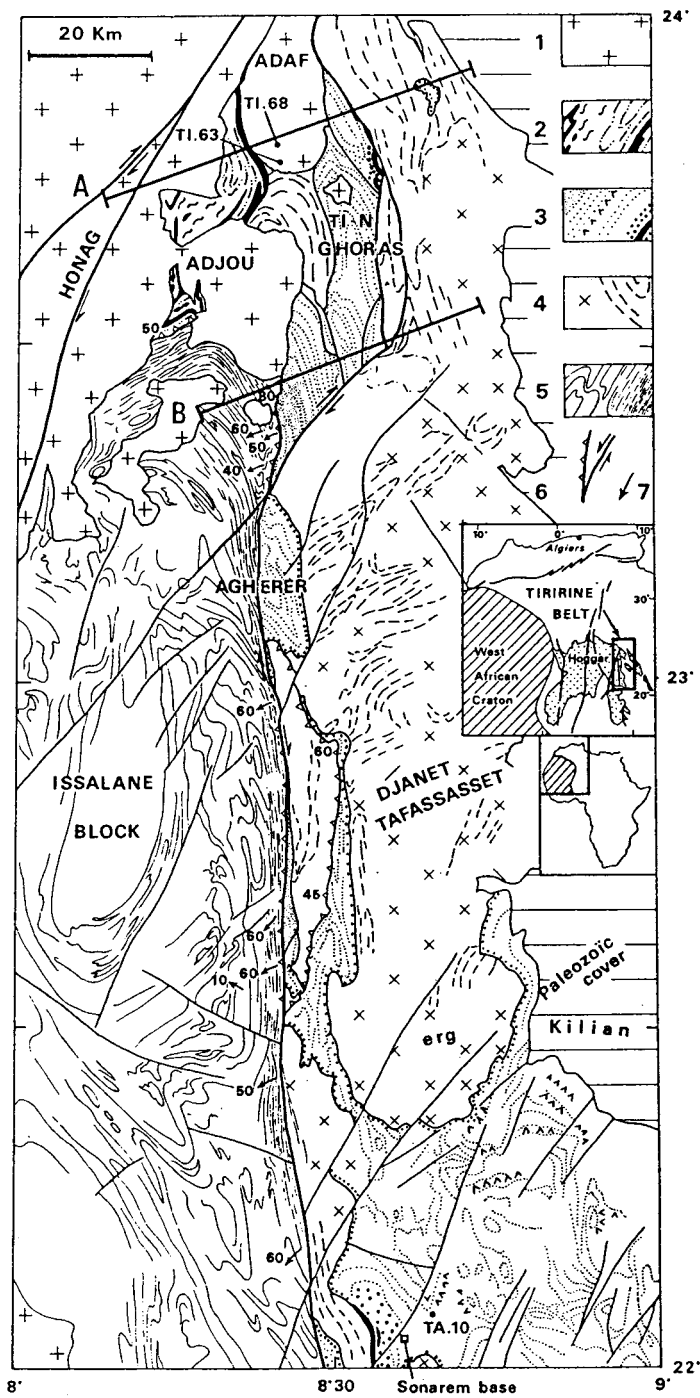


Fig. 2.8. - Carte schématique de l'extrémité nord du terrane d'Assodé-Issalane et de la chaîne de Tiririne. A et B : emplacements des coupes. Le pluton d'Adaf, daté à 580 Ma, et sécant sur le chevauchement, marque la fin du déplacement du terrane d'Assodé.

nappes (Boullier *et al.*, 1991). Il s'agit d'un trait caractéristique des charriages le long d'une zone de transpression. Cette superposition de nappes est recoupée vers 664 Ma (U-Pb; Liégeois *et al.*, 1994) par un pluton post cinématique et recouverte par un vaste dépôt molassique épais d'au moins 5000 m, le Groupe du Proche Ténéré, comparable au Groupe de Tiririne, son prolongement vers le Nord au Hoggar. Le dépôt du Groupe molassique du Proche Ténéré est sub-contemporain de la fin des chevauchements (Bertrand *et al.*, 1978).

Le terrane d'Assodé est fondamentalement différent des ensembles de Barghot et Aouzegueur, car il ne contient pas de granitoïdes calco-alcalins de l'épisode à 730 - 700 Ma, mais il a subi un métamorphisme régional de haute température-moyenne pression accompagné d'une fusion partielle de la croûte moyenne et de l'intrusion de grands volumes de granites d'anatexie (granite Renatt). Ces traits indiquent une position géographique différente pour le terrane d'Assodé par rapport à Barghot et Aouzegueur pendant le premier événement panafricain.

Au cours de l'orogénèse panafricaine précoce, le terrane d'Assodé n'a pas été charrié sur le craton est-saharien, mais la collision a provoqué un épaississement crustal comparable à celui du Tibet actuel (Fig. 2.7). Ce comportement différent tient sans doute au fait qu'Assodé était à une distance relativement grande de la marge d'Aouzegueur, comme l'indique l'absence de roches caractéristiques d'une zone de subduction. En réponse à une délamination du manteau lithosphérique continental d'Assodé (Black et Liégeois, 1993, Liégeois *et al.*, 1994) le métamorphisme lié à une remontée du manteau asthénosphérique a entraîné une fusion partielle de la croûte inférieure et la production d'un volume important de granite d'anatexie potassique (vers 666 Ma en Rb/Sr).

Durant l'orogénèse panafricaine terminale, le terrane délaminé d'Assodé, non protégé et sans attache avec le craton est saharien, propulsé par une ride d'expansion oblique, s'est déplacé vers le Nord d'environ 1000km le long de la zone de coulissement sénestre de Rhagane qui marque la limite Ouest du craton rigide. Cette situation, le long d'une zone de coulissement, est très favorable à la formation d'un large volume de plutons calco-alcalins comme l'a montré Quick (1991) dans le Panafricain du bouclier arabe. En estimant un taux moyen de déplacement de 1 à 2 cm par an (Jarrard, 1986), on peut estimer le mouvement cumulé vers

le Nord du terrane d'Assodé de la distance indiquée au début du chapitre. Ce mouvement a affecté la molasse du Proche Ténéré et engendré la chaîne plissée intracontinentale de Tiririne, au Hoggar (Bertrand *et al.*, 1978). Les charriages de transpression de la chaîne de Tiririne se suivent depuis la frontière du Niger, sur une largeur de 15 à 20 km et une longueur d'environ 200 km (Figs. 2.8 et 2.9).

Le chevauchement vers le Nord de l'extrémité arrondie du terrane Assodé-Issalane résulte de ce mouvement ainsi que la bande de mylonites profondes (faciès amphibolite) de 5 à 10 km de large qui souligne le coulissement. Pendant le même intervalle de temps (645 - 580 Ma) de grands batholites calco-alcalins potassiques, d'allongement Nord-Sud, se sont mis en place, les plutons les plus anciens (env. 645 Ma, U-Pb /zircon) étant plus jeunes que les derniers plutons mis en place dans le terrane adjacent de Barghot (env. 664 Ma, U-Pb /zircon).

Coincé entre Assodé et le prolongement du terrane de Serouenout vers le Sud, il existe enfin un quatrième terrane dont la nature a été établie plus récemment : Tchilit (Liégeois *et al.*, 1998). Il s'agit d'un ensemble de métarhyolites et d'amphibolites dont la texture finement mylonitique rend peu visible le fait qu'il s'agit d'un groupe métamorphisé dans le faciès amphibolite, et simplement rétromorphosé au Panafricain. L'ensemble des données géochronologiques (Liégeois *et al.*, 1998) et lithologiques montre qu'il s'agit d'un groupe de roches dont l'âge du protolithe est compris entre 1600 et 2200 Ma et qui ne présente de ressemblances ni avec les domaines éburnéens du Hoggar, ni avec les roches connues plus au Sud, au Nigéria. Tchilit confirme donc l'existence de déplacements de grande ampleur au sein du domaine océanique panafricain, ce qui a permis le collage de fragments hétérogènes, d'origine pour le moment inconnue.

2.3. L'assemblage de terranes déplacés dans le bouclier touareg (Fig. 2.10)

Que ce soit à l'Ouest ou à l'Est du bouclier touareg, nous venons de voir que seul un modèle intégrant le concept de terrains mobiles allochtones permettait d'expliquer le collage d'éléments hétérogènes au cours de l'orogénèse panafricaine. En utilisant la démarche appliquée dans l'Adrar

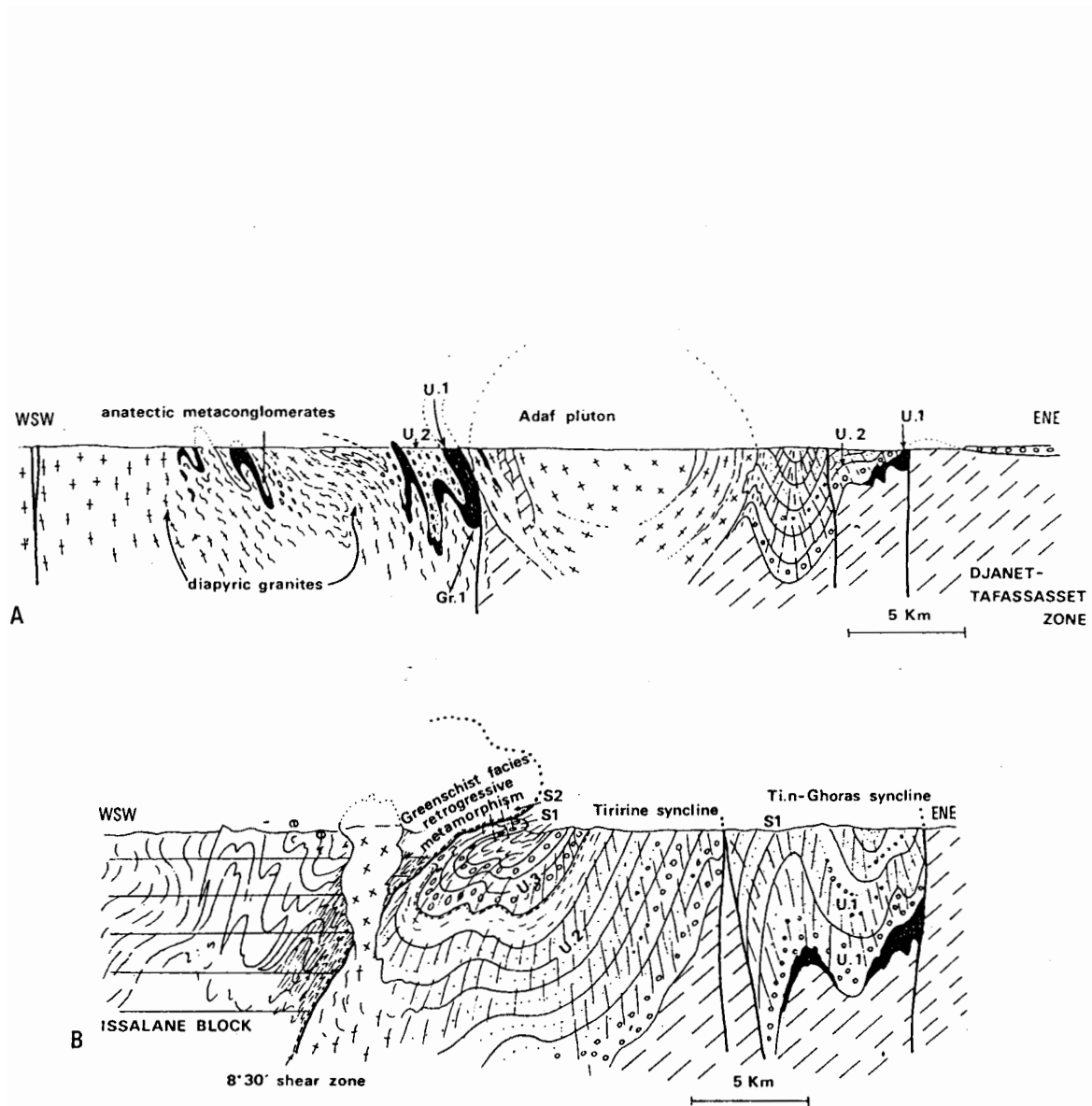


Fig. 2.9. - Sections à travers la ceinture plissée de Tiririne. On remarquera la superposition de S1 et de S2, dans la coupe B, le long du chevauchement du terrane d'Assodé-Issalane sur la molasse du Proche Ténééré.

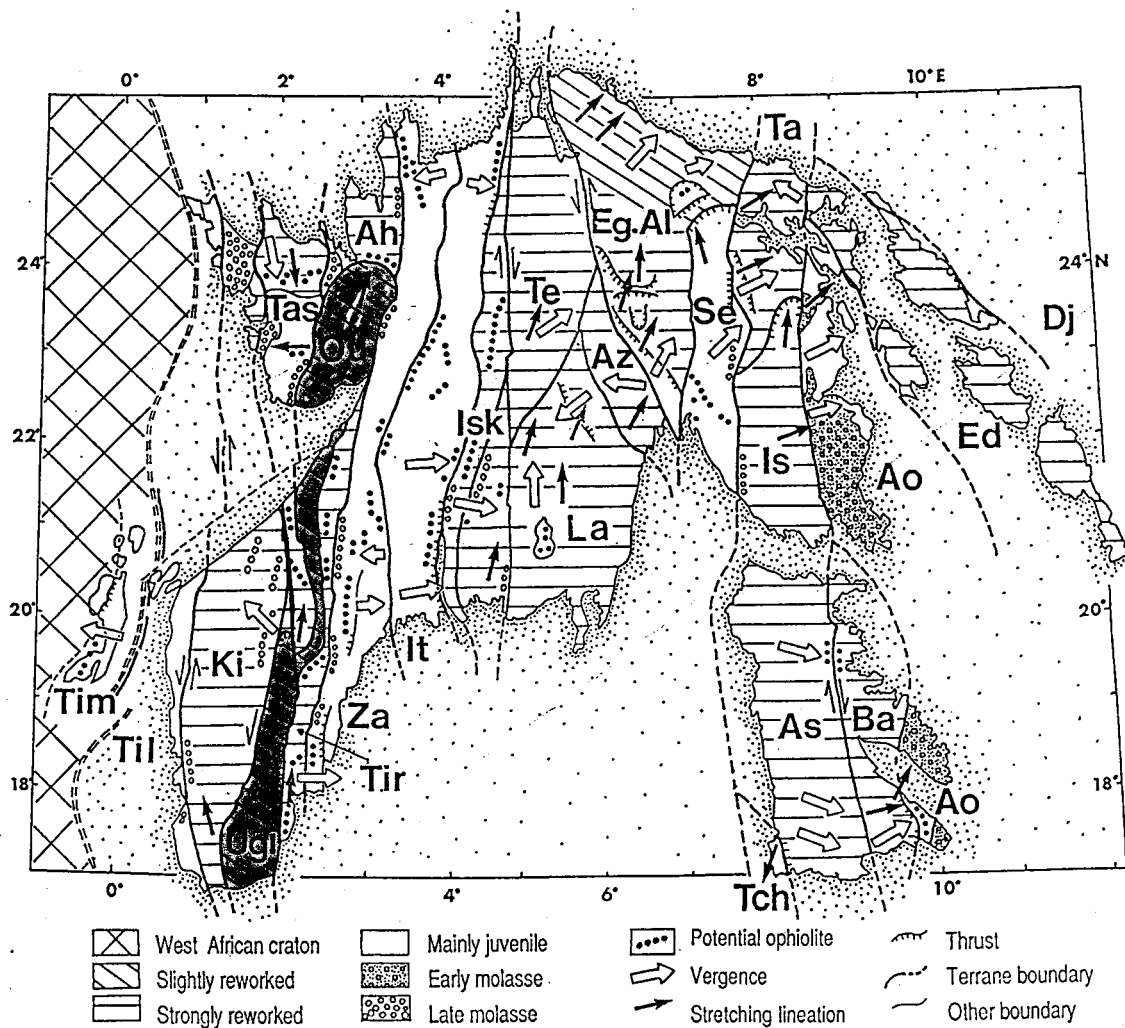


Fig. 2.10. - Carte des terranes du Bouclier Touareg. Il ne faut jamais oublier que le domaine représenté fait environ 1200 km sur 1000 km. Ce n'est qu'une partie de la chaîne panafricaine qui s'étend du Maroc au golfe de Guinée. DJ : Djanet. Ed : Edembo. Ao : Aouzegueur. Ba : Barghot. As-Is : Assodé-Issalane. Tch : Tchilit. Ta : Tazat. Se : Serouenout. Eg-Al : Egéré-Aleksod. Az : Azou-n-Fad. Te : Tefedest. La : Laouni. Isk : Iskel. It : In Tedeini. Za : Tin Zaouatene. Tir : Tirek. Ah : Ahnet. Ou : In Ouzzal. Ugi : Unité granulitique des Iforas. Tas : Tassendjanet. Ki : Kidal. Til : Tilemsi. Tim : Timétrine.

des Iforas et l'Aïr et l'ensemble des critères définis dans le rappel sur la tectonique des plaques, il est possible d'extrapoler à tout le Hoggar les résultats acquis. Avec ces critères en mémoire, il a fallu se livrer d'abord à une relecture précise de l'ensemble des données que constituent les rapports du BRMA établis de 1955 à 1962, ainsi que les rapports plus récents de la SONAREM puis de l'EREM. L'ensemble des publications (voir les références dans Bertrand et Caby, 1977, Boullier, 1991, Liégeois *et al.*, 1994) a également été re-examiné.

A partir de ce travail, il a été possible de définir 23 terranes sur lesquels nos connaissances sont parfois limitées. Deux figures et l'inventaire de leurs caractéristiques résument nos connaissances actuelles. Plutôt que de reprendre un inventaire fastidieux, nous illustrerons en partant de l'Est, par une série de documents, certains points remarquables. Notons d'abord qu'à la différence des schémas classiques opposant un Hoggar Central polycyclique et une chaîne pharusienne comprenant deux branches situées de part et d'autre du domaine In Ouzzal, on a, en fait, une succession de domaines juvéniles panafricains alternant avec des terranes formés de roches d'âges variés plus ou moins remobilisées au Panafricain.

3. ITINÉRAIRES À TRAVERS LE PRÉCAMBRIEN DU HOGGAR

3.1. Le domaine juvénile de SÉROUENOUT (Figs. 2.11 et 2.12)

S'étendant depuis la frontière du Niger jusqu'aux confins de l'Amador, le terrane de Sérouenout nous est essentiellement connu par le travail de Guérangé (1966) sur la région de Temasint, et par la mission «roches vertes» du BRMA dans l'Est du Hoggar. Souvent décrit dans la littérature sous le nom de Fossé de Sérouenout, ce domaine contraste avec le terrane d'Assodé-Issalane. Il s'agit en effet d'un ensemble homogène, constitué à 90% de métapélites à grenat-disthène renfermant de nombreux niveaux graphiteux. Les très minces niveaux repères de quartzites plus ou moins feldspathiques, de marbres et d'amphibolites à grenat, ont permis une bonne étude des structures. Au sein de ce groupe, décrit par B. Guérangé sous le nom de «Série de Tit-n-Afara», il y a aussi de nombreux sills

gabbroïques et noritiques transformés à des degrés variables en amphibolites à grenat. Enfin, en deux endroits, des masses pluri-kilométriques de péridotites serpentinisées sont intercalées dans des gabbros amphibolitisés et traversent en diagonale le terrane. La description de ces deux zones à péridotites permet de préciser la structure d'ensemble et la signification du domaine de Temasint.

Dans la région de Sérouenout, de façon comparable à ce que l'on observe dans la région de Tiririne, le domaine des schistes à grenat de Temasint se termine par une série de chevauchements vers le Nord (Latouche, 1978), marqués par l'empilement de nappes de matériel granulitique éburnéen et sans doute archéen, strictement comparable aux formations des Gour Oumelalen et de l'Egéré. Le massif de Toukmatine représente le dernier segment de micaschistes à grenat et disthène charrié sur le groupe charnockitique des Gour Oumelalen et séparé de ce dernier par des quartzites et des mylonites à disthène. Au coeur du massif de Toukmatine, synforme très pincée déversée vers le Nord, une puissante série de gabbros, de péridotites serpentinisées et de niveaux de pillow-lavas très déformés, représente sans doute un fragment d'ophiolite panafricaine.

Au Sud de Temasint, un autre alignement de péridotites serpentinisées et de gabbros serpente sur plus de 50 km, et dessine un alignement oblique sur la limite Ouest du bloc Assodé-Issalane (Fig. 2.10). Malgré l'absence de travaux récents, cette structure présente beaucoup de caractères d'une ride oblique. Si l'on ajoute à cela des charriages de transpression à vergence Nord-Est qui ont été cartographiés comme un empilement de nappes minces d'orthogneiss et de matériel à reliques granulitiques sur la marge du domaine Assodé-Issalane, nous avons tous les éléments d'un domaine juvénile de marge océanique, ce que confirme le profil gravimétrique réalisé par la SONAREM à travers le bloc d'Issalane. Ce profil présente une grande ressemblance avec ceux qui ont été faits le long de la suture entre le craton éburnéen et le Panafricain de l'Ouest du Hoggar.

3.2. Le domaine EGÉRÉ - ALEKSOD

Avec le môle d'In Ouzzal, le terrane Egéré - Aleksod est certainement l'un de ceux qui semble avoir subi la granitisation la plus limitée pendant le

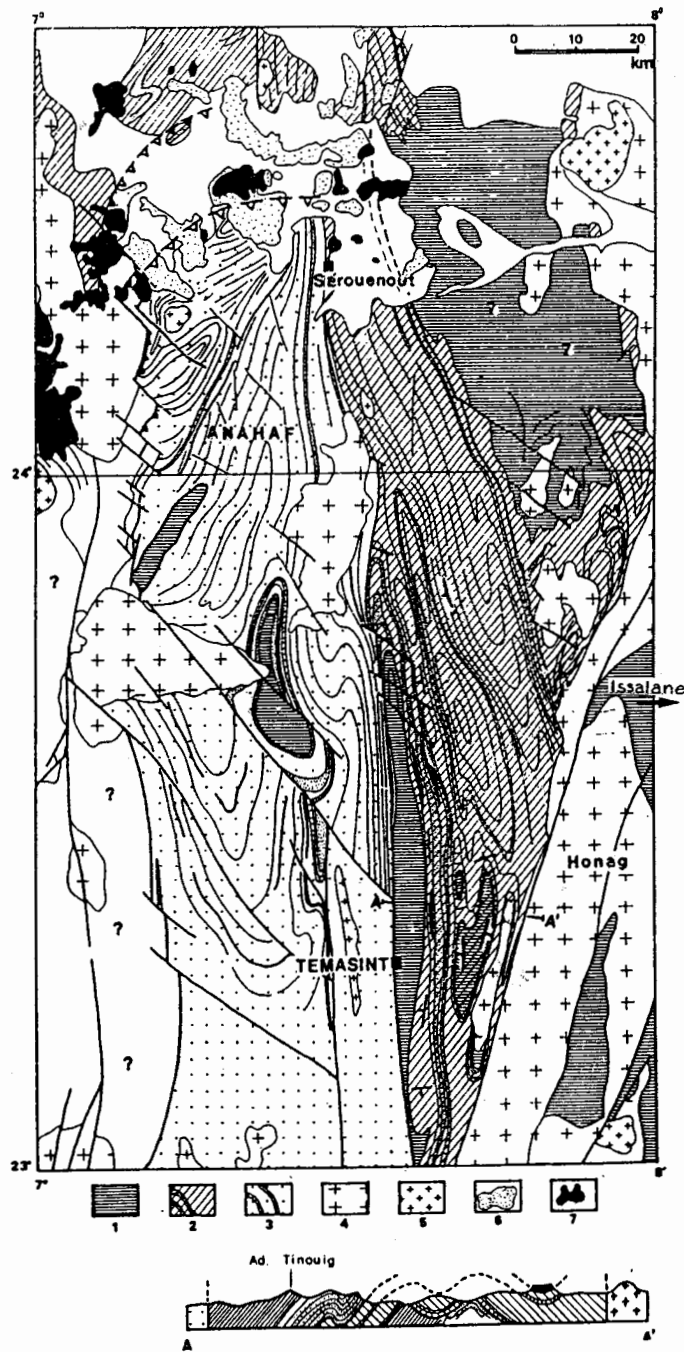


Fig. 2.11. - Carte schématique du domaine de Temasint (partie centrale du terrane de Sérouenout) à partir de B. Guérangé (1966) et J. Fabriès (com. orales).

- (1) Complexe des Gneiss rouges. (2) Groupe éburnéen des Gour Oumelalen (granulitique).
 (3) Groupe de Tit-n-Afara (panafricain juvénile; métapélites à grenat-disthène).
 (4) granodiorites. (5) granites tardifs (type Adaf). (6) "Crétacé" de Sérouenout. (7) volcanisme récent.

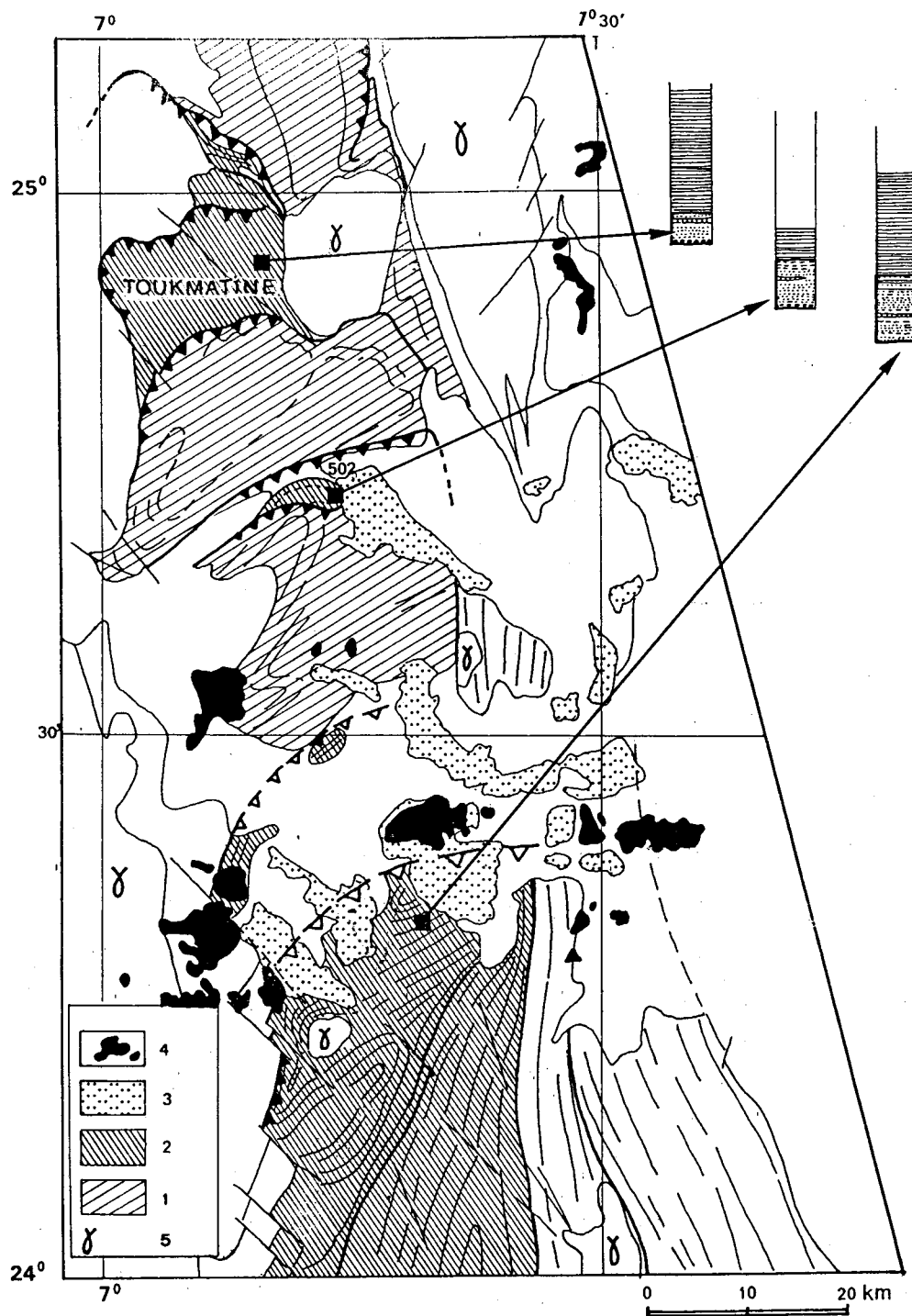


Fig. 2.12. - Schéma des relations entre l'extrémité Nord du terrane de Sérrouenout et la région des Gour Oumelalen (partie Est du terrane Egéré-Aleksod). (1) Groupe granitique éburnéen des Gour Oumelalen. (2) Panafricain juvénile du terrane de Sérrouenout (Groupe de Tit-n-Afara). (3) "Crétacé" de Sérrouenout. (4) Volcanisme récent. (5) γ : granites tardi et post tectoniques.

cycle Panafricain. Il faut y distinguer trois grandes régions naturelles dont chacune présente un intérêt particulier. Au Nord-Est, la région des Gour Oumelalen permet de reconstituer l'histoire archéenne et éburnéenne. Au Nord, l'Egéré, formé en grande partie d'un matériel éburnéen, a été structuré en nappes au Panafricain et constitue sans doute la plus belle région d'étude des éclogites liées à ce cycle. Enfin l'Aleksod, également formé de gneiss éburnéens structurés en nappes complexes au Panafricain, permet aussi d'observer les relations d'un socle remobilisé avec du matériel paradérivé juvénile. Comme dans le terrane d'Assodé, les signes d'une migmatisation panafricaine sont bien visibles.

3.2.1. l'Egéré

La région de l'Egéré est caractérisée par de vastes structures en dômes et bassins, où des antiformes orthogneissiques sont séparées par de grandes synformes de séries paradérivées où les paragenèses granulitiques sont souvent bien conservées. A la suite des travaux de Lelubre (1952), Duplan (1959) a fait une étude lithostratigraphique de l'Egéré et reconnu l'existence de quatre groupes superposés, presque identiques, où l'association dans un ordre constant de niveaux continus de marbres, de quartzites et de métapélites, est tout à fait remarquable (Fig. 2.13).

Une réinterprétation sur le terrain des travaux de Duplan permet de montrer que ces groupes, nommés E0, E1, E2, ... ne sont que des répétitions tectoniques d'un même complexe mince à caractère épicontinental. En raison de la continuité cartographique de ces groupes paradérivés avec ceux de la région voisine des Gour Oumelalen, l'ensemble a pu être attribué (Latouche, 1978) au Protérozoïque inférieur. En particulier, les formations ferrifères rubanées des Gour Oumelalen se poursuivent dans l'Egéré où elles font place à des formations manganésifères granulitiques. Si les unités définies par Duplan (1959) semblent peu déformées, leurs limites sont caractérisées par une intense mylonitisation inhomogène, et l'on y trouve, sous forme de lentilles, tous les types de roches existant dans les séries supracrustales de la région (Fig. 2.14).

A partir d'une première étude structurale de la région, la «série de l'Egéré», définie par Duplan, se présente comme un empilement d'au moins trois nappes pelliculaires dont les sens de

mouvement sont orientés vers le Nord-Est. Ces nappes ont achevé leur mise en place au début de l'orogénèse panafricaine, dans les conditions du faciès amphibolite de haute pression, comme nous le verrons à propos du terrane de Laouni. Une seule unité, définie par le symbole E0 sur la carte de Duplan (1959), qui se retrouve localement tronquée sous les nappes à paragenèse de haute pression, est constituée de quartzites micacés peu métamorphiques et se retrouve dans l'Est de l'Egéré, au coeur du massif de Tiouririne, et sous le contact anormal qui limite, au Nord, les schistes à grenat - disthène du terrane de Sérouenout. Il s'agit sans doute de la seule formation détritique panafricaine identifiable dans ce domaine.

Au-dessus de cette formation, les surfaces de cisaillement majeures sont jalonnées par des lentilles d'amphibolites à grenat à reliques éclogitiques, et plusieurs types de roches mafiques. Ces roches mafiques, en lentilles parfois kilométriques, sont constituées de roches d'origine mantellique (péridotites), de dolérites éclogitisées à texture primaire conservée, ou d'éclogites rubanées, très semblables à celles décrites par Sautter (1985) dans l'Aleksod. Ces éclogites ont toutes subi un même cheminement rétrograde, pendant une évolution continue le long des surfaces de cisaillement. Les lentilles péridotitiques sont limitées, au contact des métapélites, par des skarns à grenat où les inclusions de disthène présentent des figures d'éclatement indiquant une décompression rapide vers un niveau où la sillimanite est en équilibre avec le staurotide et la cordiérite.

Comme dans l'Aleksod et l'Arefsa, le premier événement panafricain serait donc marqué par des charriages dirigés vers le Nord ou le Nord-Est, avec des raccourcissements d'au moins 100 km dans cette direction si l'on considère seulement le triplement d'une formation unique au Panafricain. En réalité nous sommes dans l'incapacité de quantifier le rôle de la déformation éburnéenne qui a dû jouer dans la mise en place du rubanement primaire. Le résultat est une véritable stratification tectonique subhorizontale de toute la croûte de microcontinents, presque entièrement formés d'Archéen et de Protérozoïque inférieur à un stade précoce de la tectonique panafricaine.

Dans l'Egéré, les granitoïdes, dont seuls les apex sont visibles sur des surfaces restreintes, sont des granites calco-alcalins potassiques tardi- ou post-tectoniques. Pour une raison encore inconnue,

la région de l'Egéré n'a pas subi une remontée aussi importante que celle de l'Aleksod, ce qui sur les cartes laisse croire à une granitisation moins importante. Mais il est clair que la structure finale en dômes et bassins traduit la présence de vastes batholites dans l'axe des principales antiformes.

3.2.2. Les Gour Oumelalen

La région des Gour Oumelalen est située à l'Est de l'Egéré, et une continuité cartographique a pu être établie entre les deux domaines. Trois groupes y ont été distingués sur des bases lithostratigraphiques, structurales et géochronologiques.

Le plus ancien groupe reconnu, le Complexe des Gneiss Rouges, est constitué d'alternances de gneiss gris rubanés et d'orthogneiss rouges potassiques. C'est actuellement le seul endroit du Hoggar central où l'attribution à l'Archéen a été démontrée (Latouche, 1978, Drareni *et al.*, 1993). En reprenant l'étude de zircons des gneiss archéens, Drareni *et al.* (1993) ont obtenu un âge compris entre 2700 Ma et 2600 Ma.

Reposant en discordance sur ces gneiss, le Groupe des Gour Oumelalen correspond typiquement à un bassin ferrifère carbonaté du Protérozoïque inférieur. Parmi les faciès sédimentaires, il faut signaler des quartzites à muscovite chromifère (Fabriès et Latouche, 1973) qui jouent un rôle important pour les corrélations entre terranes. En particulier ce faciès recouvre de vastes surfaces sur le Nord du terrane d'Assodé-Issalane. Le fait que des galets de ces quartzites à fuchsite aient été repérés à l'extrémité Sud de l'Aïr dans les molasses du Proche-Ténééré, donne une valeur minimum du déplacement du terrane d'Assodé. Au cours de l'orogénèse éburnéenne (2000-1860 Ma), le Groupe des Gour Oumelalen et le Complexe des Gneiss rouges ont été métamorphisés dans les conditions du faciès granulite et partiellement envahis par des charnockites basiques et acides. La fin de l'évolution éburnéenne dans cette région a été datée à 1870 ± 30 Ma (Rb-Sr sur roche totale) alors que les charnockites acides ont été datées à 2000 Ma (Rb-Sr sur roche totale et U-Pb sur zircons).

Le Groupe de Toukmatine, contenant à sa base de nombreux éléments granulitiques, repose en contact souvent anormal sur le Groupe des Gour Oumelalen et le Complexe des Gneiss rouges. En

fait il s'agit d'une vaste écaille charriée à l'avant du terrane de Sérouenout, dont il a, comme nous venons de le voir, toutes les caractéristiques.

Le fait essentiel est la conservation, dans un domaine faiblement repris au Panafricain, d'une vaste surface où un matériel archéen et protérozoïque inférieur granulitique, renfermant des charnockites éburnéennes, a été conservé. La continuité cartographique des granulites para-dérivées des Gour Oumelalen et des roches identiques de l'Egéré permet de plus de dater les granulites de cette région. Enfin, la découverte de quartzites à fuchsite, métallotecte classique pour l'or en Afrique du Sud, a permis de relancer l'exploration du domaine d'Issalane et d'y trouver un gisement d'or.

3.2.3. L'Aleksod (Fig. 2.15)

L'évolution tectono-métamorphique de l'Aleksod (Bertrand, 1974; Bertrand *et al.*, 1986) peut être schématisée de la façon suivante.

La formation la plus ancienne (Formation de l'Arechchoum) est constituée de gneiss gris tonalitiques et d'orthogneiss granitiques associés à quelques rares métasédiments. Les isochrones Rb-Sr sur roche totale (Bertrand, 1974, Bertrand et Lasserre, 1976) ont montré que les gneiss de l'Arechchoum avaient un âge proche de 2000 Ma, comme les granulites des Gour Oumelalen et de la région de Tamanrasset. Plus précisément, les analyses U-Pb sur zircons des migmatites de l'oued Telohat ont démontré l'existence de deux événements. L'un à 2131 ± 12 Ma correspond soit à l'âge de cristallisation du protolithe granodioritique, soit à un premier événement métamorphique. Le second intercept à 609 ± 17 Ma correspond à la migmatisation panafricaine. Comme dans tout le Hoggar central, aucun événement entre 2100 et 600 Ma n'a pu être mis en évidence.

La Formation de l'Aleksod est séparée des gneiss de l'Arechchoum par un cisaillement profond, lié à l'empilement de nappes panafricaines datées à 615 Ma (Bertrand *et al.*, 1986). La formation comprenant des métasédiments (quartzites, marbres et métapélites) et un grand volume de roches mafiques, présente une ressemblance frappante avec les groupes éburnéens granulitiques des Gour Oumelalen et de Tamanrasset. De plus, comme dans l'Egéré et dans

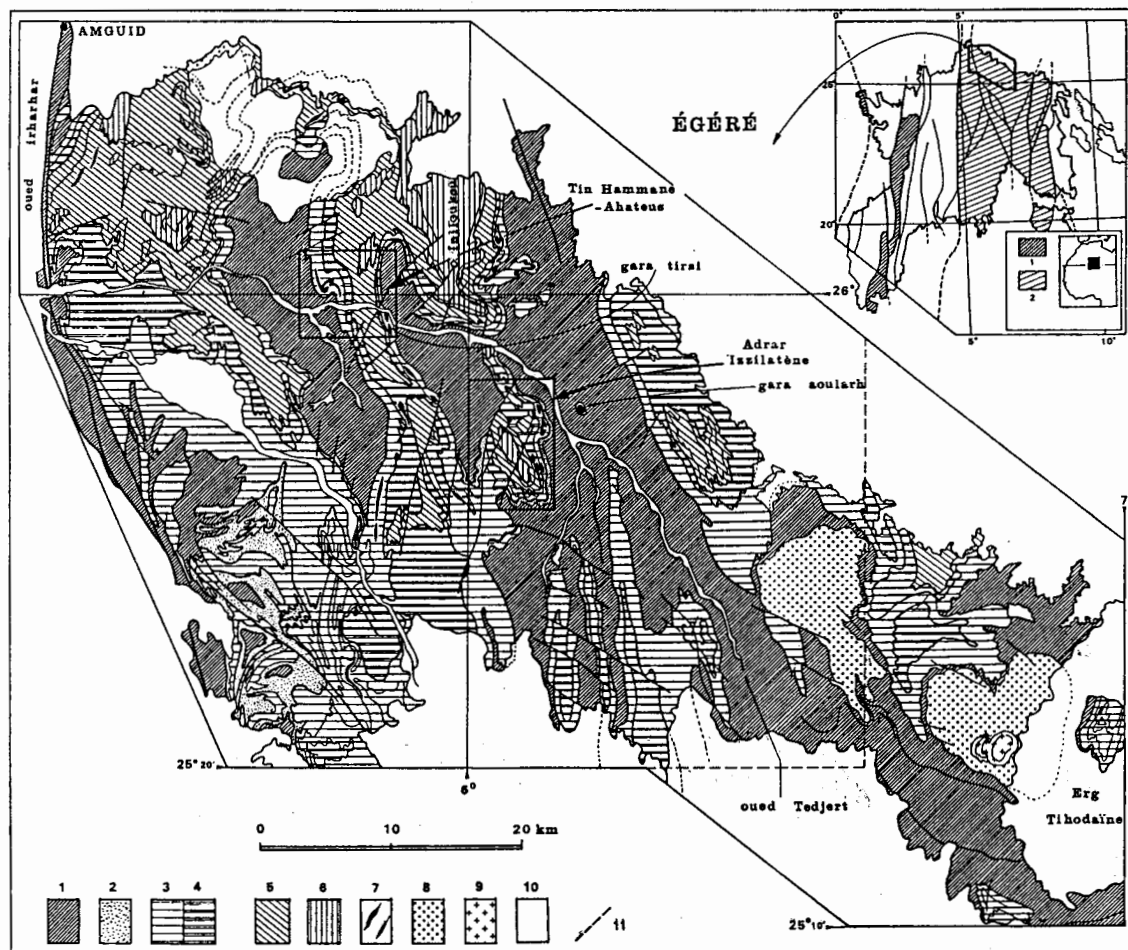


Fig. 2.13. - Carte schématique de l'Egéré (Duplan, 1959; Latouche, 1978).

- (1) dômes gneissiques et migmatitiques.
- (2) quartzites micacés de type EO.
- (3,4,5,6). Répétition tectonique du Protérozoïque inférieur.
- (7) éclogites panafricaines.
- (8) granitoïdes syntectoniques.
- (9) granites post-cinématiques.
- (10) Cambro-actuel.
- (11) limite de la carte de Duplan.

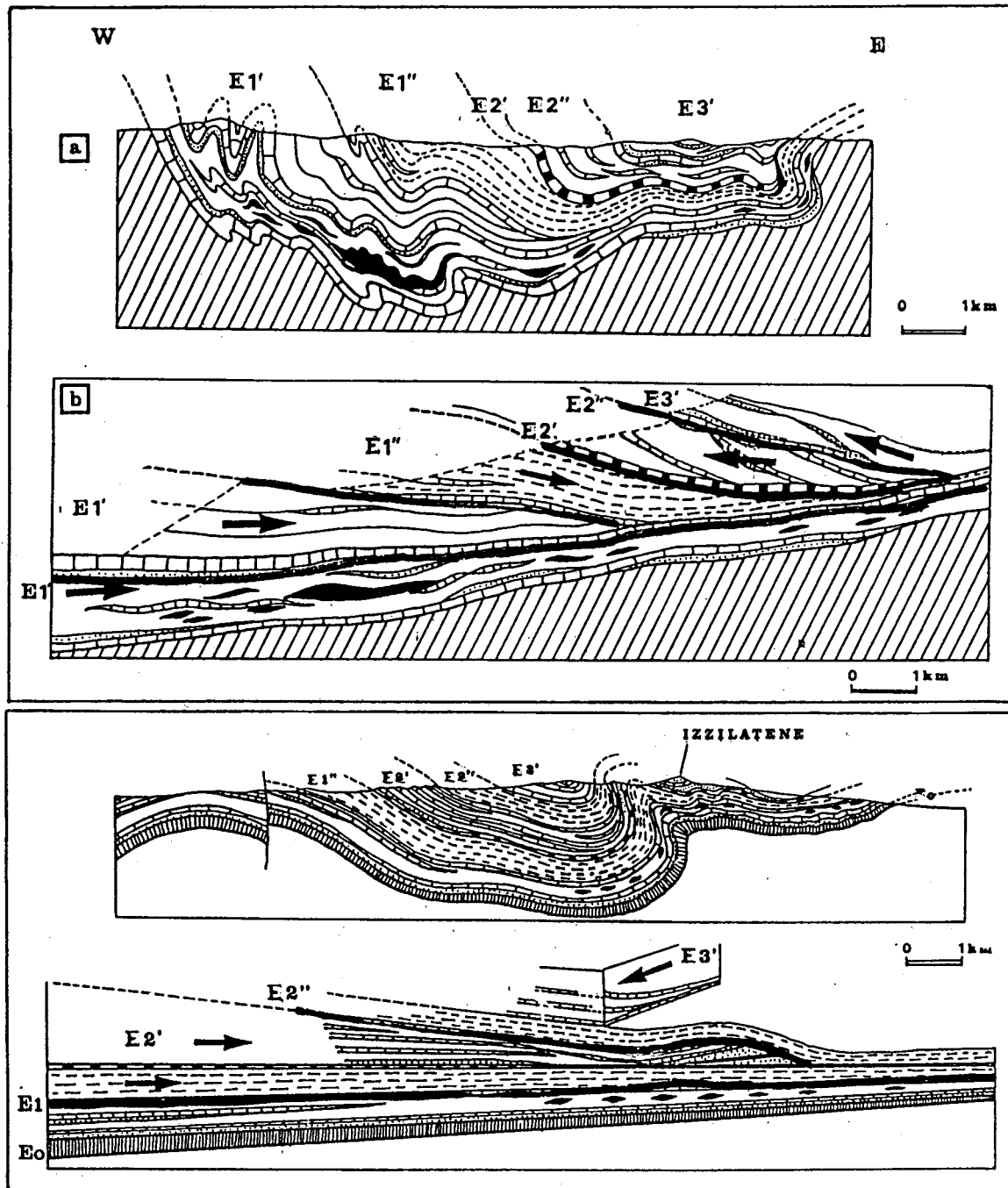


Fig. 2.14. - Coupes restaurées des synformes de Tin Hamane-Ahateus et de l'Adrar Izzilatène. Les troncatures obliques et les sens de mouvements des différentes nappes sont mises en évidence, sans qu'il soit possible d'estimer l'ampleur exacte des mouvements. Lentilles noires : éclogites. Des granulites HP (20 kb) forment la semelle de l'unité principale dans la coupe B. Flèches : sens de mouvements, généralement issus de l'orientation des plis en fourreaux.

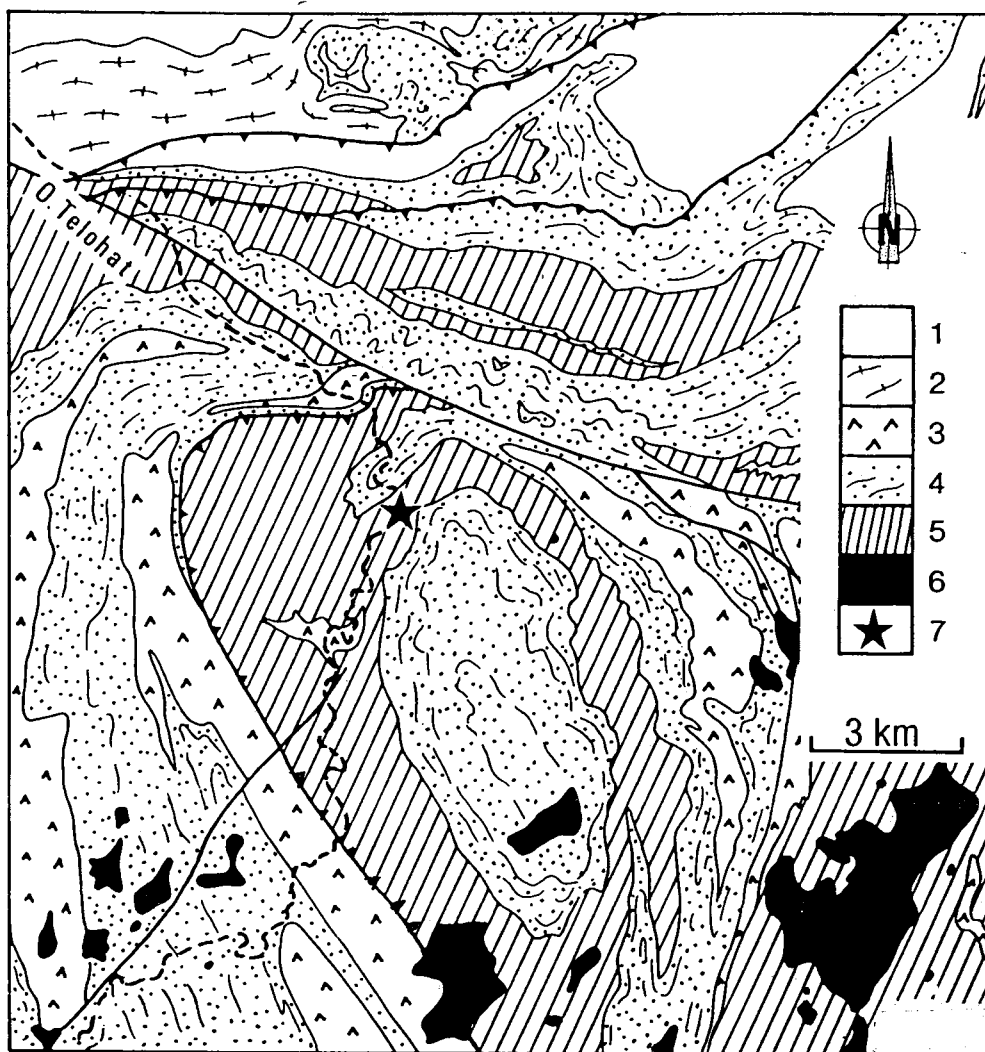


Fig. 2.15. - Carte schématique de l'Aleksod central (Barbey *et al.*, 1989).

- (1) : gneiss tonalitiques rubanés.
 - (2) : orthogneiss granitiques.
 - (3) : amphibolites rubanées.
 - (4) : méta-sédiments.
 - (5) : migmatites à biotite-hornblende.
 - (6) : volcanisme Tertiaire.
 - (7) : localisation des échantillons datés (oued Telhoat).
- Les faciès 1 à 5 sont d'âge Protérozoïque.

les terranes de Laouni et d'Azrou-n-Fad, des reliques d'éclogites sont préservées au sein de certains niveaux d'amphibolites à grenats.

La formation juvénile panafricaine se situe à l'extrémité Sud de l'Aleksod, dans l'Arefsa qui fut longtemps le lieu de définition de la discordance entre les schistes volcanoclastiques de bas grade métamorphique et les gneiss et migmatites de l'Aleksod. Les travaux récents de Briedj ont démontré que cette discordance est, comme dans le terrane de Sérouenout, un contact tectonique majeur, souligné par des mylonites et des granites syntectoniques. La remobilisation panafricaine a été contrôlée par un ensemble de cisaillements profonds dans les conditions du faciès amphibolite de haut degré. Des granites pré- à syntectoniques mis en place pendant cet événement sont datés entre 630 et 600 Ma.

3.3. Les terranes de Laouni et d'Azrou-n-Fad (Figs. 2.16 et 2.17)

3.3.1. Laouni

Situé au Sud de Tamanrasset, le terrane de Laouni s'étend essentiellement sur les trois cartes au 1/200.000 Tamanrasset, Tin Begane et Laouni. A l'Est, la marge de ce terrane occupe également une partie de la surface des cartes au 1/200.000 In Ebeggi et In Atei. Il s'agit d'une région de collines basses, sans reliefs bien marqués, à l'exception des crêtes formées par les quartzites. La plupart des données sur cette région proviennent des rapports de fin de mission du BRMA et de l'OCRS (Arène *et al.*, 1959-1960). Les 6 cartes géologiques de reconnaissance qui ont été levées constituent un des meilleurs travaux de cette époque. En complément de cette mission de cartographie, deux autres groupes de travaux consacrés à la prospection minière des granitoïdes (Walter, 1959-1960 et Bonnici, 1960-1961) fournissent des indications précieuses sur la minéralogie des pegmatites à topaze, béryl, fluorine et wolfram ainsi que sur les granites associés qui caractérisent ce domaine. C'est dans ces rapports que l'on trouve aussi la première description des gabbros de Laouni (Bonnici, 1961, Donville, 1962).

Une nouvelle série de missions, organisées par l'ONRS et le CNRS (1982, 1983), a permis de reprendre l'étude pétrographique et structurale de cette région, et d'étendre vers le Sud une partie des

conclusions de Bertrand *et al.* (1986) sur la partie de la région de l'oued Tin Amzi située sur la feuille Tamanrasset. De plus, une cartographie détaillée des massifs gabbroïques stratifiés de Laouni a pu être faite (Cottin, 1985, 1990). Elle a permis l'étude pétrologique d'une des très rares intrusions panafricaines de ce type.

Le terrane de Laouni (Fig. 2.10), dont la forme générale est celle d'un grand losange, peut être divisé en quatre domaines : 1. une partie nord caractérisée par de vastes structures en dômes et bassins, où des antiformes à dominante orthogneissique et amphibolitique sont séparées par des synformes de formations paradérivées (gneiss à biotite, sillimanite et grenat, quartzites et marbres); 2. une partie sud presque entièrement granitisée, où de rares synformes de séries métamorphiques permettent de situer le toit des batholites; 3. une série de bassins de matériel paradérivé où dominant des schistes noirs graphiteux et des micaschistes à grenat, associés à des péridotites serpentinisées, alignés selon une direction Nord-Ouest - Sud-Est et jalonnés par des massifs ultramafiques -mafiques intrusifs. Ce dernier domaine, nommé bassin des Monts Tesselit dans le rapport du BRMA sur la feuille Laouni, repose en contact anormal sur les deux autres ensembles; 4. un groupe de trois synformes, alignées le long de la limite Est du terrane, et formées de roches acides à grain très fin, de gneiss mylonitiques à amphibole et de minces niveaux de quartzites et de pyroxénites dont l'attribution est encore inconnue (domaine In Ebeggui -In Atei). Les roches de ce dernier groupe présentent de remarquables affinités avec le groupe décrit dans le terrane de Tchilit, dans l'Aïr (Liégeois *et al.*, 1998).

Domaines 1 et 2

Une cartographie détaillée de la partie Sud du domaine 1, située entièrement sur la feuille Tin Begane au 1/200.000, a permis de généraliser les observations de Bertrand *et al.* (1986), et de montrer que la structure globale de cette région correspondait à une série de nappes panafricaines reprenant un matériel éburnéen.

Rappelons que les travaux de Bertrand *et al.* (1986) au Sud de Tamanrasset, entre l'affleurement du granite d'Amsel et le début de l'Oued Tin Amzi, ont permis de dater les méta-sédiments granulitiques de l'oued Iherane, envahis

par des migmatites à grenat -cordiérite à 2075 ± 30 Ma (Ouzegane, 1981). Ces granulites éburnéennes ont été reprises par une foliation ductile dans le faciès amphibolite à grenat, considérée comme la foliation panafricaine la plus ancienne. Les granites syntectoniques d'Anfeg et de Tin Amzi, mis en place parallèlement à ces surfaces foliées, ont été datés, en U-Pb sur zircons, entre $612 + 50/-20$ et 615 ± 5 Ma. Dans les granulites, un intercept inférieur à 530 ± 70 Ma avait confirmé l'empreinte de l'événement panafricain.

Dans la région de Tin Begane, deux générations de contacts anormaux ont été reconnues. La plus ancienne correspond à des charriages ductiles, amorcés dans les conditions du faciès éclogite. C'est le long de ces surfaces que se localisent les lentilles d'éclogites étudiées par Boughrara (1999) et datées à 685 ± 60 Ma (âge grenat sur RT par la méthode Sm-Nd). Les amphibolites à grenat, associées à ces éclogites, ont également été datées à 686 ± 6 Ma par la même méthode.

Une seconde génération de cisaillements plats mylonitiques, liés au rejeu tardif des surfaces de foliation ductile, complique la structure primaire et a produit un mélange tectonique d'écaillés entre le matériel éburnéen qui constitue l'essentiel des nappes et un groupe de schistes et d'amphibolites juvéniles panafricain (âges modèles postérieurs à 1500 Ma pour certaines amphibolites et paragneiss).

La déformation d'ensemble du terrane de Laouni a produit une structure en dômes et bassins qui a permis d'avoir des coupes montrant l'empilement des nappes. En allant vers le Sud, on peut suivre la mise en place des batholites qui ont envahi tardivement tout le domaine Laouni-Tin Begane (Fig. 2.17). Les amphibolites à grenat qui soulignent les structures (pt. 675-TB) sont tout à fait remarquables par l'allongement des grenats en ellipsoïdes centimétriques très aplatis dans la foliation. Ce sont ces amphibolites qui ont été datées à 686 ± 6 Ma.

Domaine 3 : les bassins panafricains juvéniles de Laouni

Presque entièrement situés sur la feuille Laouni au 1/200.000, existe une série de petits «bassins», formés par un matériel très différent de celui des domaines voisins. Ce sont les unités des Mts Tessalit, d'Ouan Rechla et des Mts Izegane (Fig.

2.16). La première caractéristique de ces trois unités est l'association constante de schistes noirs graphiteux, d'anciens tufs basiques ou andésitiques et de niveaux lenticulaires de dunites plus ou moins serpentinisées, de trémolites et de chloritites. En deux points, les lentilles ultramafiques serpentinisées sont associées à une croûte à manganèse (Mts Tessalit et Mts Izegane). Le second point remarquable est la présence fréquente de contacts anormaux entre ces groupes et les gneiss et migmatites sous-jacents.

Dans le «bassin» des Mts Tessalit, les quartzites sont associées à des arkoses et des conglomérats à galets de granite, de quartz et d'amphibolite. Mais c'est surtout dans l'unité des Mts Izegane que le contact anormal, toujours souligné par des alignements de dunite et de serpentine, est particulièrement net. Ce contact est marqué par le repos des schistes noirs graphiteux sur des migmatites, les foliations des deux ensembles faisant un angle de 15° entre elles (Arène *et al.*, 1959, 1960).

Nous avons donc, avec ces trois unités charriées sur les nappes de matériel éburnéen du terrane de Laouni, les restes d'un domaine caractérisé par des fragments de plancher océanique associés à un groupe volcano-sédimentaire. Au Sud du terrane de Laouni, l'alignement Nord-Ouest - Sud-Est de ces synformes de Panafricain juvénile ne représente plus que la trace, à un niveau structural plus profond, d'une ancienne suture le long de laquelle des lambeaux de matériel océanique ont été charriés sur une marge constituée en grande partie de matériel éburnéen.

Cottin et Lorand (1990) ont montré par ailleurs que les complexes stratifiés mafiques à ultramafiques de Laouni avaient une origine purement mantellique et que l'absence de contamination crustale ne pouvait provenir que d'une ascension du magma, dans une phase d'extension crustale, le long d'une surface pré-existante. Le fait que ces lopolithes de gabbro soient précisément alignés le long des contacts anormaux qui limitent ces trois synformes de Panafricain juvénile, indique que la suture repérée est un élément structural majeur du terrane de Laouni.

3.3.2. Azrou-n-Fad

Les mêmes subdivisions peuvent être établies, comme l'a montré Briedj (1993), dans le terrane

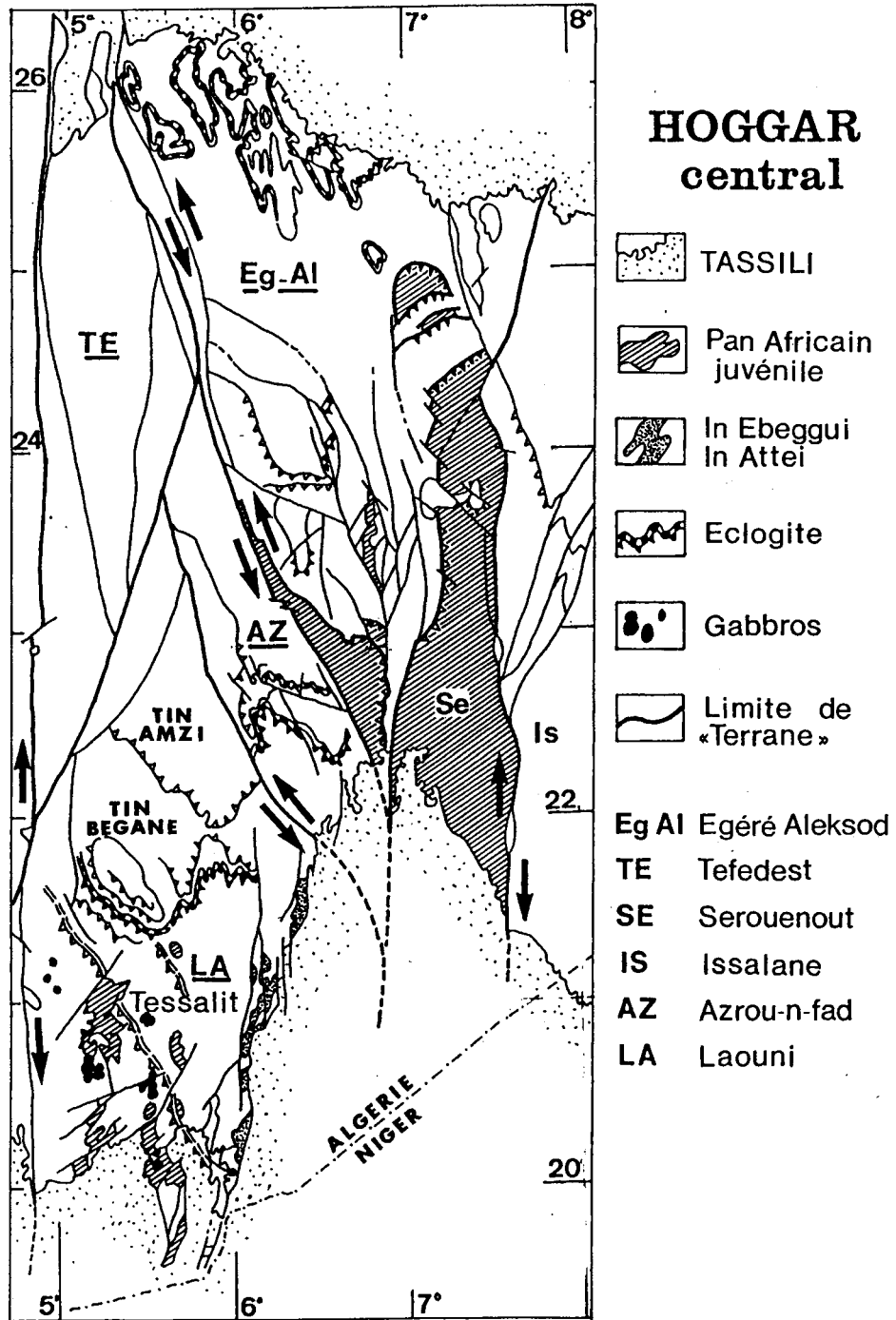


Fig. 2.16. - Carte schématique des terranes du Hoggar central. L'accent a été porté sur les niveaux, cartographiés, d'éclogites panafricaines et les cisaillements majeurs. La suture majeure des Monts Tessalit est marquée d'un double tiret.

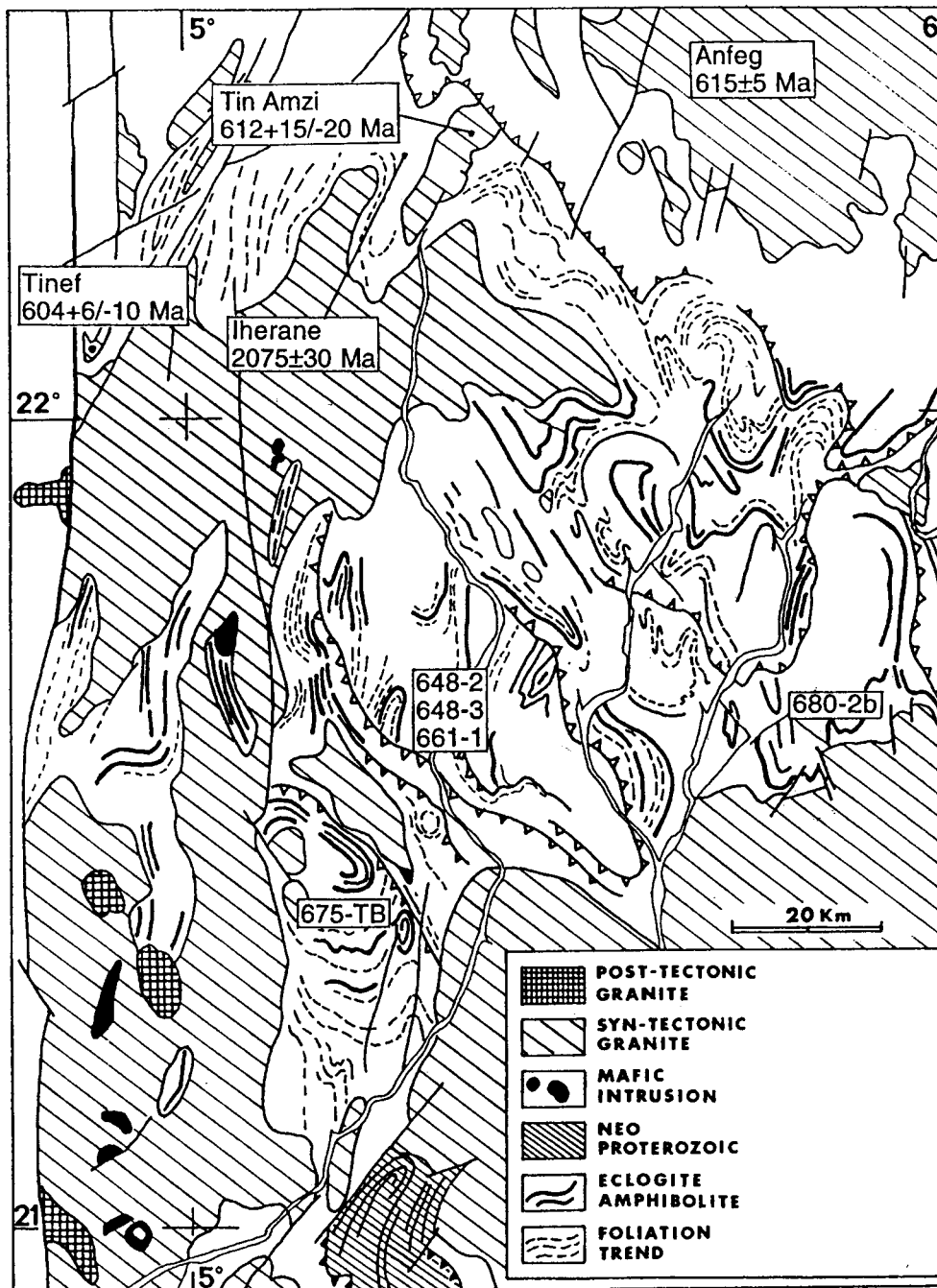


Fig. 2.17. - Carte schématique du domaine Nord du terrane de Laouni d'après les cartes BRMA au 1/200.000 Tamanrasset et Tin Begane, modifiées par Bertrand (1986); Latouche (1983) et Latouche *et al.* (2000). Les cisaillements majeurs ont seuls été représentés. Les nombres inscrits correspondent aux échantillons utilisés pour dater les amphibolites à grenat, à reliques d'éclogites par la méthode Sm-Nd.

d'Azrou-n-Fad qui correspond très exactement au domaine que Lelubre (1952) a nommé Arefsa. Bien que Briedj ait jugé bon de rebaptiser l'Arefsa du nom de région de l'Oua Helledjène, et qu'il ait donné à l'unité volcano-sédimentaire de l'oued Sersouf, lieu de définition du Pharusien par Kilian (1932) et Lelubre (1952), le nom d'Arefsa, nous conserverons les anciens noms, par souci d'exactitude géographique et pour éviter les confusions. Les datations faites par Bertrand *et al.* (1986) sur les granulites d'Ihérane (oued Tin Amzi Nord) confirment d'ailleurs l'âge éburnéen (2075 ± 30 Ma) et l'unité remarquable de structure et de composition des formations gneissiques et paradérivées à reliques ganulitiques de l'Egéré, de l'Aleksod, des Gour Oumelalen, de l'Arefsa et du Nord de Laouni.

En ce qui concerne le terrane d'Azrou-n-Fad, il faut remarquer une différence importante avec le terrane de Laouni : les terrains volcano-détritiques de l'oued Sersouf, correspondant au Pharusien-type de Kilian (1932), sont limités à l'Ouest par une faille transcurrente, et à l'Est et au Nord par une série de chevauchements plats à vergence Est. Dans ce matériel paradérivé de l'oued Sersouf, les linéations d'étirement minéral et les axes de plis de la foliation ductile primaire sont, comme dans la région de Tin Begane, orientés vers le Nord. Le Panafricain juvénile de l'oued Sersouf est charrié sur l'extrémité Sud du domaine Egéré - Aleksod, un peu de la même façon que le terrane d'Aouzegueur, dans l'Air, repose sur un ancien craton est-saharien. Dans les deux cas, il s'agit de nappes de transpression se traduisant par un déversement vers l'Est. Dans la partie éburnéenne du terrane, Briedj a montré la présence d'éclogites tout le long d'un grand cisaillement ductile.

3.4. Le concept de LATEA

En regroupant les quelques données qui ont été présentées ici, nous pouvons faire une synthèse de l'évolution du Hoggar central qui, du Sud au Nord, peut être considéré comme une pile de nappes panafricaines, formée par l'empilement d'unités éburnéennes et panafricaines, où des cisaillements ductiles, associés à des éclogites, sont bien préservés. Depuis le travail de Lelubre (1952), de larges mouvements horizontaux, le long de méga-shearzones subméridiennes, avaient été proposés pour expliquer les ressemblances remarquables entre l'Egéré et l'Arefsa (terrane d'Azrou-n-Fad

et de Laouni). L'ensemble des travaux poursuivis depuis a confirmé que les quatre terranes (Egéré-Aleksod, Tefedest, Azrou-n-Fad, Laouni) avaient aussi en commun des reliques de métamorphisme panafricain de type HP-HT, la paragenèse primaire étant à disthène. La foliation associée est marquée par une linéation d'étirement et des critères de sens de cisaillement qui indiquent un sens de mouvement général vers le Nord-Nord-Est. Il faut rappeler enfin qu'à l'Ouest des Mts Tessalit (terrane de Laouni), des reliques de gneiss paradérivés granulitiques, comprenant des quartzites à fuchsite, permettent de faire le lien avec le terrane Egéré-Aleksod.

Le cisaillement majeur situé au Sud de Laouni (Fig. 2.16), long de 100 km et orienté Nord-Ouest-Sud-Est, est souligné par des serpentines, des péridotites, des roches mafiques et ultra-mafiques, des schistes noirs graphiteux, des micaschistes à grenat et des dépôts à manganèse, pouvant être interprétés comme des reliques d'ophiolites. Tout le long de cette suture, des intrusions stratifiées mafiques-ultramafiques issues du manteau lithosphérique sans contamination, se sont mises en place après la période de collision (Cottin *et al.*, 1998). Ceci démontre que cette suture est non seulement enracinée profondément dans la lithosphère, mais qu'il s'agit sans doute d'une suture précoce.

Au Nord de cette «ligne ophiolitique», le terrane de Laouni (Fig. 2.17) est caractérisé par de larges structures en dômes et bassins comprenant orthogneiss, amphibolites, paragneiss et éclogites. Le domaine de Tin Begane, au Nord du terrane de Laouni, est une structure clef dans la compréhension de l'ensemble. Le principal niveau éclogitique observé peut être suivi du Sud au Nord du Hoggar Central et constitue un marqueur géologique de premier ordre pour définir les conditions avant et pendant la première collision panafricaine, et aussi pour définir les mouvements post-collision le long des méga-zones de coulissement. Pour ces derniers mouvements, ces niveaux éclogitiques indiquent des mouvements relatifs vers le Nord d'environ 500 km. Les terranes de Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest, et Egéré-Aleksod constituent probablement une ancienne marge passive sur laquelle ont été charriées les éclogites et les roches associées, et elle a été séparée en quatre éléments après ce charriage majeur. Pour désigner cette marge avant son démembrement, le terme de LATEA a été

choisi, à partir des initiales des terranes qui la composent.

A travers ce micro-continent nommé LATEA, les études pétrologiques ont permis de reconstruire les mêmes trajets P-T-t, depuis les éclogites (17-18 kbar - 760°C) jusqu'au faciès schiste vert (4 kbar - 500°C) en passant par le faciès amphibolite à grenats (12 kbar - 830°C) et les gneiss à grenat-disthène (8 kbar - 700°C). Le point important est que les processus d'exhumation et les trajectoires de retrogression sont exactement les mêmes dans les quatre terranes, et se situent toujours dans le domaine du disthène. La boucle d'évolution globale correspond à un gradient typique de type franciscain. Enfin, quel que soit le modèle choisi, ϵ_{Nd} indique une composante juvénile majeure pour toutes les amphibolites panafricaines étudiées. Si l'on joint ce résultat avec les données de la géochimie, on montre que ce matériel juvénile est à rechercher dans un arc insulaire, dans un environnement océanique ou sur une croûte continentale mince. Cet ensemble peut être regroupé dans le même contexte que les ophiolites de Tessalit.

3.5. La géologie du Hoggar central (Fig. 2.18)

Les deux âges obtenus sur le faciès amphibolite, contemporain du premier charriage majeur, et sur la fin du faciès schiste vert, dans le terrane de Laouni, peuvent être intégrés dans le schéma d'évolution du bouclier Touareg. L'orogénèse panafricaine au Hoggar central est conforme au modèle collision/post-collision décrit par Liégeois *et al.* (1998). La collision correspond au premier impact majeur, marqué par de grands chevauchements et la remontée de roches métamorphiques de haute pression, alors que la période de post-collision correspond à de vastes mouvements horizontaux des terranes le long de méga-shear-zones et s'accompagne de la mise en place de nombreux granitoïdes, essentiellement calco-alcalins riches en K.

A 685 ± 19 Ma, un arc insulaire et des roches associées incluant des ophiolites ont été charriés sur la marge passive LATEA (Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest, Egéré-Aleksod). L'ensemble a été modérément affecté par cette collision et sur l'ancienne marge, au Sud de Laouni, des granulites éburnéennes et des migmatites sont préservées à

toutes les échelles au sein des structures panafricaines (Bertrand *et al.*, 1986). Plus au Nord de LATEA, dans l'Egéré et les Gour Oumelalen, des roches archéennes et éburnéennes sont préservées à une grande échelle (Latouche et Vidal, 1974, Drareni *et al.*, 1993) et sont très peu remobilisées (Fig. 2.10). Seul le terrane de la Tefedest a été beaucoup plus migmatisé et granitisé, mais on peut y reconnaître encore les restes de granulites carbonatées, métapélitiques et mafiques dans les régions de l'Amsinassène et d'In Eker-Ihéri (Vitel, 1979).

Le cisaillement de l'arc insulaire au Sud de Laouni a eu lieu (685 Ma) pendant que la mise en place des nappes des terranes de Barghot-Aouzegueur était presque finie et que le terrane d'Assodé-Issalane était soumis à une délamination post-collisionnelle, les deux s'achevant vers 670 Ma (Liégeois *et al.*, 1994). L'ancienne marge passive de LATEA est, à ce stade, séparée du terrane d'Assodé-Issalane par le terrane juvénile riche en ophiolites de Sérouenout. Le micro-continent LATEA est venu au contact du domaine Craton est-saharien-Assodé-Issalane déjà amalgamé au cours du mouvement vers le Nord qui a suivi la collision, le long de shear zones et après la fermeture du domaine océanique de Sérouenout. Ce mouvement a séparé LATEA en quatre terranes actuels. La concentration de la déformation post-collisionnelle le long de méga-shear-zones a préservé les lithologies archéennes et éburnéennes de LATEA, en plus du fait que leur manteau lithosphérique avait été relativement épais et rigide. Les effets internes des mouvements post-collision ont été la réactivation mylonitique des principales surfaces de chevauchement où se sont mises en place des granodiorites, des intrusions de batholites granitiques, et de vastes structures en dômes et bassins sous les nappes principales.

Ces événements se sont poursuivis pendant toute la période post-collision par des mouvements relatifs de plusieurs centaines de kilomètres. Dans le terrane de Laouni, la fin du métamorphisme dans le faciès amphibolite, c'est à dire la transition amphibolite - faciès schiste vert, est sans doute proche de 580 Ma (titanite et quelques zircons sur la courbe Concordia; Bertrand *et al.*, 1986). Le mouvement vers le Nord fut sans doute accompagné par une remontée progressive des terranes, sans doute liée à un régime de transpression. Les mouvements ont continué d'une manière cassante dans le terrane de Laouni, le long

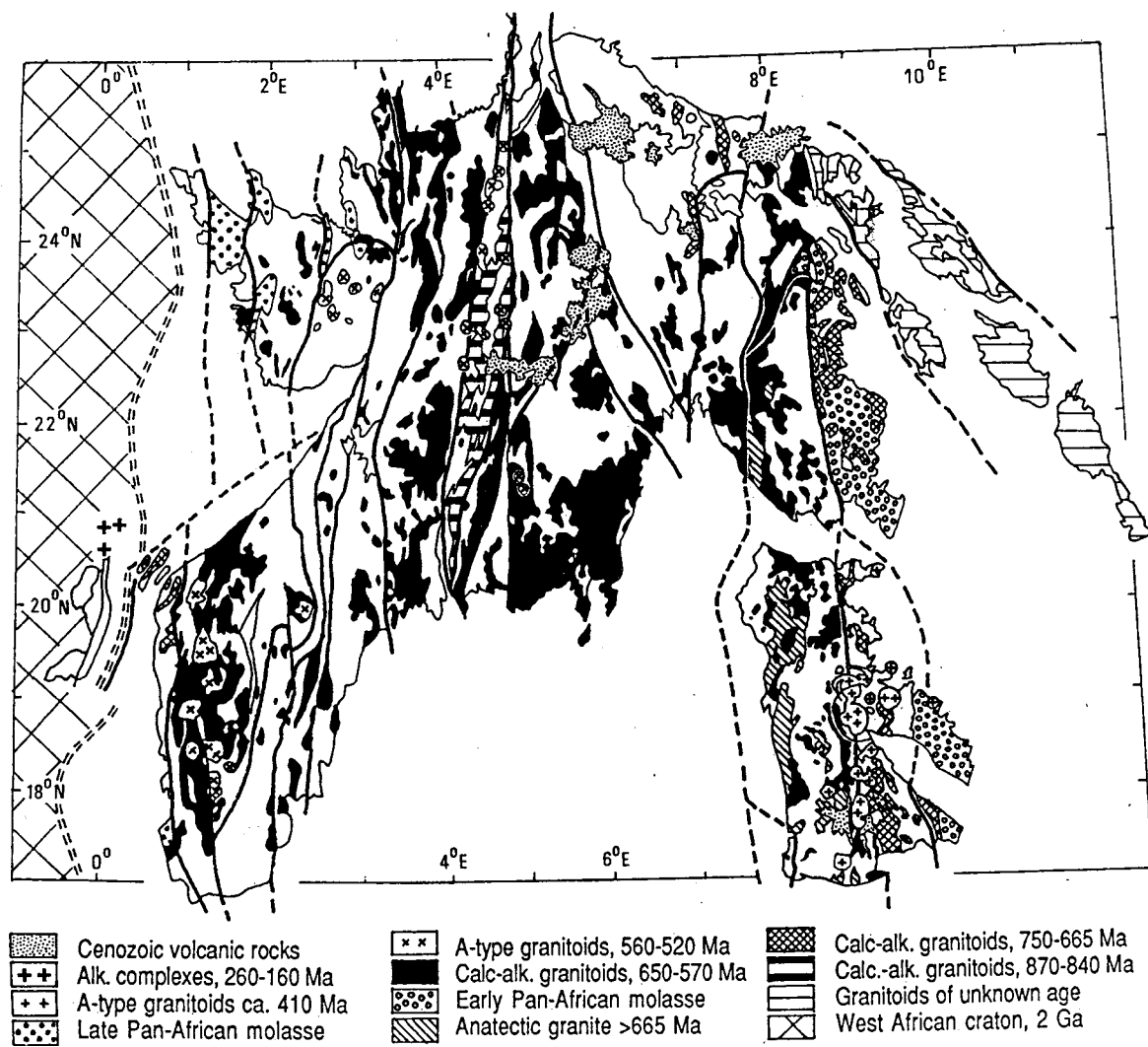


Fig. 2.18. - Carte schématique des granitoïdes du bouclier Touareg, à comparer avec la carte des terranes (Fig. 2.10). Cette carte met particulièrement en évidence le terrane d'Iskel, achevé à 840 Ma et les deux groupes de molasses, anciennes à l'Est, terminales à l'Ouest (Black *et al.*, 1994).

de l'accident du $4^{\circ}50'$, ce qui explique sa troncature en deux parties. Les derniers mouvements ont cessé à 523 ± 1 Ma (pluton superficiel de Tioueine; Paquette *et al.*, 1998), ce qui marque la fin de l'orogénèse panafricaine dans le bouclier Touareg.

3.6. Iskel

Entre le Hoggar central et le craton ouest-africain, on retrouve l'alternance entre des domaines juvéniles du Protérozoïque supérieur et des terranes formés d'Archéen et d'Eburnéen. Nous avons parlé au début de la signification du Tilemsi, matériel d'arc délimité à l'Ouest par un Groupe formé de matériel océanique plongeant vers l'Est et chevauchant les métasédiments de la marge passive du Craton ouest-africain. Plus à l'Est, au-delà du terrane d'In Ouzzal, s'étend ce qui a été longtemps considéré comme le rameau oriental de la chaîne panafricaine, nommé Fossé Central par Lelubre (1952). Les trois terranes qui composent ce domaine (Tin Zaouatène, In Tedeini, Iskel) sont formés essentiellement de complexes volcano-sédimentaires à faciès schiste vert de bas degré, ce qui a permis de distinguer d'abord deux ensembles, le Supergroupe I à la base, surmonté en discordance (Bertrand *et al.*, 1966; Gravelle, 1969) par le Supergroupe II.

Le Supergroupe I, qui seul nous intéresse ici (Pharusien inférieur de Gravelle, 1969), comporte une formation de plate-forme à marbres, jaspes, quartzites, schistes chloriteux, mais aussi des méta-andésites, et des méta-basaltes en pillows. Plus au Sud, les marbres à stromatolites de Timgaouine (Gravelle et Lelubre, 1957) se rattachent à ce Supergroupe. De nombreuses intrusions de roches mafiques et ultramafiques recourent cette formation de plate-forme, mais sont antérieures à tout plissement. Elles pré-datent des diorites quartziques et certains batholites calco-alcalins.

Une datation U-Pb sur zircons (Caby *et al.*, 1982) a permis de montrer que la diorite quartzique de Tin-Tekadiouit avait un âge de 868 ± 8 Ma et que le granite de Taklet avait un âge de 839 ± 4 Ma. Il existe donc, entre les terranes du Hoggar central et ceux qui constituent le Supergroupe II un terrane précoce, marqué par une évolution de type «cordillère andine» qui a été nommé Iskel. Les roches volcaniques de ce

terrane, achevé avant 839 ± 4 Ma, possèdent des caractéristiques géochimiques analogues à celles des marges actives (Chikhaoui, 1981) et indiquent des contextes d'arcs établis sur une croûte continentale amincie.

Mais il ne faut pas oublier que le Supergroupe II, correspondant aux terranes de Tin Zaouatene (ZA) et de In Tedeini (It), représente l'essentiel de ce que l'on a appelé le Fossé Central Pharusien. Il repose, souvent en discordance, sur les formations antérieures du terrane d'Iskel (Supergroupe I). Les sédiments sont, en majorité, des grauwackes volcaniques de plus de 6000 m d'épaisseur («Série Verte») contemporaines d'un volcanisme orogénique andésitique. Ce magmatisme «andin» s'est développé entre 700 et 620 Ma, dans le domaine océanique néoprotérozoïque qui séparait le craton ouest-africain du Hoggar central. Les groupes volcanoclastiques très épais qui séparent le môle In Ouzzal des éléments du Hoggar central représentent des dépôts de fosses établis sur des zones déjà affectées par une très forte subsidence antérieure, sur une croûte continentale amincie. Il faut noter que cet ensemble va continuer à se comporter au Paléozoïque comme une structure négative du socle.

Ce «Fossé Central» a été séparé en deux terranes, en reprenant les observations de terrain de Arène *et al.* (1959-1960) et de Walter (1959-1960). Le terrane d'In Tedeini est formé de grauwackes et de roches volcaniques et clastiques métamorphisées dans le faciès schiste vert. Il comprend des plutons calco-alcalins datés entre 650 et 550 Ma. Le terrane de Tin Zaouaten se distingue d'abord par un métamorphisme, dans le faciès amphibolite HT-BP, de gneiss, de micaschistes graphitiques, de migmatites, de granites anatectiques et de granites calco-alcalins riches en K. Sur sa marge ouest, le terrane de Tin Zaouaten est souligné par une longue suite de lentilles de molasses métamorphisées dans le faciès schiste vert. Enfin les deux terranes sont marqués par des alignements de roches mafiques-ultramafiques qui soulignent souvent des contacts anormaux très bien cartographiés par la mission «Roches Vertes» (Walter *et al.*, 1959-60) et qui indiquent des chevauchements vers l'Est. Finalement, à partir du Fossé Central néoprotérozoïque, tous les terranes semblent marqués par des chevauchements de transpression ayant la même vergence jusque dans l'Aïr. Comme

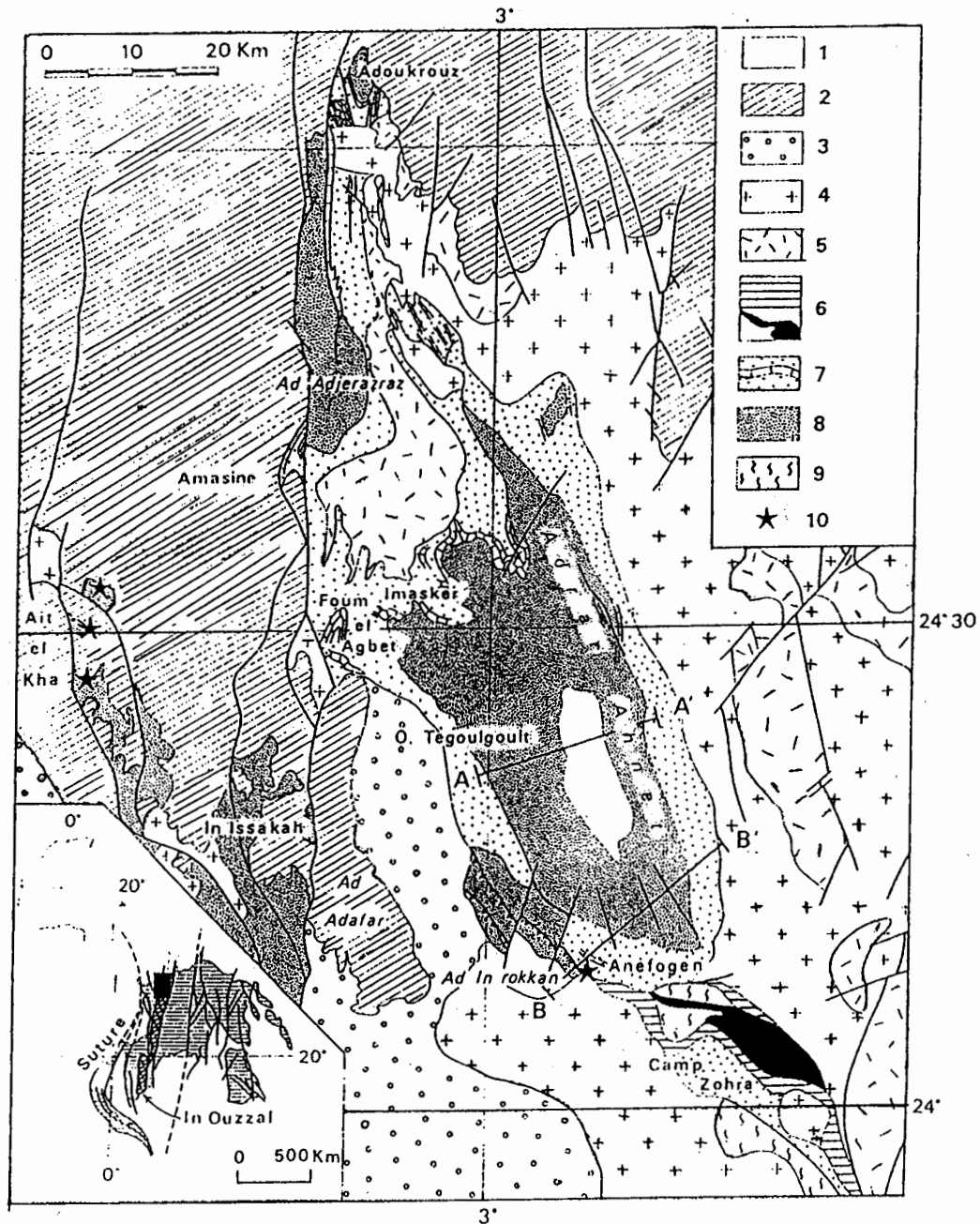


Fig. 2.19. - Carte géologique schématique de la région de l'Adrar Ahnet. (1): Quaternaire. (2): Paléozoïque. (3): Série Pourprée de l'Ahnet. (4): Granite post-Eburnéen. (5): Rhyolites. (6): Magmatisme mafique-ultramafique du Camp Zohra. (7): Groupe d'Amassine et calcaires à stromatolites de la Formation du Foug el Agbet. (8): Groupe des quartzites de l'Ahnet. (9): Granulites du terrane d'In Ouzal. (10): Volcanisme syn-sédimentaire d'Ait el Kha et de l'Adrar In Rokkan. Tirée de Moussine-Pouchkine *et al.*, 1988.

l'avaient montré certains travaux du BRMA (Arène *et al.*, 1959-60), la limite entre les terrains juvéniles des Supergroupes I et II et les éléments éburnéens, délamés et remobilisés au Pan-africain, se fait le long du terrane d'Iskel. L'accident du 4°50', souvent pris comme limite, est relativement tardif.

3.7. L'Ahnet (Figs. 2.19 et 2.20)

Les sédiments protérozoïques post-éburnéen de la région de l'Ahnet, au Nord du môle In Ouzzal, peuvent être subdivisés en deux groupes. Le Groupe des Quartzites de l'Ahnet, composé de plus de 5000 m de quartzites fluviales, est recouvert par le Groupe d'Amasine qui contient des sédiments de plate-forme carbonatée à stromatolites (Moussine-Pouchkine *et al.*, 1988). À l'Ouest de l'Ahnet (Aït el Kha), deux séries de quartzites sont superposées. La plus jeune s'est déposée en discordance de ravinement sur les quartzites inférieurs qui sont remaniés à sa base. Un important épisode volcanique (principalement rhyolitique, avec un cortège de roches hypovolcaniques variées, roches elles aussi remaniées en galets) marque une coupure importante. Un volcanisme basaltique sous-marin effusif, d'affinité tholéïitique, surmonte et s'interdigite avec des carbonates dépourvus de stromatolites : il serait lié à l'ouverture d'un domaine océanique.

Comme l'avait déjà reconnu Arène (1964, 1968), la faille d'Amasine sépare un compartiment Ouest, peu déformé, d'un compartiment Est avec métamorphisme à biotite. La principale structure du compartiment oriental est l'Adrar Ahnet lui-même, formant un grand anticlinorium. Celui-ci présente une importante dissymétrie et les épaisseurs des quartzites observées (plus de 8000m) ne semblent pas liées à des redoublements tectoniques d'après Moussine-Pouchkine *et al.* (1988).

Le Groupe des Quartzites de l'Ahnet n'a pas encore été daté. D'après Caby et Andreopoulos-Renaud (1983), des groupes équivalents seraient recoupés par des intrusions d'affinité alcalines à 1837 Ma et 1750 Ma. Mais ces quartzites ne sont pas des molasses de l'Eburnéen. La maturité du matériel et l'homogénéité des faciès correspond en fait à ce que l'on rencontre dans un grand delta situé en marge d'un continent inconnu. Si l'on

admet l'équivalence entre la «Série à Stromatolites» du Hank, reposant sur le Craton ouest-africain (entre 1000 et 800 Ma) et le Groupe d'Amasine, une lacune de sédimentation de 800 Ma sépare ce Groupe de celui des Quartzites de l'Ahnet. Enfin il ne faut jamais oublier qu'un grand delta se situe toujours sur la marge d'un grand continent dont nous sommes incapables de tracer maintenant les contours. Tous ces traits montrent bien l'originalité de ce terrane de l'Ahnet au sein de la chaîne panafricaine.

3.8. Le terrane granitique d'In Ouzzal

Le terrane granitique de l'In Ouzzal, et son prolongement au Mali, l'Unité granitique des Iforas, forment un ensemble allongé de terrains archéens et paléoprotérozoïques au sein de la chaîne néoprotérozoïque panafricaine (Fig. 2.21).

3.8.1. Lithologie et nomenclature

Denayer (1934) et Lelubre (1952) furent les premiers à décrire et à montrer l'originalité des roches de l'In Ouzzal par rapport aux groupes avoisinants. Leurs descriptions des roches à hypersthène comparables aux charnockites des Indes, dont les conditions de formation étaient à l'époque très peu connues, sont restées classiques. On doit ensuite à Karpoff (1960) la meilleure cartographie et une description remarquable des granulites formant, au Mali, le prolongement du domaine In Ouzzal.

Ouzegane (1987) fut la première à décrire en détail les textures, la minéralogie et les réactions métamorphiques observées dans les principaux types de roches. Elle a distingué, dans le Nord du terrane d'In Ouzzal, des charnockites felsiques et intermédiaires, des leptynites, des granulites mafiques, des pyrigarnites, des péridotites, des carbonatites, des gneiss syénitiques et des métasédiments. Ces derniers sont caractérisés par des quartzites à sillimanite et à magnétite, associés à des lentilles de magnétite massive (BIF). Des marbres, des gneiss calciques et à calcsilicates, des niveaux dolomitiques renfermant des zones à forstérite-spinelle peuvent être cartographiés comme des horizons continus. Des granulites à grenat-sillimanite et des grenatites sont souvent associées aux quartzites, mais forment des

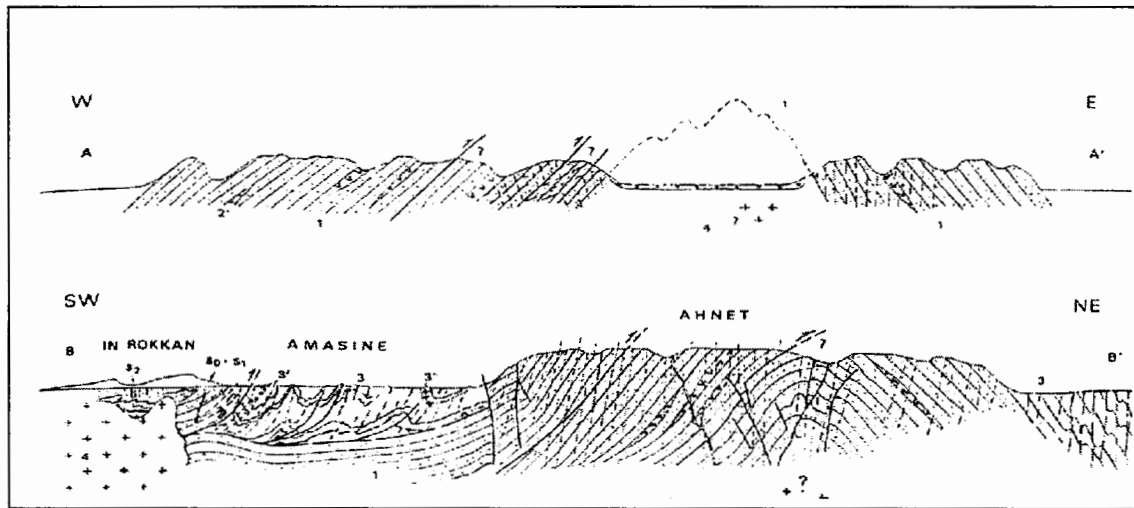


Fig. 2.20. - Coupes structurales de l'Adrar Ahnet (coupes indiquées sur la Fig. 2.19). (1): Quartzites de l'Ahnet. (2): Volcanisme anté-tectonique dans les quartzites. (3): Groupe d'Amassine : 3': basaltes en pillows du sommet de la Formation d'Anefogen; 3'': sills rhyolitiques anté-tectoniques. (4): Granites.

horizons et des lentilles moins continus et fortement affectés par la différenciation métamorphique et l'anatexie. Ouzegane (1987) et Kienast et Ouzegane (1987) ont particulièrement étudié les métasédiments riches en Al-Mg qui ont permis de reconstituer toute la complexité de l'évolution métamorphique. Certaines norites sans grenat, souvent sécantes sur le rubanement des granulites, représentent des injections tardimétamorphiques, ainsi que de nombreux mobilisats, souvent pegmatitiques, à mésoperthite - quartz.

Les roches les plus courantes sont les leptynites à mésoperthite, des gneiss à orthopyroxène et des charnockites. Les gneiss syénitiques sont associés sur le terrain aux carbonatites reconnues dans la région d'In Ihouahène, d'un âge proche de 2000 Ma (Ouzegane *et al.*, 1988, Bernard-Griffiths *et al.*, 1988).

3.8.2. Les structures pré-panafricaines

Le trait dominant du Nord du terrane d'In Ouzzal est un rubanement orienté vers l'Est-Nord-Est, alors que vers le Sud et au Mali la foliation a été déformée par le Panafricain et mise en parallèle avec les shear-zones qui limitent le terrane. Après avoir démontré que les métasédiments étaient les

restes de ceintures vertes archéennes alors que les niveaux de carbonates s'étaient déposés sur un socle gneissique plus ancien, de type TTG, Haddoum (1992) et Haddoum *et al.* (1994) ont analysé les structures du Nord de l'In Ouzzal. Dans la zone orientée à l'Est-Nord-Est, les plis sont généralement à fort plongement axial et replissent une ancienne foliation et la linéation minérale associée. La foliation est recoupée par des carbonatites datées à 2000 Ma (Bernard-Griffiths *et al.*, 1988).

3.8.3. Les conditions du métamorphisme granulitique

Les recherches pétrologiques détaillées faites par Ouzegane (1987), Kienast et Ouzegane (1987) et Bertrand *et al.* (1992), ont permis de reconstituer l'histoire métamorphique des granulites de l'In Ouzzal. Ces auteurs décrivent une évolution continue avec trois étapes enregistrées par les métapélites à Al-Mg. Une étape prograde est marquée par la disparition de l'assemblage à corindon-orthopyroxène ou grenat-spinelle ($P = 10$ kbar et $T = 800^\circ\text{C}$). Le pic du métamorphisme est caractérisé par la coexistence de quartz-saphirine et quartz-spinelle ($T = 1000^\circ\text{C}$) et le stade rétrograde est marqué par des symplectites à

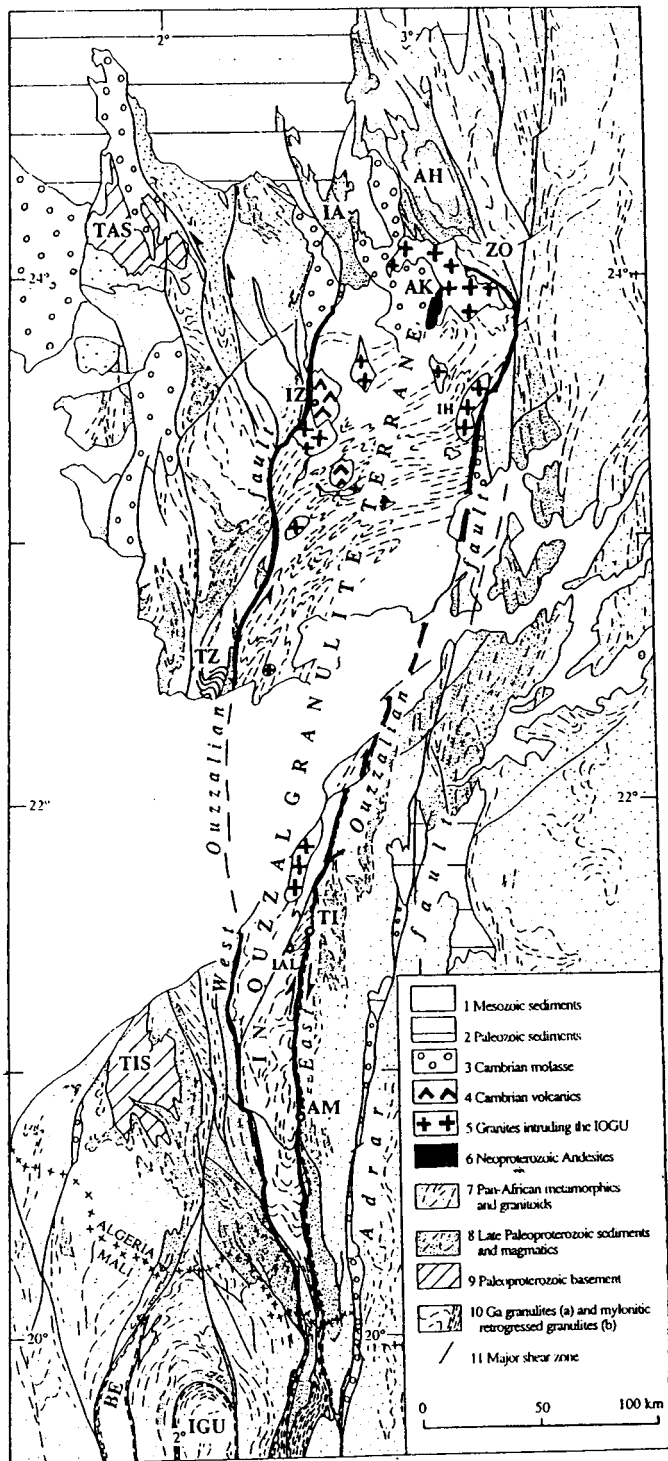


Fig. 2.21. - Carte schématique de l'Unité granulitique de l'In Ouzzal et des régions avoisinantes.

AH : quartzites paléoprotérozoïques de l'Ahnet.

IA : quartzites paléoprotérozoïques non métamorphiques d'In Assaka.

ZO : complexe métagabbroïque de Zohra.

AK : andésites d'Akofou.

TAS : terrane du Tassendjanet.

IZ : complexe volcanique d'In Zize.

IH : Ihouhaouène (granites alcalins).

TZ : complexe de dykes de Tin Zebbane.

TI : gisement d'or de Tirek.

IAL : complexe stratifié d'In Alarène.

AM : gisement d'or d'Amesmesa.

IGU : Unité granulitique des Iforas.

BE : Unité granulitique d'In Bezeg.

D'après Caby (1996).

saphirine - cordiérite - orthopyroxène (décroissance de la pression vers 6-7 kbar et de la température vers 700°-800°C). Ces conditions suggèrent que les granulites se sont formées avec un gradient paléo-géothermique d'environ 35°C /km, à une profondeur proche de 35 km. Les granulites ont été ensuite décomprimées, peut-être par un amincissement lithosphérique, au moment où les syénites et les carbonatites se sont mises en place.

3.8.4. Géochronologie

Le premier âge obtenu par isochrone sur roche totale de granulites et de charnockites fut de 2932 Ma (Ferrara et Gravelle, 1966; recalculé pour $^{87}\text{Rb} = 1.42$). Par la même méthode, un âge de 3180 Ma fut obtenu par Allègre et Caby (1972) mais ne fut pas publié. Le premier âge U-Pb sur zircon fut obtenu par Lancelot *et al.* (1976) sur un échantillon de paragneiss anatectique granulitique contenant nettement deux populations de zircons. Les zircons clairs et bien cristallisés ont donné un âge de 2170 Ma, alors que les zircons bruns et corrodés donnaient un intercept haut entre 2900 et 3300 Ma et un intercept bas de 2170 Ma. C'est la première démonstration de l'âge paléo-protérozoïque du métamorphisme granulitique. Des âges de 3200 et 2500 Ma ont ensuite été obtenus par la méthode Pb-Pb sur zircons d'une leptynite et d'un gneiss granitique, alors que les charnockites sécantes, considérées comme des intrusions syn- à tardi-cinématiques, ont été datées à 2000 Ma (Haddoum *et al.*, 1994; Peucat *et al.*, 1996). L'âge de mise en place des carbonatites à 1994 Ma a été établi par la méthode U-Pb sur zircon (Bernard-Griffiths *et al.*, 1988). Les âges Rb-Sr sur biotite (1870-1791 Ma) et K-Ar sur biotite (1769-1690) permettent de dater le refroidissement des granulites (Ferrara et Gravelle, 1966) et ont été confirmés par les âges de 1775 Ma par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur biotite (Maluski *et al.*, 1990).

3.8.5. Conclusion

Le terrane granulitique de l'In Ouzal représente un bloc lithosphérique étroit qui devait être, au départ, rattaché à l'Unité Granulitique des Iforas, au Mali. Aucune corrélation ne peut être faite entre le terrane de l'In Ouzal et le craton ouest-africain, séparé de la chaîne Trans-saharienne par la zone de suture panafricaine, qui comprend un arc insulaire, des roches océaniques

et un métamorphisme de ultra-haute pression à coésite (Caby, 1994) panafricain.

Avant de conclure sur le Panafricain du bouclier Touareg, il nous reste à esquisser les données récentes dans l'Ougarta et au Maroc (Figs. 2.22 et 2.23).

3.9. L'Ougarta en Algérie : un relai avec l'Anti-Atlas

La faille majeure de l'Anti Atlas se poursuit vers le Sud-Est en Algérie, longeant au Sud-Ouest les Monts d'Ougarta. Dans l'Ougarta comme dans l'Anti-Atlas, des sédiments néoproterozoïques, épais de 4 à 5 km, ont été déposés dans un environnement marin peu profond (Caby, 1996) et ont subi un métamorphisme du faciès schiste vert moyen. Un travail malheureusement inédit (Caby et Moussine-Pouchkine, 1992) précise dans trois domaines les caractères du Protérozoïque supérieur reconnu dans l'Ougarta.

3.9.1. Bled El Mass et Adrar (Fig. 2.24)

A l'Est de Reggan, dans le Bled El Mass et près d'Adrar, les terrains précambriens, recouverts en discordance par des grès du Paléozoïque inférieur et du Méso-cénozoïque, montrent un ensemble volcanoclastique, surmonté par une Série Pourprée et assimilé à la Série Verte de l'Ahnet (Caby, 1987). Une alternance de grauweekes à débris de roches et matrice pélitique ou silteuse et de conglomérats à galets de socle (quartzites, laves acides, gneiss, granite) est organisée en mégaséquences strato et grano-décroissantes dans lesquelles Caby et Moussine-Pouchkine (1992, *inédit*) distinguent 4 groupes de faciès :

- Des pélites rubanées à laminations planes et quelques lits à ciment calcitique;
- Alternance de pélites et de grès à laminations planes et surfaces à flute casts, tool marks et rides;
- Grès grossiers et conglomérats à galets de quartz et quartzites;
- Conglomérats à galets (plusieurs cm) de granite, pegmatite, gneiss, laves acides, quartzites, quartz, sédiments, et matrice de grauweeke, ravinants parfois les couches sous-jacentes et passant au sommet au faciès c.

Dans les deux sites, les auteurs interprètent cet ensemble comme des turbidites. La Formation du Bled El Mass où dominent les faciès a et b «*paraît*

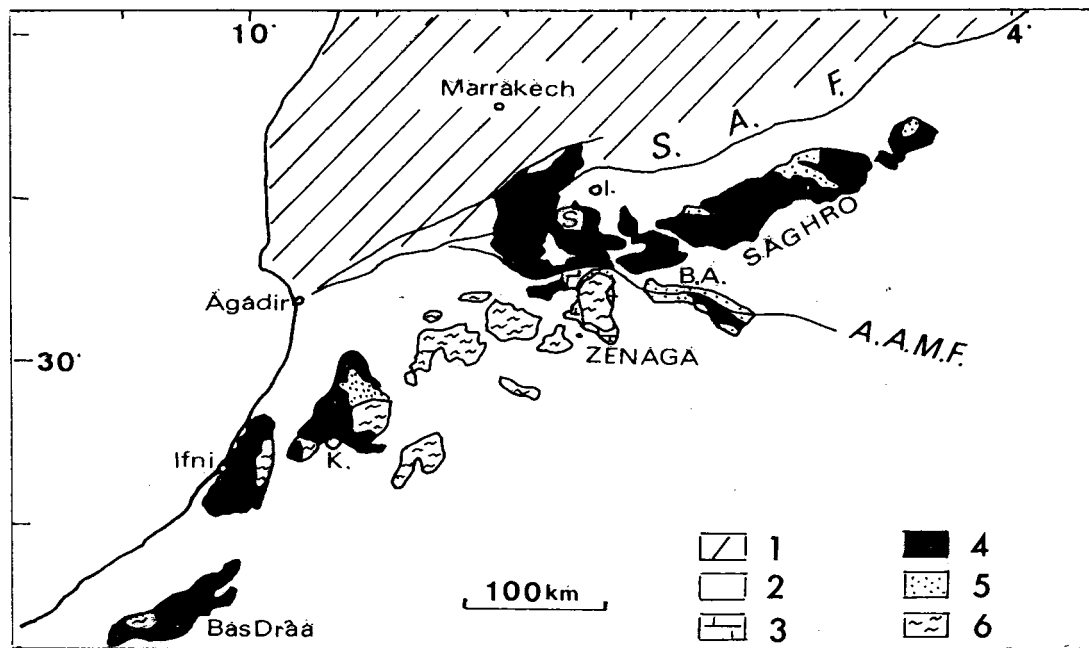


Fig. 2.22. - Carte schématique des boutonnières précambriennes de l'Anti-Atlas, ainsi que des différentes régions de l'Atlas, d'après Ennih et Liégeois, 2001.

1. Domaine de l'Atlas mesétien, affecté par les orogénèses varisques et alpines.
2. Couverture phanérozoïque indifférenciée.
3. Adoudounien.
4. Granitoïdes panafricains, ophiolites, séries volcano-sédimentaires d'arc insulaire ou de marge passive.
5. Séries de marge passive reconnues.
6. Socle Paléoprotérozoïque.

SAF. Faille Sud-Atlasique (South Atlas Fault).

AAMF. Faille majeure de l'Anti-Atlas.

S. Siroua.

BA. Bou Azzer.

K. Kerdous.

I. Imini.

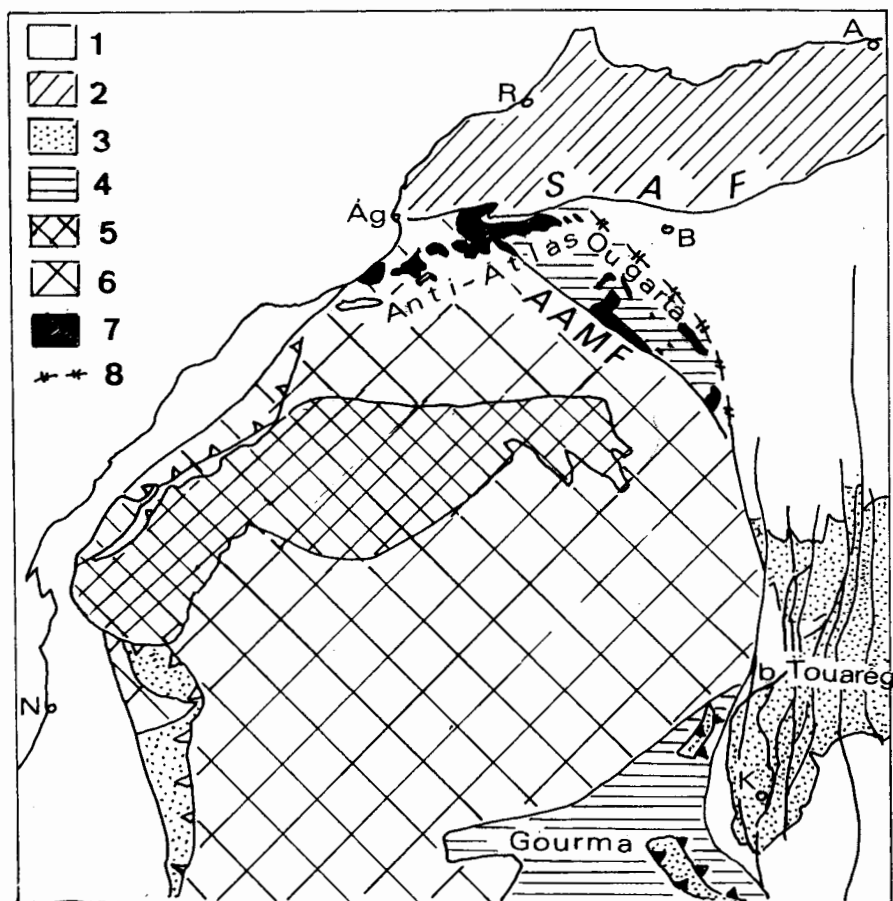


Fig. 2.23. - Carte schématique du craton Ouest africain replaçant l'Anti-Atlas dans son contexte régional et montrant les limites du craton envisagées au Nord et au Nord-Est. Elles passent à l'Est de l'anomalie gravimétrique de la Saoura, au Nord de l'Ougarta. La faille majeure de l'Anti-Atlas (AAMF) correspond seulement à une faille de bordure d'un aulacogène formé sur la marge passive du craton pendant le Néoprotérozoïque.

1. Couverture phanérozoïque non ou peu déformée.
2. Domaine alpin.
3. Domaine panafricain et nappes.
4. Aulacogène formé au Néoprotérozoïque inférieur.
5. Bouclier Regueibat.
6. Craton ouest-africain.
7. Affleurements de Précambrien dans l'Anti-Atlas et l'Ougarta.
8. Anomalies gravimétriques de la Saoura.

SAF. South Atlas Fault = Accident Sud-Atlasique. **AAMF :** Anti-Atlas major fault = Faille majeure de l'Anti-Atlas.
A. Alger. **R.** Rabat. **Ag.** Agadir. **N.** Nouakchott. **B.** Bechar. **K.** Kidal.
 (D'après Ennih et Liégeois, 2001).

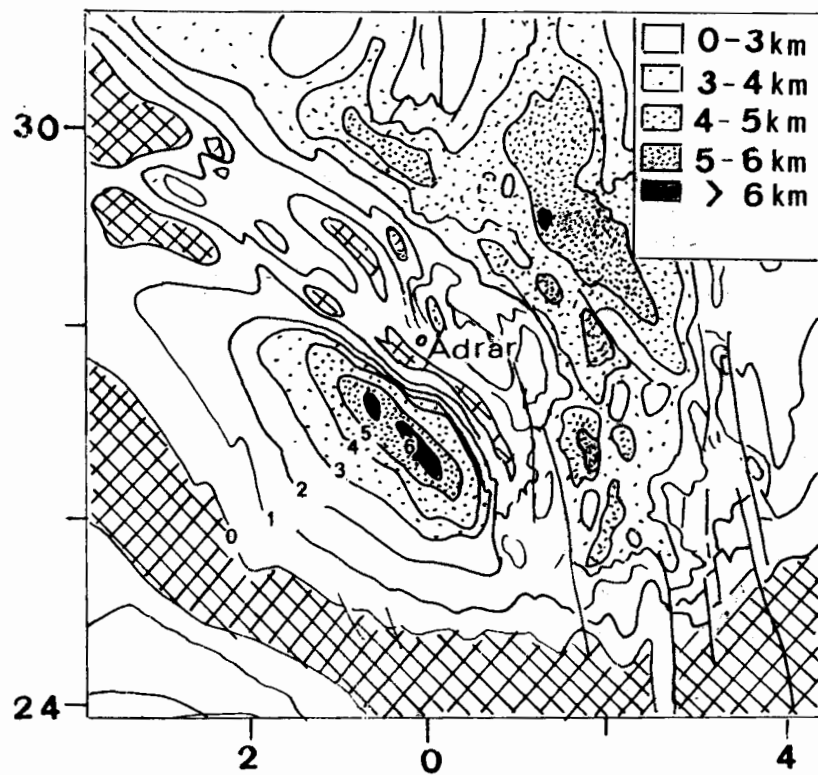
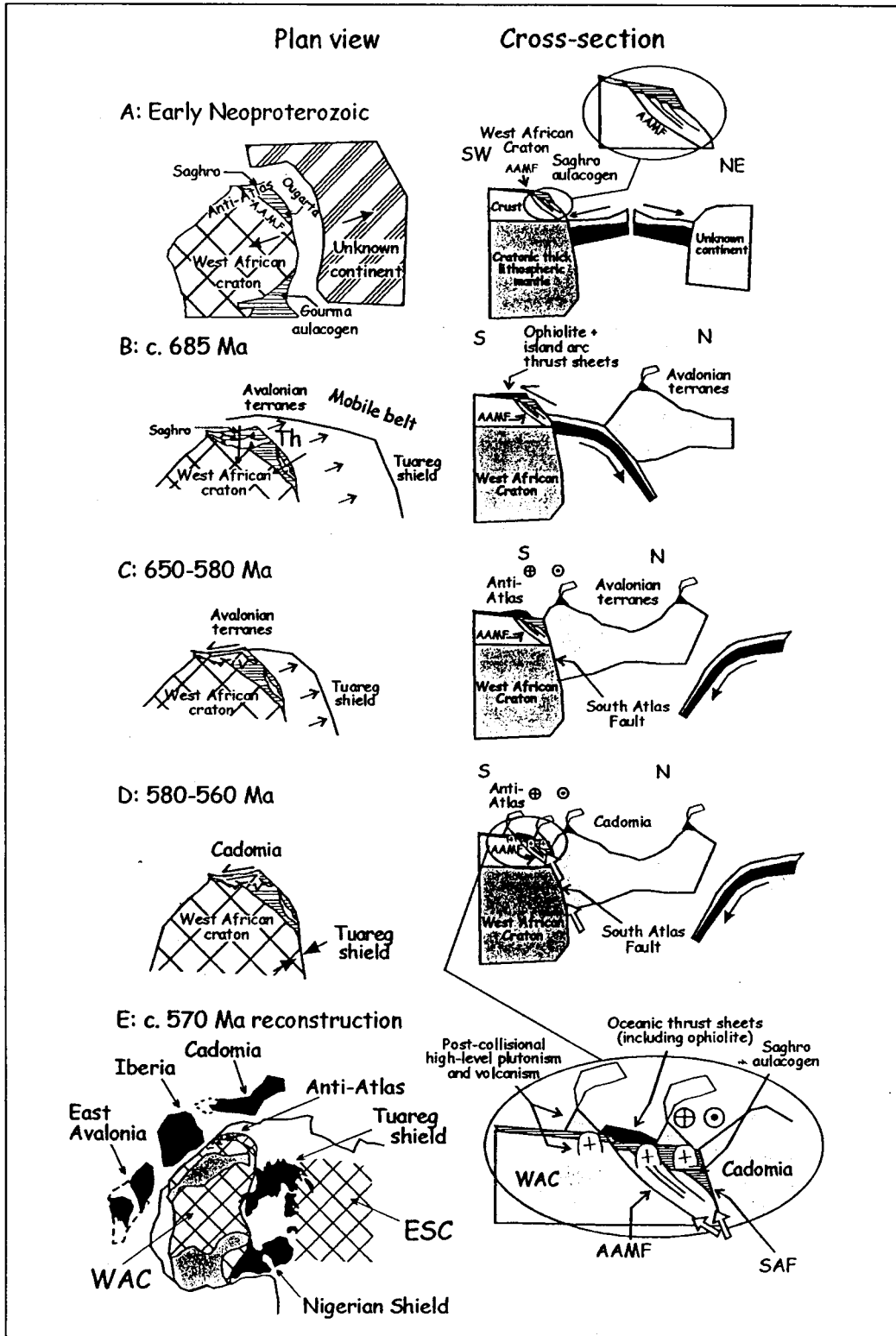


Fig. 2.24. - Carte des isobathes de la base du Paléozoïque, correspondant au socle de la région de l'Ougarta. Caissons : profondeurs en km d'après Takherist (1991). La carte montre la marge descendante du craton, et l'existence de blocs de socle remontés entre les bassins de Reggan et du Grand Erg Occidental. Les failles majeures délimitent la nouvelle limite proposée pour le craton ouest-africain. Croisillons : socle affleurant ou sub-affleurant dans l'Ougarta, les boucliers Regueibat et Touareg, ou masqué par une mince couverture méso-cénozoïque dans le Tanezrouft.



correspondre tantôt à la pente continentale, tantôt à la partie amont (chenalisée) d'un cône turbiditique sous-marin. Par contre, dans la zone d'Adrar, l'omniprésence de turbidites classiques, tronquées par le bas...fait penser à un environnement de pourtour de cône turbiditique et de plaine sous-marine, le Bled El Mass se situant plutôt dans les environnements proximaux, alors que les sédiments de la zone d'Adrar montreraient des caractères plutôt distaux (plaine sous-marine)».

A 30-40 km à l'Ouest d'Adrar, le petit pointement de gneiss de Djebel Heirane est attribué au socle Ouest-africain.

3.9.2. Sebkhet El Melah

Entre Adrar et Kerzaz, 4 à 5 km de grauwackes, arkoses, pélites et conglomérats affleurent dans la Sebkhet El Melah, redressés sous le Cambrien des Arkoses de la Sebkhet El Meklah. Caby et Moussine Pouchkine (1992, inédit) distinguent trois faciès organisés en mégaséquences grano et strato-croissantes :

- a. Pélites et grès fins, rubanés, à laminations planes, petites rides, HCS, volcanisme et failles synsédimentaires;
- b. Pélites, siltites et grès fins à stratifications ondulées, stratifications obliques opposées, surfaces à mud-cracks;
- c. Pélites, microconglomérats, grès moyens à grossiers chenalisés, à stratifications obliques, galets d'argile.

Ces trois séquences correspondent à ce qui avait été représenté en 1966 par Caby comme Flysch Pr1 et Pr2 sur la figure 3.2, du Chapitre 3.

Il s'agit, écrivent-ils, d'«un système deltaïque classique dominé par les marées» et résultant de l'«accumulation, dans un environnement sub-aquatique peu profond mais fortement subsident, de matériaux fins et peu dégradés dérivant d'un pays volcanique». Pendant la sédimentation un «volcanisme aérien proximal est représenté par des pyroclastites et des tufs peu remaniés ...en horizons interstratifiés avec les grauwackes». Au sommet : «des brèches volcaniques, des conglomérats polygéniques à galets volcaniques bien roulés (Guelb El Melah)... Les laves ...sont principalement des andésites porphyriques à phénocristaux conservés d'amphibole et pyroxène, de biotite occasionnelle. Les faciès les plus sombres sont des andésites basaltiques à olivine rarement conservée mais aussi ...des basaltes à olivine. Leurs caractères géochimiques (majeurs et éléments-trace) et isotopiques permettent de les placer dans le champ des shoshonites, laves de souche lithosphérique océanique, le plus souvent associées aux zones de subduction fossiles». On connaît aussi des dykes qui indiquent «une évolution ...vers des termes subalcalins à feldspath potassique» et deux sills de syéno-gabbro et syénite. «Le métamorphisme régional de l'ensemble est synorogénique et correspond à la transition anchizone-épizone».

Fig. 2.25. - Modèle simplifié de l'évolution de l'Anti-Atlas pendant le Néoprotérozoïque (Ennih et Liégeois, 2001).

A. Formation de l'aulacogène du Saghro, supposé être contemporain de celui du Gourma.

B. Un matériel lié à une convergence océanique a été charrié sur le craton, du Nord vers le Sud, vers 585 Ma (Leblanc, 1981). Les terranes avaloniens ne sont pas très loin dans l'océan, l'accrétion débutant à 650 Ma.

C. Période calme (680-585 Ma) dans l'Anti-Atlas, liée à l'absence de mouvements importants dans le Craton ouest-africain.

D. Injection de granitoïdes calco-alcalins et alcalins, de laves, durant la principale période de collision des terranes du bouclier Touareg qui produit des contraintes nouvelles sur la bordure Nord du craton.

E. Position de l'Anti-Atlas au sein de la chaîne panafricaine, entre 630 et 570 Ma.

3.9.3. *Djebels Mana et BenTadjine, Oued Damrane*

Une grande zone de failles, active au Phanérozoïque, suit le Kahal Tabelbala, dans l'Ouest des Monts d'Ougarta. Au Sud-Ouest de cet accident, de la gara Toubib et du djebel Mana (au S-E), jusqu'à l'Oued Damrane (au N-O), le socle visible, surmonté en discordance par des grès «cambriens», est différent de celui d'Adrar ou de la Sebkhet el Melah.

Au pied de la gara Toubib, affleurent des grauwaques rouges, fines et grossières surmontées de conglomérats à galets arrondis de microgranite, rhyolites, ignimbrites et au Djebel Mana, des rhyolites et des tufs rhyolitiques.

Dans l'oued Damrane, un ensemble inférieur, minéralisé en cuivre et plomb (gisement de Rahmani), est formé de grauwaques fines à stratifications obliques, de siltites rouges, parfois carbonatés, et de conglomérats. Des sills andésitiques et des dykes basiques et acides intrudent les couches. Au-dessus, des coulées de basaltes, d'andésites, de rhyolites, de microgranites, et d'ignimbrites sont intercalées de tufs, brèches, d'agglomérats.

Une discordance souligne la base d'un ensemble supérieur où l'on distingue deux mégacycles : un mégacycle inférieur qui débute par des brèches et des siltites rouges, couronnées par des grès et des arkoses fines et un mégacycle supérieur conglomératique, grano-croissant, reposant en discordance sur le premier. Les conglomérats évoquent du fluvioglaciaire (à Beuf et Fabre, sur le terrain en 1989). A la pointe du Ben Tadjine ces conglomérats renferment des blocs arrondis qui peuvent atteindre 80 cm, et même 1,5 m. La matrice est arkosique et les galets viennent de la formation volcanique locale (rhyolite, grauwaque, jaspe) et d'un socle métamorphique que l'on peut chercher au Sud Ouest (granites à amphibole-biotite).

Toujours dans l'oued Damrane, près de Hassi Khatam, trois petites collines, encroûtées de calcrètes, sont formées d'un calcaire qui a subi au moins trois phases de fracturation et a été recoupé par un dyke de roche basique. Il se place sous les grès cambriens de la couverture. On peut y distinguer deux faciès. A la base, des calcaires bleus à laminations millimétriques, finement ondulées qui esquissent des mamelons boursofflés. Au-dessus, des calcaires gris-rouges

alternent avec des lits gréseux. Ils font penser à l'horizon carbonaté de Fersiga, déposé par l'inondation qui suivit la fonte des inlandsis du Précambrien terminal et aux calcaires et dolomies à barytine qui au Sénégal ont été datés du Cambrien inférieur (v. 3.2). Il faudrait donc chercher à Hassi Khatam des micro-organismes et mesurer le $\delta C13$ pour trancher entre l'hypothèse de calcaires précambriens *cf* Hank ou de calcaires Cambrien inférieur sus-jacents à des conglomérats glaciaires.

3.9.4. *Ougarta nord-ouest*

Dans les boutonnières de Bou Kbeissat, Bet Touaris, Guettara, on ne connaît que la Formation volcanique, représentée surtout par des rhyolites et des ignimbrites. A Guettara, ces terrains sont minéralisés en manganèse et associés à des stromatolites qui se seraient développés dans de petits lacs. La Formation détritique sus-jacente du Damrane n'est pas connue ici, soit qu'elle ne s'y soit pas déposée, soit qu'elle ait été érodée sur un horst de cette marge du craton avant le dépôt du Cambrien.

Ces affleurements du socle de l'Ougarta vont permettre, une fois examiné l'Anti-Atlas marocain, de préciser le rôle joué par la marge passive du Craton ouest-africain.

3.10. L'Anti-Atlas marocain

(Figs. 2.22, 2.23 et 2.25)

L'Anti-Atlas marocain est formé d'un socle cristallin précambrien recouvert en discordance par des roches sédimentaires phanérozoïques légèrement plissées. Le socle précambrien affleure dans une série de boutonnières. Classiquement, cette région a été divisée en deux segments séparés par la Faille Majeure de l'Anti-Atlas (AAMF), de part et d'autre de l'ophiolite panafricaine de Bou Azzer (Leblanc, 1981). Les roches du socle éburnéen (2000 Ma) affleurent au Sud-Ouest de l'AAMF, et les roches du Panafricain (700-600 Ma) se situent au Nord-Est de la faille. Mais cette subdivision simple a été compliquée par le fait que des granites panafricains affleurent au Sud-Ouest de l'AAMF (Aït Malek *et al.*, 1998) et que des lithologies très peu affectées par l'orogénèse panafricaine se trouvent au Nord-Est de Bou Azzer (Choubert, 1963, Fekkak *et al.*, 1999).

A travers tout l'Anti-Atlas affleurent donc des boutonnières de Précambrien et la question est de savoir quelles sont les proportions relatives d'Eburnéen et de Panafricain au Sud de l'AAMF. Une étude géochronologique récente en U-Pb sur zircons par Aït Malek *et al.* (1998) a montré la présence de granitoïdes éburnéens dans le bas Drâa (1987 ± 20 Ma), et dans la boutonnière d'Igherm (2050 ± 6 Ma), et de granitoïdes panafricains dans le bas Drâa (575.3 ± 1.7 Ma), et dans la boutonnière de Kerdous 583 ± 11 Ma et 560.4 ± 1.7 Ma). Bien que Aït Malek *et al.* (1998) ne signalent pas d'âges U-Pb éburnéens dans la boutonnière de Kerdous, ils concluent cependant que toutes les boutonnières situées au Sud de la Faille Majeure de l'Anti-Atlas sont polycycliques comme le proposait Charlot (1978).

Ce dernier avait montré que dans la boutonnière de Zenaga, qui est limitée au Nord par l'AAMF, de vastes plutons de granitoïdes paléoprotérozoïques avaient donné des âges Rb-Sr sur roche totale de 1865 ± 29 Ma et 1735 ± 11 Ma. Il est probable que ces âges ont été modifiés par des événements postérieurs panafricains et que l'âge réel est proche de 2000 Ma. Les déformations éburnéennes et panafricaines peuvent être caractérisées par des études structurales, pétrologiques, et sur l'anisotropie de la susceptibilité magnétique (Ennih *et al.*, 2001). L'ensemble de ce travail a permis de montrer, en plus, qu'entre les événements éburnéens et panafricains, des sédiments détritiques turbiditiques s'étaient déposés sur le socle éburnéen, dans un environnement de marge passive. Les structures sédimentaires bien conservées de ces dépôts indiquent la nature discrète de la déformation panafricaine de la boutonnière de Zenaga.

3.10.1. La boutonnière du Saghro

Au Nord de l'AAMF, la boutonnière du Saghro a été interprétée comme un arc insulaire océanique panafricain (Saquaque *et al.*, 1989). En effet, dans la région de Bou Azzer-El Graara, se trouve une ophiolite panafricaine, obductée à 686 Ma (Leblanc, 1981), et classiquement associée à une séquence volcano-sédimentaire d'arc insulaire. Cependant, de nombreuses observations ne confirment pas cette conception : les granites à muscovite d'Imiter (Est Saghro; Choubert, 1963; Hindermeyer, 1977) ont été reliés à l'Eburnéen;

des rhyolites alcalines, un granite et une séquence de type rift, et enfin une série détritique du Néoprotérozoïque, caractérisée par une source continentale proximale (Groupe de Kelâat M'Gouna), interstratifiée avec des basaltes tholéiitiques continentaux, se situent sous l'hypothétique série d'arc insulaire (Fekkak *et al.*, 1999). Enfin, dans la région du Saghro, un pluton daté par U-Pb sur zircon a donné un âge tardif ($580-567$ Ma; Mrini, 1993; Errami, 1993).

Cette séquence inférieure du Néoprotérozoïque, formée de sédiments turbiditiques peu déformés, a plus de 4000 m d'épaisseur et contient des zircons dérivant de granites peralumineux liés à une source continentale mature (Fekkak *et al.*, 1999). Des dykes basaltiques de tholéiites continentales recoupent ces sédiments, et l'ensemble est compatible avec une marge passive soumise à une subsidence rapide (Lecolle *et al.*, 1991). Une telle sédimentation de type aulacogène sur une marge cratonique plus âgée que 788 ± 9 Ma (Clauer, 1976) pourrait être contemporaine de l'aulacogène du Gourma, sur la bordure orientale du craton ouest-africain, au Mali (1000-800 Ma, Moussine-Pouchkine et Bertrand-Sarfati, 1978, Fig. 3). Un environnement similaire, marqué par une sédimentation clastique et des tholeiites continentales indiquant le début de la formation d'un rift sur la marge passive du craton ouest-africain, au début du Néoprotérozoïque, a également été décrit au Bénin (Affaton *et al.*, 1997).

Cette sédimentation de marge passive peut être corrélée avec les turbidites présentes dans les boutonnières de Kerdous (Nachit *et al.*, 1996) et de Zenaga. La pile sédimentaire est plus fine que dans le Saghro (0 à 1000 m au lieu de 4000 m), mais les dykes de tholeiites sont toujours présents (Leblanc et Moussine-Pouchkine, 1994; Ikenne *et al.*, 1997; Hafid *et al.*, 1999; Ennih *et al.*, 2000). Ceci nous conduit donc à conclure que cette sédimentation, présente au Nord et au Sud de la Faille majeure de l'Anti-Atlas (AAMF), appartient à la marge Nord du craton ouest-africain et non pas à un hypothétique continent situé plus au Nord (Leblanc et Lancelot, 1980; Saquaque *et al.*, 1989; Fekkak *et al.*, 1999).

Il faut maintenant revenir aux formations d'arc insulaire associées aux sédiments de marge passive. Les ophiolites de Bou Azzer, même si elles ont été fortement affectées par des mouvements transcurrents le long de l'AAMF,

témoignent de charriages de matériel océanique dans la boutonnière du Saghro. Mais il est possible d'interpréter les structures comme le produit du charriage de fragments d'arcs (liés aux ophiolites de Bou Azzer) dans des turbidites autochtones. Le Saghro, avec seulement quelques lambeaux d'arcs océaniques charriés, appartient aussi à la marge du Craton ouest-africain. Le massif allochtone de Bou Azzer ne souligne alors pas une suture qui serait localisée plus au Nord. La comparaison peut être faite avec les Mauritanides, au Nord et au Sud de la Dorsale Regueibat, aussi bien qu'avec le matériel panafricain charrié sur le craton, à l'Ouest du Bouclier Touareg, sur l'aulacogène du Gourma (Caby, 1978).

3.10.2. Conclusion

La limite du Craton ouest-africain vers le Nord est marquée par la Faille sud-atlasique. C'est sans doute pour cette raison que les orogénèses varisques et alpines ont eu des effets si faibles au Sud de cette structure lithosphérique majeure. La

limite classique du Craton, la Faille majeure de l'Anti-Atlas, correspond, au minimum, à la bordure Sud d'un aulacogène formé sans doute entre 1000 et 800 Ma et reposant sur le Craton ouest-africain, comme c'est le cas dans le Gourma. La très forte subsidence, au Nord-Est de cette faille, a permis, non seulement le dépôt de plusieurs milliers de mètres de sédiments du Néoprotérozoïque inférieur, mais aussi la préservation de reliques d'arcs insulaires, dont des ophiolites, charriées sur la marge passive à 685 Ma (Leblanc, 1981). L'Anti-Atlas a été ensuite seulement affecté par la mise en place de granites calco-alcalins riche en K et un magmatisme alcalin à la fin de l'orogénèse, entre 585 et 560 Ma (Aït Malek *et al.*, 1998; Errami 1993), de part et d'autre de l'AAMF. Ceci implique dans l'Anti-Atlas une «pose» de 100 Ma entre 685 et 585 Ma. Ce dernier magmatisme est contemporain de la phase principale de collage des terranes du Bouclier Touareg, qui a induit des contraintes supplémentaires sur la bordure Nord du Craton ouest-africain (Ennih et Liégeois, 2001).

Chapitre 3. - Le Précambrien terminal - Cambrien : glaciation et enterrement d'une chaîne panafricaine

Jean Fabre

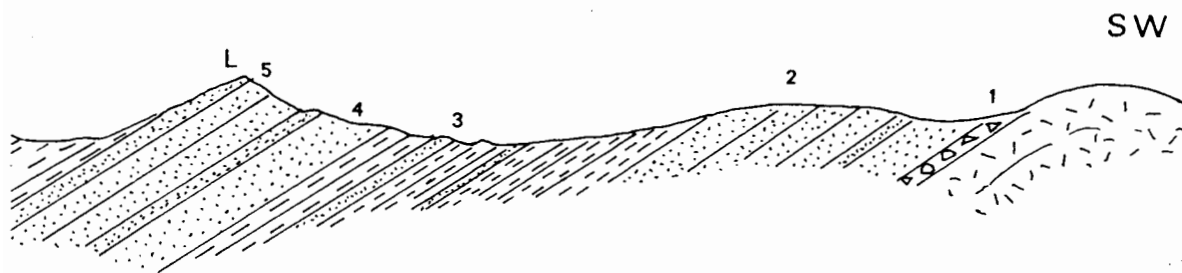


Fig. 3.1. - Coupe des terrains cambriens dans l'anticlinal du Djebel Bou Kbeissat, d'après Poueyto (1952).
1. arkoses de la Sebkheth El Melah. 2 à 5. grès et quartzites d'Aïn En Nechea couronnés par la Dalle à Lingules (L).

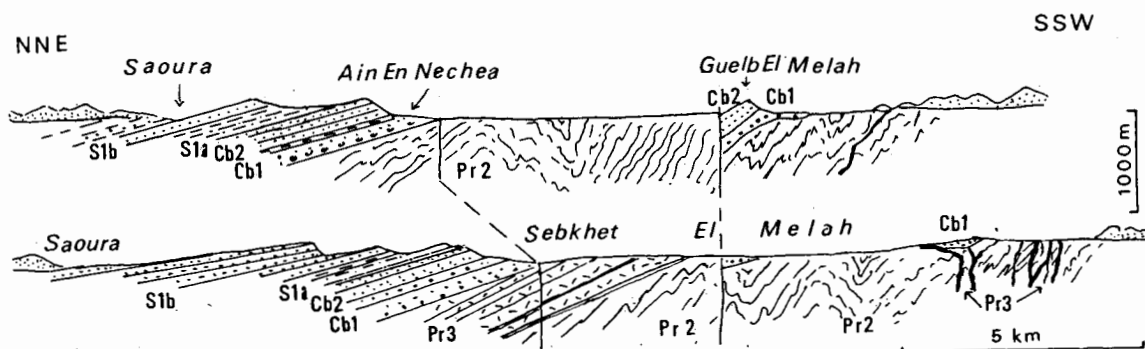


Fig. 3.2. - Coupes schématiques dans la Sebkheth El Melah (d'après Caby, inédit. Voir aussi Dostal *et al.*, 2000).

Précambrien :

- Pr 1. flysch rouge schisto-gréseux, méta-greywackes, méta-arkoses, méta-tufs et brèches volcaniques rouges.
- Pr 2. Flysch vert, méta-greywackes et méta-tufs épidotisés, conglomérats.
- Pr 3. Complexe volcanique, andésites, basaltes en intrusions et en coulées.

Paléozoïque :

- Cb1. grès arkosique rouge de la Sebkheth El Melah.
- Cb2. Quartzites et grès d'Aïn En Nechea, et dalle à Lingules (Tremadoc).
- Sia. Ordovicien argilo-gréseux inférieur.
- Sib. Ordovicien argilo-gréseux supérieur.

A la fin du Précambrien et au Cambrien, le Sahara occidental et central présente un enregistrement sédimentaire dans trois domaines. Au Nord (§1), dans l'Anti-Atlas, se déposent en mer des sédiments parfois très fossilifères qui font référence pour les séries de Béchar-Ougarta et du Bas-Sahara algérien et libyen où elles sont datées par des micro-organismes. Sur le Craton ouest-africain (§2), pénéplané, la dernière phase d'une grande glaciation marque la limite inférieure du Système. Les sédiments déposés ensuite portent l'empreinte des fluctuations du niveau marin sur l'avant-pays de la chaîne panafricaine. Au Sahara central (§3), c'est au Cambrien que se mettent en place les derniers granites de la chaîne et que s'accumulent nappes de laves, d'ignimbrites et molasses. Le nivellement est achevé avant le début de l'Ordovicien.

Le système Cambrien a été défini en 1835 au Pays de Galles (Cambria) par Sedgwick. Les stratigraphes ont décidé qu'il commencerait avec l'apparition des premiers trilobites. En 1995, le groupe de travail de l'IUGS (Union Internationale des Sciences géologiques) a choisi la section-type de la limite Précambrien-Cambrien : celle de la Pointe de la Fortune, à Terre Neuve. «*La limite Précambrien-Cambrien est encore basée sur la biostratigraphie, mais avec des fossiles d'affinités incertaines, ... des preuves d'activité organique et non plus des groupes zoologiques bien définis; l'apport des isotopes et de la géochronologie est indispensable pour les corrélations; il y a donc transition entre les méthodes utilisées pour définir les limites du Phanérozoïque et celles du Protérozoïque*» (F. et M. Debrenne, 1995).

Longtemps, on a utilisé les termes de Géorgien, Acadien, Potsdamien comme synonymes de Cambrien inférieur, moyen et supérieur. C'était le cas dans l'Anti-Atlas marocain. Mais ces noms d'étages ne s'appuient sur aucune coupe continue et les stratigraphes sont de plus en plus exigeants sur le choix des stratotypes. On considère aujourd'hui que le Cambrien commencerait un peu avant 544 Ma avec les couches du Tommotien, un étage défini en Russie. On y trouve une petite faune d'êtres organisés très primitive. Des fossiles appartenant à cette faune ont été retrouvés

récemment en Afrique occidentale (§.3.2.2). Le système se termine vers 500 Ma. Il durerait donc 50 à 60 Ma.

Dans le Cambrien du Sahara, pauvre en fossiles, on utilise en général la nomenclature simplifiée ci-dessous. En regard de ces grandes divisions, nous indiquons quelques noms de formations d'après Trompette (1973), Legrand (1983), Destombes et Feist (1987), mais ces attributions d'âges peuvent être contestées dans bien des cas.

- CAMBRIEN SUPERIEUR (K3),

ex Potsdamien : Dalle à Lingules *p.p.*, Grès d'El Gassi, Grès de Bordj Nili sup., Formation du Jbel Lmgaysmat (Anti-Atlas).

- CAMBRIEN MOYEN (K2),

ex Acadien : grès du sondage TZ 301, Grès d'Aroueta, Grès du Djebel Hèche, Grès du Djebel Tilkatine, etc., Groupe de la Falaise d'Atar.

- CAMBRIEN INFERIEUR (K1),

ex Géorgien (dans le texte on citera le *Tommotien* et l'*Atdabanien* qui sont des subdivisions inférieure et moyenne du K1) : Série des calcaires supérieurs de l'Anti-Atlas, Série Lie-de-Vin, Séries Pourprés de l'Ahnet, d'Amguid, du sondage Omg 57, Pélites de Berriane, de l'Azlaf, calcaires sus-jacents à la dernière tillite «écambrienne», Groupes des Jbéliat (*pro parte*) et de Ténigouri en Mauritanie.

Le Cambrien est une période marquée par de grands événements dans l'histoire de la Terre. Tout d'abord, un événement biologique capital : l'explosion des faunes à squelette, et la multiplication des formes de vie (voir par ex. Kruse *et al.*, 1995). De nouveaux êtres apparaissent. Plus complexes et plus spécialisés que la faune d'Ediacara ou les stromatolites du Précambrien, ils vont les éliminer de la plupart des biotopes. Parmi ces nouveaux venus, citons les archaeocyathes et les trilobites qui seront des fossiles de référence. Les premiers, des métazoaires constructeurs vont, dès le Cambrien inférieur, coloniser les plate-formes carbonatées et se développer dans des eaux de type intertropical. Les seconds, moins liés aux conditions de température, de bathymétrie ou de turbidité, seront précieux pour les corrélations à grande distance (Debrenne et Courjault-Radé, 1994). C'est aussi sans doute la toute première apparition des ancêtres des vertébrés (Janvier, 2000).

Un deuxième événement qui nous concerne directement est la fin de l'orogénèse du Panafricain. Au Sahara central la chaîne finit de monter et se fait éroder pendant le Cambrien. Les derniers granites se mettent en place (Paquette *et al.*, 1998). Ils sont accompagnés d'un puissant volcanisme felsitique (rhyolites, ignimbrites). Les produits de démolition des montagnes, les molasses, s'accumulent dans des fossés et s'étalent sur l'avant-pays cratonique. Le super-continent de Gondwana, d'une taille comparable à l'Eurasie actuelle, est nivelé. Il est formé par la soudure des plaques Afrique, Amérique du Sud, Australie, Indes et Antarctique. La frange orientale d'Amérique du Nord, du Saint Laurent à la Floride, appartenait alors à l'Afrique.

Enfin, la Terre connaît une glaciation à la fin du Précambrien et à l'aube du Cambrien. Mais, à la différence de celles qui viendront après, à l'Ordovicien, au Carbonifère et au Plio-Quaternaire, celle-ci va s'étendre jusqu'aux Tropiques, comme cela avait été le cas lors des précédents moments de Terre-Boule-de-Neige que nous avons évoqués dans le chapitre 1 (Meert et Van Der Voo, 1994; Hoffmann et Schrag, 2002). L'événement boule-de-neige de la fin du Précambrien se clôt au Cambrien inférieur. Il a laissé des traces évidentes au Sahara occidental. Il est suivi d'une forte remontée du niveau des océans qui prend tout son effet avec le nivellement des montagnes. Cette remontée est bien enregistrée

sur les marges septentrionales du Sahara, de l'Atlantique à l'Arabie (Moussine et Bertrand-Sarfati, 1997; Guiraud, 1999). Alors se déposent les sédiments marins qui forment la semelle de la couverture de plate-forme que nous étudierons dans les chapitres suivants. Le Cambrien supérieur est marqué par des régressions.

Plan suivi

1. Pour disposer d'une bonne référence chronologique, on verra d'abord les formations cambriennes du Nord du Sahara, celles qui, à la marge du Gondwana, font face à l'océan. Les fossiles de l'Anti-Atlas marocain, des trilobites et des *Archaeocyathus* du Cambrien inférieur et moyen (Hupé, 1952, Michard, 1976, Choubert et Faure-Muret, 1983), permettent des corrélations avec d'autres parties du monde (Destombes *et al.*, 1985; Destombes et Feist, 1987). On comparera cette stratigraphie avec les formations attribuées au Cambrien, sur les confins algéro-marocains, dans l'Ougarta, puis le Bas-Sahara et la Djéffara libyenne.
2. On verra ensuite, au Sahara occidental, des sédiments d'abord glaciaires puis terrigènes déposés sur une pénéplaine.
3. Le Cambrien est aussi le temps de l'érosion et du nivellement de la chaîne panafricaine dont il a été question au chapitre précédent, et l'accumulation de ses molasses. Pour décrire celles-ci, nous irons de l'avant-pays à l'Ouest vers le cœur de la chaîne, au Sahara central. La disparition définitive de cette dernière est scellée par les transgressions marines qui se succèdent à partir du Cambrien moyen.
4. En conclusion, nous rappellerons comment un nouveau visage de l'Afrique se dessine alors, incorporé dans le Gondwana pour 400 millions d'années.

1. LE CAMBRIEN, *pro parte* MARIN, DANS LE NORD DU SAHARA

1.1. L'Anti-Atlas

Dans l'Anti-Atlas occidental, le socle métamorphique supporte une couverture sédimentaire peu déformée, d'âge Protérozoïque supérieur (voir Ennih et Liégeois, 2001) qui affleure bien, en bordure de la plaine du Souss (Fig. 1.28) : des méta-pélites, des grès, et de

puissants calcaires et dolomies forment l'Adoudounien (Choubert et Faure-Muret, 1983). Dans les couches rouges sus-jacentes (la Série Lie-de-Vin), apparaissent les premiers fossiles cambriens. C'est là que nous prendrons notre coupe de référence (Latham and Riding, 1990; Landing, 1994; Debrenne, 1995)

1.1.1. La Série Lie-de-Vin

600 m de shales roses, violets ou verdâtres, de calcaires à stromatolites et de dolomies font le passage entre le Précambrien supérieur et le Paléozoïque. Les plans de stratification des shales montrent parfois des pseudomorphoses de trémies de sel. Vers l'Est les carbonates disparaissent et les sédiments fins font place à des grès, et même des conglomérats. Magaritz *et al.* (1991) situent la limite Tommotien - Atdabanien dans le quart supérieur de la Série, ce qui mettrait la base du Cambrien vers le milieu. F. et M. Debrenne (1995) suggèrent que celle-ci se trouve un peu plus haut, à un horizon appelé «barre de Tata». Seule la partie supérieure de la Série Lie-de-Vin serait donc cambrienne.

1.1.2. Les calcaires supérieurs

Ces couches épaisses de 400 m à l'Ouest, de 200 à 300 m dans l'Anti-Atlas central, se terminent en biseau dans l'Anti-Atlas oriental. Des calcaires noirs et des argiles ont livré, au sommet, les premiers trilobites et archéocyathes de l'Atdabanien (Choubert et Faure-Muret, 1983). Une nouvelle transgression marine s'est avancée vers l'Est plus loin que la précédente.

1.1.3. Le sommet du Cambrien inférieur

Au-dessus se sont déposés successivement :

- 300 à 450 m de shales à trilobites et de calcaires à archaeocyathidés (= Amouslekiens de Hupé, 1952);
- 100 à 400 m de shales à nodules calcaires, archaeocyathidés, stromatolites, brachiopodes (= étage Issafène de Choubert);
- 150 à 170 m de grès à tigillites, ces minces tiges de grès que l'on attribue à des terriers de vers et que l'on trouve à profusion dans l'Ordovicien. «*En bordure du Souss des tufs volcaniques s'y associent. Ils sont en rapport avec une série de volcans qui jalonnaient le*

Sud du Haut-Atlas» (Choubert et Faure-Muret, 1983);

- 60 m de shales à lits calcaires bréchiques. Ils contiennent des trilobites : *Micmacca*, *Olenellides*, *Paradoxides*, d'où leur nom de «brèche à *Micmacca*».

1.1.4. Le Cambrien moyen et supérieur

C'est une période de hauts niveaux marins (Leggett *et al.*, 1981) représentée dans l'Anti-Atlas par des schistes vert olive, gris ou violacés contenant des bancs de grès parfois quartzifiés. Épaisses au maximum de 500 m à l'Ouest, les couches se réduisent à 100 ou 200 m à l'Est. Les *Paradoxides* en sont les fossiles caractéristiques (Choubert et Faure-Muret, 1983). Vers l'Est, la moitié supérieure de la formation devient gréseuse et, avec les grès de Tabanit sus-jacents, constitue un seul ensemble de grès à tigillites.

Les grès de Tabanit (100 à 150 m) contiennent encore des trilobites (*Conocoryphe*, *Paradoxides*) ainsi que des lingules. Les argiles (Formation du Jbel Lmgaysmat) qui couronnent les grès contiennent une lumachelle à brachiopodes et trilobites du Cambrien supérieur (Destombes et Feist, 1987). Cette faune serait d'affinité périgondwanienne. Au sommet, ces couches sont ravinées par les grès de base de l'Ordovicien, ici Tremadoc inférieur. C'est le seul endroit d'Afrique où une macrofaune du Cambrien supérieur ait été reconnue.

Au Nord de Béchar, les affleurements de la région de Bou Kaïs constituent un jalon entre l'Anti-Atlas oriental (Sarho, Ougnat) et les structures Est-Ouest devinées en subsurface sur la frange Nord du Sahara septentrional. Ils ont été étudiés par Meindre (1955) puis par l'EREM et enfin par Duée *et al.* (1992). Ils montrent une série volcano-sédimentaire plissée surmontée en discordance par des sédiments Cambrien. Bankih et Ghoul (1992) ont fait une analyse lithostratigraphique et sédimentologique détaillée de ce qu'ils appellent le Bassin de Talza. Ils distinguent trois formations.

La Formation inférieure, du djebel Tibalissine, débute par des conglomérats de provenance locale déposés en milieu continental dans un cône alluvial dirigé vers le Nord-Est. Ils sont surmontés par un ou deux horizons de calcaire oolitique. La sédimentologie des arkoses sus-jacentes

indiquerait une évolution vers un milieu marin côtier (fan delta). Au sommet, Menchikoff a découvert «*Termierella longa* Hupé, *T.cf latifrons* Hupé, *T. celtiberica* Hupé, *Kingaspis campbelli* King, association qui indique la partie supérieure du Cambrien inférieur» (Duée et al., 1992). Bankih et Ghoul pensent que cette Formation Tibalissine est l'équivalent de celle des Arkoses de la Sebket El Melah, dans l'Ougarta. Une discontinuité sédimentaire la sépare de la Formation Ouled Youb : des arkoses fines et des pélites, contenant des trilobites du Cambrien moyen (cf Brèche à *Micmacca*) et des Lingules dans des miches carbonatées. Cette formation se serait déposée sur une «plate-forme externe, soumise aux tempêtes et aux marées. Son membre moyen correspond à une incursion deltaïque. Le membre supérieur indique le retour à des conditions de plate-forme interne». La Formation Menabha sus-jacente, à tigillites et terriers, représente l'arrivée progressive d'une nappe de matériel grossier d'origine méridionale lointaine.

Les conglomérats de base ne sont pas qualifiés de tillite. Il s'agirait là d'un simple conglomérat de transgression. Au-dessus, se sont déposés «de minces niveaux de calcaire oolitique», avant la sédimentation terrigène. Il serait donc intéressant d'y chercher des microfossiles.

Pour conclure, Kazi-Tani (*in litt.* 1999) remarque que, dans l'Anti-Atlas, comme au Protérozoïque terminal, le Cambrien inférieur est dilaté par rapport au Cambrien moyen et supérieur, enregistrant un stade tectonique syn-rift. «Ce dernier est probablement couplé à un minima eustatique relatif ... Dans le cadre élargi des bassins africains périphériques du Iapetus, au delà de l'Anti-Atlas, dans le Haut Atlas occidental (Cornée et al., 1987), 5700 m de séries sont attribués au Cambrien. Plus au Nord encore, dans les Jebilet occidentaux, le Cambrien atteint ou dépasse les 8 km de puissance (Huvelin, 1977), mais dans les Rehamna occidentaux l'épaisseur y est plus modeste : moins de 2 km (Destombes et al., 1985) mais elle dépasse 4 km dans les Rehamnas du Nord, les Doukkala et la Meseta côtière pp. Dans le môle côtier mesetien, le Cambrien inférieur est connu sous un faciès conglomératique et dolomitique gisant sur les rhyolites tandis que le Cambrien moyen est schisto-gréseux avec des pyroclastites, soit un total de 2000 m (Michard, 1976). Au delà, en Amérique du Nord dans les blocs appalachiens d'affinité

africaine, les blocs d'Avalon et du Méguma, en particulier ce dernier (= Nouvelle Ecosse), resté plus longtemps solidaire de l'Afrique, le Cambro-Ordovicien est turbiditique et épais d'au moins 10.000 m. On voit ainsi se dessiner depuis l'orée du «Sahara», le schéma d'une lithosphère en très forte distension aboutissant à des océanisations (océan Iapetus, océan Théique) et à la mise en place d'entités bassinales très subsidentes, ... c'est à dire des bassins créés par délamination lithosphérique.

On recense ainsi quatre bassins.

1. Le bassin de Tindouf – Anti-Atlas – Haut-Atlas occidental et Jebilet occidentaux qui se ferme en direction du Tafilalet mais qui pourrait se continuer par le bassin des Mauritanides. (7 km de dolomies «infracambriennes» au Sud-Sud-Ouest de Smara). Ce bassin présente une déclivité vers les Reguibat mais le dépo-centre, en fond plat, s'étend du Haut-Atlas au Jebilet.
2. Le bassin de la Meseta côtière qui présente des caractères semblables à celui des Jebilet. Il en est séparé par un seuil au niveau des Rehamna occidentales. Un autre seuil le sépare du bassin des Meguma : le seuil d'El Jadida qui porte des manifestations volcaniques interstratifiées.
3. Les bassins des Meguma avec 10 km de flysch. C'est l'Océan Théique - Mauritanides.
4. Les bassins d'Avalon (ou de l'Océan Iapetus) accrétés précocement (Phase acadienne) au bloc continental Laurentien.

1.2. L'Ougarta

Au Sud-Est de Béchar, les crêtes sinueuses des Monts d'Ougarta orientées Sud-Est - Nord-Ouest font la transition entre les séries atlasiques *pro parte* marines et les formations cambriennes continentales que nous verrons plus loin (§2). De puissantes barres de grès attribuées au Cambrien et à l'Ordovicien dessinent une suite d'anticlinaux et de synclinaux larges. Au coeur des anticlinaux affleurent, soit une série volcano-sédimentaire épimétamorphique panafricaine (Dostal et al., 2000), soit des rhyolites et des ignimbrites. Du Silurien et du Dévonien plus tendres ont été conservés dans les synclinaux. Très tôt Menchikoff, puis les Compagnies pétrolières (BRP et al., 1956) avaient montré l'intérêt de l'Ougarta où l'on observait une succession, complète, du

Précambrien jusqu'au Dévonien. En fait cette continuité est trompeuse comme l'ont montré Hervouet et Duée (1996). Mais ceci ne modifie guère la coupe que nous prendrons en exemple, et qui se trouve à 80 km à l'Ouest de Béni Abbès. Elle part de la voûte anticlinale du Djebel Bou Kbeissat. Un oued a échanuré l'enceinte de grès en profitant d'une petite faille : le Kheneg Et Tlaïa (Fig. 3.1).

a. Sur des tuffo-laves et des ignimbrites rouges (Chikhaoui, 1975) reposent des brèches et des arkoses qui s'affinent au-dessus. Les éléments viennent du socle local : ce sont des arènes ou des colluvions, accumulés quasi sur place. Vers le haut, ils passent à des grès feldspathiques plus fins, rouges et verts, à stratification entrecroisée.

A 160 km au Sud-Est du Bou Kbeissat, cette formation affleure bien au coeur de l'anticlinal de la Sebket El Melah dont elle porte le nom (Fig. 3.2). Caby y a montré (*in* Arbey et Caby, 1966) que les arkoses reposent sur une surface d'érosion irrégulière sculptée dans le Précambrien et semée de galets. Beaucoup de ceux-ci montrent la forme caractéristique des dreikanter. On est tenté de mettre en parallèle ces marques d'érosion éolienne avec les dunes, décrites à Grizim dans le Cambrien inférieur (§.2.2.1). Selon Aït Kaci (1990), ces arkoses se sont déposées «*dans un système fluvial en tresse, alimenté ... par du matériel granitique et/ou gneissique probablement recyclé, et ... des paléoreliefs de roches volcaniques, volcano-sédimentaires et conglomératiques du soubassement local. L'écoulement général se faisait selon une direction Sud-Est Nord -Ouest .. les paléoreliefs ont induit des variations locales des paléocourants ; ils ont été progressivement ennoyés ... les faciès conglomératiques n'existent qu'à la base de la formation*». Ailleurs, l'auteur décrit des structures de tempêtes (HCS : hummocky cross stratification) montrant qu'à la fin, la région est envahie par une mer peu profonde. Ces arkoses sont assimilées par Destombes (1963) au Cambrien inférieur du Tafilalt (Anti-Atlas oriental).

b. La Formation d'Aïn En Nechea sus-jacente est épaisse de 800 à 1000 m; elle pourrait correspondre au Cambrien moyen. On y distingue 4 termes, de bas en haut.

- 500 à 600 m de grès micacés, fins ou grossiers, en petits bancs, à stratifications obliques.
- 200 m de schistes gréseux verts à tigillites

- une barre de grès à tigillites épaisse d'une centaine de m.
- une dalle de quartzites sur laquelle on peut récolter des *Lingulella*, d'où le nom de Dalle à Lingules. Cet horizon marque le passage à l'Ordovicien (Tremadoc).

On a vu plus haut (Chap. 2, §.3.9.3) que, dans l'Ouest des Monts d'Ougarta, à la pointe du djebel Ben Tadjine, un conglomérat à gros blocs pourrait représenter la dernière tillite de la glaciation du Protérozoïque terminal, déformée avant le dépôt des couches sus-jacentes qui se sont déposées par endroits directement sur des volcanites du Précambrien terminal. Les niveaux de base sont minéralisés en cuivre (Bouima, 1986).

1.3. Le Bas Sahara

Certains sondages pétroliers de la région d'Hassi R'Mel et de Hassi Messaoud ont rencontré, sous l'Ordovicien, avant de toucher le socle Précambrien, des formations sédimentaires dites infracambriennes (Pélites de Berriane, Série Pourprée d'OMG 57), surmontées en discordance par des grès que l'on peut attribuer au Cambrien (Fig. 3.3) : les grès de Hassi Merhimine, de Djorf, de Hassi Messaoud ou de Hassi Leila (Legrand, 1983).

La formation inférieure, dite R3, repose soit sur un socle métamorphique intrudé de granites, soit sur des roches volcaniques comparables aux rhyolites précambriennes de l'Ougarta, ou encore sur des formations méta-sédimentaires comparables à la Série Verte du Bouclier Touareg (Chap. 2), ou à la Série Pourprée que nous verrons plus loin (§ 3.1.1). Elle est formée de grès moyens à grossiers, conglomératiques, à matrice argileuse (25% à 35%) riche en kaolinite. Cette matrice contient en outre du carbonate (3% à 5%) et du feldspath.

La formation supérieure comporte :

- à la base, le terme R2, constitué par une alternance d'argiles et de grès-quartzites hétérométriques, parfois micro-conglomératiques et fortement argileux.
- au dessus, un terme Ra, ou Grès Anisométriques (L'Homer, 1967), parfois aussi appelé R1 (Legrand et Nabos, 1962). Il est formé de grès quartzitiques et d'argiles où la kaolinite domine sur l'illite.

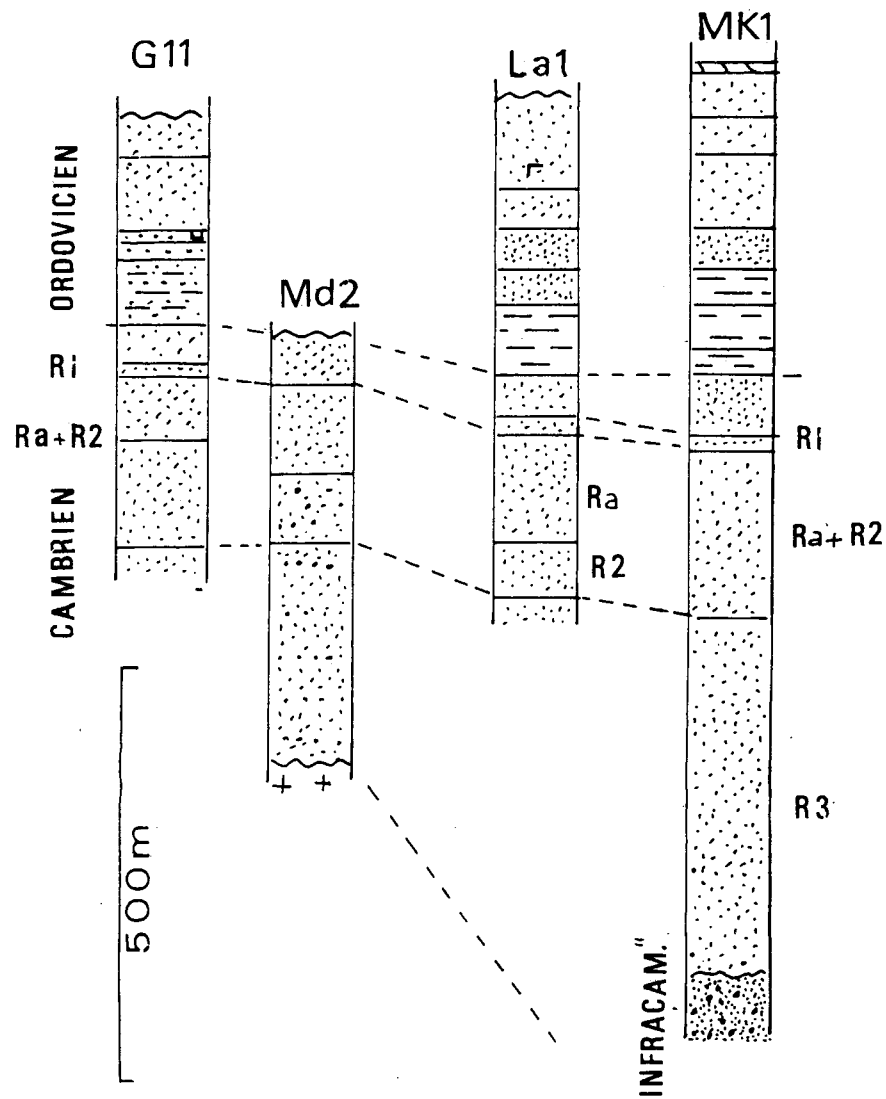


Fig. 3.3. - Coupes schématiques de 4 sondages sur les zones hautes de Hassi Messaoud (Gi 1 et Md 2) et d'Amguid-El Biod (La 1 et Mk 1). L'Infracambrien rappelle la Série Pourprée du Bouclier Touareg. La limite inférieure du Tremadoc, à la base de Ri, et des Grès d'El Gassi, est celle donnée par Combaz (1967) dans la figure 4.6 du chapitre Ordovicien. Legrand (1983), montrant le diachronisme de ces dépôts, indique que cette limite peut se trouver au sein des grès.

Ce terme Ra peut être interprété comme une séquence de dépôt de 3^e ordre. Il débute par des grès mal classés à stratifications obliques et surfaces de ravinement à la base des bancs. Les grès fins contiennent des tigillites. Celles-ci suggèrent un milieu d'estran (intertidal), et, au milieu de ce terme, une «zone fine médiane», un milieu peu agité. Les grès qui la surmontent représentent un épisode régressif. Les figures d'érosion réapparaissent; des grains arrondis et des dragées de quartz sont déposés dans des creux des surfaces.

Dans ces couches, et en particulier au niveau de la zone fine médiane, certains sondages ont rencontré des roches volcaniques. Deux rapports de la REPAL (Giraud, 1959 et Royer, 1961) en donnent une description. Le sondage MD2 a traversé 17 niveaux d'andésite, de basalte ou de cendres. Ces roches très altérées, en bancs épais de 1 dm à 2 m, avaient d'abord été cataloguées comme «argiles silicifiées».

Au sondage MD 13, c'est un puissant ensemble de trachytes ou d'andésite qui a été rencontré. Selon Giraud, il pourrait s'agir de coulées sous-marines; Royer y voit des émissions continentales soumises à des altérations profondes. Dans les deux cas, et sachant que les auteurs de ces études étaient de bons pétrographes, on peut admettre (jusqu'à preuve du contraire) que l'on a là les témoins d'un volcanisme cambrien, comme on en a vu, à la fin du Cambrien inférieur, dans l'Atlas marocain. Par contre, le sill d'andésite doléritique rencontré par le sondage MD 27 et le sill de dolérite du sondage MD 43 pourraient être liés au volcanisme doléritique du Jurassique inférieur dont nous parlerons dans le chapitre Mésozoïque.

Ces grès sont surmontés, en concordance ou en discordance suivant les points, par les grès isométriques Ri, et les Argiles d'El Gassi d'âge Tremadoc.

1.4. La Djefara libyenne et Gargaf

En Tripolitaine, la Formation de Sidi Toui, épaisse de plus de 800 m, doit être attribuée au Cambrien. Les grès grossiers de la base sont surmontés par une alternance de grès fins et d'argiles contenant au sommet des spores algaires et surtout des Acritarches qui datent ces couches du Cambrien moyen-supérieur (Massa, 1988;

Vecoli *et al.*, 1999). Des dolérites représenteraient des coulées contemporaines.

Dans le dôme du Gargaf, au Sud, la Formation Hassaouna (500 à 600 m) serait l'équivalent des grès R1-R2 de Hassi Messaoud. Le conglomérat de base est surmonté par des grès grossiers à matrice kaolinique et stratification entrecroisée, déposés dans un environnement fluvial à fluvio-deltaïque. Au-dessus, se sont déposés 80 m de grès moyens à grossiers et de lits à micas détritiques. Les surfaces craquées (mud cracks) indiqueraient les émergences d'un milieu intertidal et les stratifications entrecroisées seraient l'effet de courants de marée. Les 100 m de grès qui les surmontent sont les restes (Massa, 1988), de barres sableuses et de dunes côtières. Des grès fins à tigillites et micro-conglomérats terminent la série (après une lacune d'observations de 150 à 200 m). Cette formation Hassaouna, successivement fluviale, deltaïque puis marine, serait, selon Massa (*in litt.* 2000) probablement d'âge Cambrien moyen-supérieur et se serait déposée entre le domaine maritime franc que nous venons de voir et le domaine continental que nous étudierons plus loin.

Elle est postérieure à la Formation de Mourizidié que l'on connaît sur 600 km, du flanc oriental du bassin de Mourzouk jusqu'au Djado, où les Grès de Wour en seraient l'équivalent. Elle manque dans l'Ouest du bassin du Djado et dans la coupe du Gargaf. Au Fezzan oriental, ses grès surmontent les schistes précambriens redressés. Massa (*in litt.* 2000) pose la question d'une origine glaciaire possible de ces couches de base, car il y a trouvé «des blocs gréseux de 20 ou 30 mètres cubes».

1.5. Bilan

L'Anti-Atlas occidental était, au Cambrien inférieur et moyen, une région subsidente sous la mer presque tout le temps. L'événement Panafricain se serait terminé ici avant le début du Cambrien. L'évolution des faciès vers l'Est suggère une terre émergée qui pourrait être les derniers contreforts septentrionaux de la chaîne transsaharienne. La Djefara libyenne se trouvait la plupart du temps dans la même situation que l'Anti-Atlas occidental : sous la mer, et peut être au-delà de la chaîne panafricaine transsaharienne.

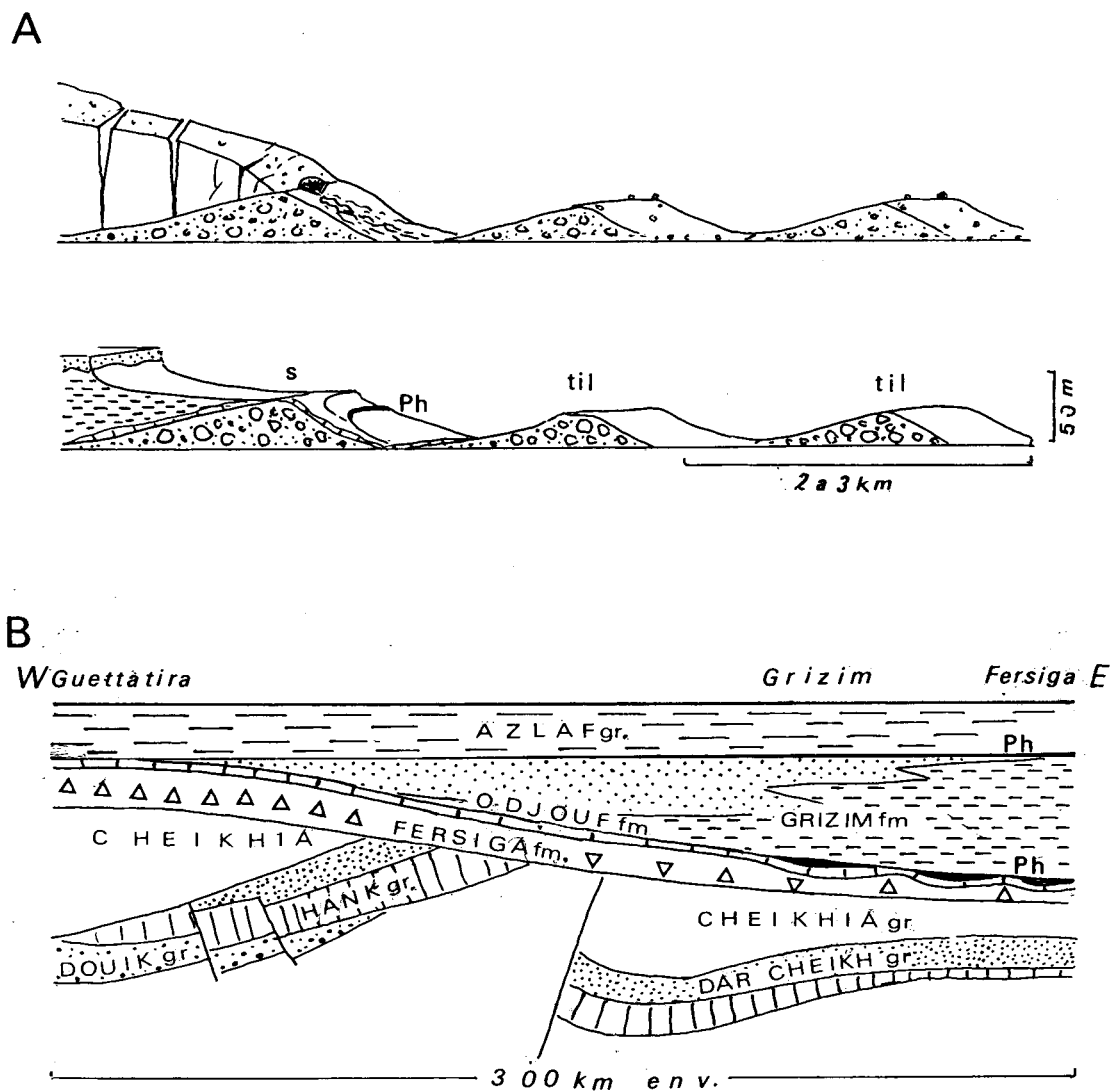


Fig. 3.4. - A. Fersiga. Profil du haut. A l'aube du Cambrien le glacier se retire vers la gauche en découvrant ses cordons morainiques frontaux. Un torrent sous-glaciaire en sort pour emprunter un couloir entre deux cordons. Profil au-dessous : le relief actuel. Entre les anciennes moraines (til = Formation de Fersiga), et sur elles, se sédimentent des calcaires (Formation Oued Djouf), parfois à stromatolites (s), des phospharénites (Ph) puis des argiles et des grès de la Formation de Grizim.

B. Schéma de la couverture Protérozoïque supérieur-Cambrien dans le Nord-Est du bassin de Taoudenni. La formation glaciaire de Fersiga, discordante sur les groupes du Protérozoïque supérieur (eux-mêmes reposant sur un socle Protérozoïque inférieur et Archéen), est surmontée par les carbonates de la Formation Oued Djouf et les shales et grès de la Formation Grizim. Le Groupe de l'Azlaf est transgressif et discordant sur ces termes et, comme la Formation Grizim, comporte des phosphates à la base. D'après Bertrand Sarfati *et al.* (1997) simplifié.

Dans le Bas-Sahara, les sondages comme ceux de Hassi Messaoud ont rencontré des formations qui, comme celles du Gargaf en Libye, semblent indiquer un milieu de rivages et d'estrans, de zones intertidales. L'océan se trouvait au delà, au Nord (actuel).

Les roches volcaniques traduisent la persistance d'une instabilité tectonique. Celle-ci, ajoutée à une fluctuation eustatique négative (Fig. 0.4), pourrait être cause de l'absence fréquente de Cambrien supérieur dans cette partie septentrionale du Gondwana.

2. LE CAMBRIEN SUR LE CRATON OUEST-AFRICAIN

C'est dans le Nord-Ouest de l'Afrique (et la Scandinavie) que se noua l'affaire de la glaciation éocambrienne. Furon (1932) et Baud (1933) avaient révélé que le conglomérat de base de la «Série schisto-calcaire» de la région de Kayes, considérée comme cambrienne, devait être d'origine glaciaire. Zimmermann donna le vrai départ dans une conférence au congrès géologique international de Copenhague en 1960. Deux secteurs-clé se sont imposés : - l'Adrar mauritanien, étudié, après Monod (1952), par l'équipe de Sougy (Dakar, Marseille), et la région de Fersiga, aux confins du Tanezrouft et de l'Erg Chech (Biju-Duval et Gariel, 1969). Trente ans plus tard, Moussine-Pouchkine *et al.* (1994) définissent ainsi l'ensemble cambrien de Fersiga, dans l'Est du craton. Au-dessus d'«un ensemble silico-clastique épais (800 à 2000 m)... contenant des faunes d'Ediacara, une série débutant par des formations glaciaires, en discordance angulaire sur les termes précédents, se poursuivant par un niveau carbonaté contenant localement des fossiles du Cambrien inférieur, puis par des argiles à niveaux phosphatés, suivi par une épaisse série d'argiles à silexites puis de grès éoliens ou fluviaux (1000 m)». Cet ensemble «serait contemporain de la sédimentation molassique dans les bassins intra-montagneux de la chaîne panafricaine en cours de démantèlement. Le passage à la sédimentation cratonique ordovicienne, où la différence entre craton et chaîne ne se marque plus dans la sédimentation, serait souligné par une période d'érosion continentale généralisée».

2.1. Fersiga, Grizim

2.1.1. La formation de base, glaciaire et post-glaciaire

Aux confins du Tanezrouft, de la Dorsale Regueibat et du bassin de Taoudenni, la formation glaciaire de Fersiga a été découverte par les géologues pétroliers qui étudiaient le bassin sédimentaire paléozoïque qui s'étend sous l'Erg Chech. Sur le reg désolé, loin de tout lieu habité, 400 km à l'Ouest de la piste Adrar -Gao, des blocs de toutes tailles de roches métamorphiques et de granite à gros grain ont été dégagés par le vent de leur matrice arkosique et carbonatée. Ces roches viennent des Eglab. Elles prouvent qu'à l'époque la couverture sédimentaire du Protérozoïque supérieur avait été par endroits érodée et que des roches du Protérozoïque inférieur affleuraient ... avec leurs minerais : Moussine a découvert, dans les couches phosphatées qui surmontent la tillite à Fersiga, une paillette d'or qui pourrait venir de filons comme celui de Caroline, ou d'arkoses comme celles du Guelb El Hadid. En 1969, Gariel et Biju-Duval donnaient une description remarquable de la formation glaciaire. Vingt ans plus tard son étude était reprise sous l'impulsion du Service géologique de l'Algérie par Aït Kaci et Moussine-Pouchkine. Nous donnons ici leur synthèse (Moussine *et al.*, 1993).

«La transgression glacioeustatique qui fait suite à la glaciation du Protérozoïque terminal est classiquement caractérisée dans l'Ouest africain par une succession tillite- calcaire- silexite, baptisée «triade» (Trompette, 1973). Le terme calcaire de cette «triade» a été daté de l'Atdabanien (Culver et Hunt, 1990). Des études entreprises en coopération avec le Service Géologique de l'Algérie dans le SW algérien permettent de préciser les modalités de cette transgression et de mieux comprendre la signification de la «triade». Les affleurements de Fersiga (SW du Tanezrouft) et de Grizim (W de l'erg Chech) sont particulièrement révélateurs».

2.1.1.1. Fersiga (Fig. 3.4)

«Dans cette zone la tillite, relativement épaisse (0 à 50 m), repose sur les grès de Cheikria, localement écaillés par une tectonique sous-glaciaire (mouvement de la glace vers le SE). La surface supérieure de la tillite dessine une

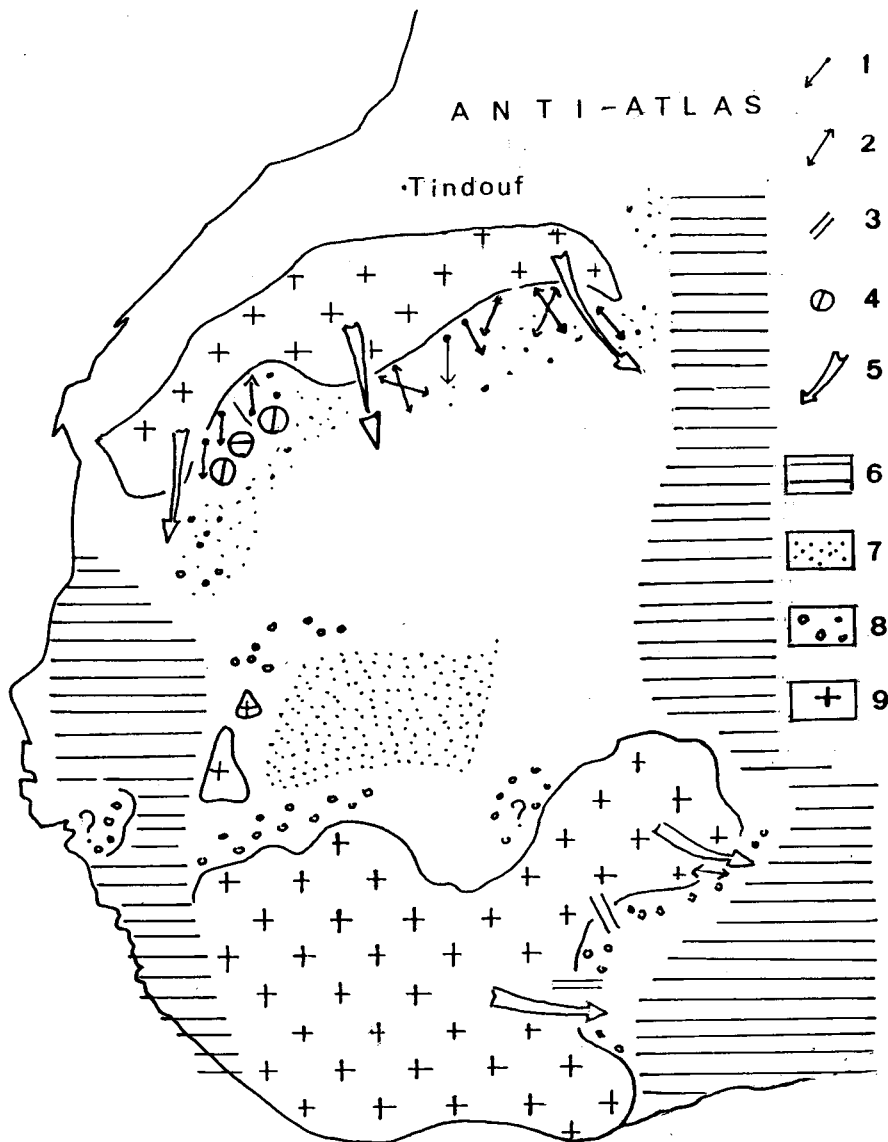


Fig. 3.5. - Témoins de la glaciation éocambrienne sur le craton Ouest africain, d'après Deynoux (1980, simplifié).

1. Stries avec broutures sur le plancher glaciaire.
2. Stries et cannelures sur plancher glaciaire et roches moutonnées.
3. Paléovallées.
4. Orientation des galets de la tillite.
5. Sens d'écoulement glaciaire déduit.
6. Dépôts marins, en avant des chaînes panafricaines de l'Est (transsaharienne) et de l'Ouest (Mauritanides).
7. Dépôts continentaux ou marins peu profonds.
8. Dépôts essentiellement continentaux.
9. Principaux affleurements actuels de socle précambrien. On n'a pas figuré ceux de l'Anti-Atlas où l'on ne connaît pas de traces évidentes de la glaciation

succession de vallums orientés N-S, où les dénivellations atteignent 30m et les pentes peuvent être raides. Cette morphologie est ... recouverte par un lit calcaire dont l'épaisseur varie de 0 à 1 m. Il s'agit de calcaires micritiques, lités, gris-bleu à rouges. La stratification est toujours perturbée par une espèce de plissement-fracturation donnant un aspect que nous avons qualifié de «brèches molles»... Ce faciès serait dû à une succession de glissements gravitaires de carbonates de plus en plus indurés (plissements souples, remaniements d'éléments de la tillite, formation d'intraclasts, bréchifications, sédimentations internes, cimentations de calcite, de barytine, silicifications). Dans les points bas des vallums morainiques ce faciès passe... à une alternance de marnes et de calcaires non déformés. Sur les points hauts, ces calcaires sont tronqués par une surface très irrégulière tapissée de croûtes phosphatées blanches, de minstromatolites phosphatés, tandis que les creux de la paléo-topographie sont comblés par plusieurs séquences lithologiques avec des argiles à la base et des sables phosphatés au sommet, présentant de nombreuses rides d'oscillation.

La sédimentation se poursuit par une puissante série d'argiles blanches parfois à miches carbonatées (80m), puis se charge ... en grès fins, parfois à obliques opposées. Cette séquence est terminée par une surface correspondant à une profonde érosion. Elle est surmontée par des grès grossiers à obliques contenant de nombreuses plaquettes des argiles blanches, indurées. Au dessus, la sédimentation redevient argileuse puis passe à des argiles porcelanées ou des silixites (300 m)».

2.1.1.2. Grizim

150 km au Nord-Ouest de Fersiga, dans les environs des puits et de la sebkha de Grizim, une tillite mince (0 à 10 m) repose sur les grès de Cheikria. Sa surface supérieure paraît plane. Elle est recouverte, ici encore, par un calcaire présentant toujours le faciès de «brèche molle» et dont la surface supérieure, érodée et bréchifiée, «est recouverte soit par des croûtes et des minstromatolites phosphatés, soit par des sables phosphatés s'insinuant dans les fentes des calcaires sous-jacents.

Latéralement vers le N, les carbonates sont recouverts par des argiles et des silts verts très glauconieux formant une para-séquence de 2-3 m,

grano-croissante, progradante vers le S, mais n'atteignant pas la zone des phosphates. Au-dessus de cet ensemble glauconieux et phosphaté se développe une sédimentation d'argiles passant progressivement vers le haut à des grès fins présentant souvent des obliques de directions opposées (herringbones) puis, plus haut, des chenaux décimétriques plus grossiers. Cette série est terminée par un ensemble épais (50 à 100 m) de grès moyens très bien classés, avec de très grands sets d'obliques, interprétés comme d'origine éolienne. Là encore une érosion importante prélude au dépôt, plus haut, de sables plus ou moins glauconieux puis d'argiles silteuses à tempestites et de silixites (400 à 500 m)».

2.1.1.3. Interprétation et discussion

«Nous pensons que la transgression glacio-eustatique a été particulièrement bien enregistrée dans cette zone orientale du craton ouest-africain du fait de sa position probable sur la marge de l'inlandsis. On sait en effet que le centre de la calotte glaciaire se trouvait loin vers le NW et que vers l'E on passe à des faciès glacio-marins; en outre la morphologie en vallums de la tillite à Fersiga n'aurait pu se former sous une épaisse couche de glace. En se basant sur les surfaces d'érosion on peut subdiviser la série sédimentaire supra-tillite en trois séquences :

- le banc calcaire,
- la succession phosphates, argiles, grès fins, grès éoliens, et
- la succession grès, argiles et silixites.

Il est clair que la troisième séquence, du fait de son épaisseur, ne peut être expliquée par une simple remontée eustatique, fut-elle de grande ampleur, et que son dépôt implique une subsidence forte pour créer l'espace nécessaire. Le troisième terme de la «triade» ne serait donc pas lié génétiquement à la transgression glacio-eustatique. Quant aux deux autres séquences nous proposons l'hypothèse suivante :

- La fusion de la calotte glaciaire entraîne dans un premier temps une remontée eustatique rapide, inondant presque entièrement le craton et permettant le dépôt généralisé des calcaires sur la surface instable de la tillite (blocage des apports terrigènes loin vers le NW);
- Une remontée isostatique du substratum se manifeste avec un léger décalage dans le temps et son amplitude est d'autant plus forte que la

surcharge glaciaire était importante. Cette amplitude a été plus grande que celle de la remontée eustatique sur la majeure partie du craton, sauf sur la marge E de l'inlandsis. Ici le rebond isostatique rattrape la remontée eustatique, ce qui permet la création de la surface érodée au sommet des calcaires, mais son amplitude est insuffisante. De ce fait, la remontée eustatique se poursuivant, ce secteur est de nouveau inondé, et la deuxième séquence peut se déposer, comblant l'espace créé.

Cette hypothèse demande encore de nombreuses confirmations, qu'il faudra obtenir par le biais de la modélisation». (Moussine et al., 1993).

Kazi Tani (in litt. 1999) conteste cette dernière hypothèse car la vitesse du rebond isostatique est, dans la péninsule scandinave, de l'ordre du cm/an tandis que l'on connaît «des vitesses de remontées eustatique de l'ordre du m/an. Les ordres de grandeur sont de 1 à 100. Il est donc peu probable qu'il puisse y avoir concurrence et l'explication d'un rebond isostatique qui rattrape la remontée eustatique n'est donc pas envisageable».

Reste le problème des phosphates. Dans une note ultérieure (Bertrand-Sarfati et al., 1997), les auteurs précisent que, dans les sédiments qui succèdent à la dernière tillite, la glauconie est étroitement associée à l'apatite. «La précipitation de la dolomite, calcite et évaporite post date la phosphatation et la glauconitisation ... indiquant une régression et une concentration chimique due à un climat chaud et peut être aride. Les stromatolites à apatite et les oncolites résultent d'une précipitation in situ dans les mattes bactériennes».

2.1.2. Pélites de l'Azlaf

Le premier, Villemur (1967) établit une lithostratigraphie des couches post-tillite et antérieures aux Grès de l'Erg Chech ordoviciens. Il distingue deux «séries» : les Pélites de l'Azlaf auxquelles font suite les Grès du Kreb En Naga. Ces termes sont employés encore aujourd'hui. A Fersiga la Formation des Pélites de l'Azlaf, «épaisse ici de 350 mètres environ débute... par une quinzaine de mètres de grès très grossiers à nombreuses galettes d'argiles blanches et à grandes obliques bidirectionnelles (SSE et WSW) ravinant la Formation de l'oued Djouf (= sommet de la formation glaciaire) et remaniant ses éléments. Elle est constituée ensuite par des pélites

d'abord grises et vertes, à petites passées à ciment carbonaté puis grises et rouges. A son sommet elle comporte de fins lits gréseux à petites obliques de rides, ou laminés horizontalement, et par endroits on peut observer des déformations syn-sédimentaires : slumps, blocs métriques basculés, failles normales de tassement, indiquant l'existence d'une pente au cours du dépôt. Néanmoins on peut considérer cette formation comme déposée en milieu marin relativement calme... Le faciès silexite existe ici aussi mais vers le haut de la formation». (Aït-Kaci et Moussine-Pouchkine, 1994).

2.1.3. Grès du Kreb En Naga

Le passage de la formation précédente à celle des Grès du Kreb en Naga se fait, dans la région de Fersiga, par une quarantaine de mètres de séquences argilo-gréseuses grano- et strato-croissantes de quelques mètres d'épaisseur. Les surfaces de ravinement et les surfaces à mud cracks sont communes ainsi que des traces d'évaporites. «Le milieu, de franchement marin, passe progressivement à une plateforme très peu profonde parcourue par des corps sableux et soumise à des émergences périodiques. Le milieu se confine alors et donne des dépôts de sebchas commençant à alterner avec de petits épisodes éoliens» (Aït-Kaci et Moussine-Pouchkine, 1994). Dans la plaine en contre-bas de la falaise du Khnachich qui limite à l'Ouest le plateau du Tanezrouft, le paysage lunaire, rouge et jaune, balayé par le vent, sillonné par les murs noirs des agators (= les dykes de dolérites jurassiques) est un lieu idéal pour étudier la sédimentologie de la Formation. On y distingue deux ensembles :

- Un ensemble éolien

Les grès, fins à moyens, vert pâle ou ocre se présentent sous deux faciès. Un grès vert à grains ronds-mats «montre des sets à obliques plus ou moins raides métriques à décamétriques, correspondant sans aucun doute à des accumulations dunaires éoliennes» (Aït-Kaci et Moussine-Pouchkine, 1994). L'enveloppe de smectite qui enrobe les grains est tardive, mésozoïque (env. 200 Ma, datation K/Ar Bonhomme). Dans les grès ocres, les laminations sont planes et frustes, en sets métriques. Ils correspondraient à «un dépôt interdunaire, les

sables dunaires étant remaniés par des écoulements temporaires»... «La base de cette formation éolienne peut présenter de spectaculaires structures d'érosion, dues à des écoulements brutaux puis le remplissage de ces structures par du sable grossier ou fin, mélangé de boules ou de galettes d'argile parfois décimétriques, ainsi que de rares galets. On peut aussi y déceler de petites structures d'échappement d'eau. Les mesures des obliques dans les dépôts dunaires montrent une direction des vents dominants orientée au nord-est». (Aït-Kaci et Moussine-Pouchkine, 1994).

- Un ensemble fluviatile supérieur

Il est formé par des arkoses et des argiles en bancs de quelques mètres, interprétés comme des dépôts fluviatiles et de plaine d'inondation. Les arkoses montrent de larges gouttières, très plates, emboîtées, montrant l'écoulement vers le Sud-Sud-Ouest d'un probable réseau en tresse. «Certaines gouttières sont parfois recoupées par des surfaces à concentration de petits galets roulés divers : quartz ou quartzite, rhyolite, ignimbrite, jaspe vert ou rouge, plus rarement granite.... Les pélites argileuses rouges finement laminées, parfois remaniées presque sur place donnent des passées bréchifiées. Elles admettent parfois des niveaux centimétriques d'arkoses fines à toutes petites obliques et à petits débris de pélites» (Aït-Kaci et Moussine-Pouchkine, 1992).

Ces couches sont altérées au sommet sur 60 cm d'épaisseur et sont surmontées d'un conglomérat siliceux, le conglomérat de Sobti (Villemur, 1967) qui forme la base des Grès de l'Erg Chech, considérés comme ordoviciens.

2.2. L'Adrar mauritanien

Trompette (1973) et Deynoux (1983) attribuent au Protérozoïque supérieur - Cambrien le groupe des Jbéliat (CO₁), le groupe de Teniagouri (CO₂-CO₃) et une partie du groupe de la Falaise d'Atar (CO₄-CO₈) que traverse la grande route d'Atar à Chinguetti. On y voit, de la base vers le sommet, c'est à dire de l'Ouest (le socle archéen) vers l'Est (les séries de l'Adrar) :

- Un ou des niveaux à blocs emballés dans une matrice (CO₁) et considérés comme d'anciennes moraines glaciaires (tillites);

- Des calcaires, à lentilles de barytine parfois largement cristallisée;
- Une formation pélitique verte à niveaux siliceux dénommés «silexites» (CO₂-CO₃).

Ces trois termes constituent la Triade que les géologues de l'Ecole de Marseille ont suivie jusqu'au Sénégal, en Guinée (Villeneuve, 1979) et dans le bassin des Voltas (Trompette, 1983). On sait maintenant que cet assemblage ne correspond pas à un ensemble sédimentaire cohérent génétiquement.

2.2.1. Les niveaux glaciaires

A la suite de Deynoux (1980, 1983), on appelle les couches glaciaires «Groupe des Jbéliat». Elles affleurent sur 125 km, en une bande étroite Nord-Est- Sud-Ouest au sein de l'Adrar, surmontant «en discordance angulaire et de ravinement ... les grès fins, siltstones et shales du Groupe de l'Assabet El Hassiane, les calcaires et dolomies à stromatolites... d'Atar et de Tifounké et les grès du Groupe de Char, pour venir reposer... à Nouakane ...sur le socle granitique de l'Amsaga... Le plus souvent le Groupe des Jbéliat n'est représenté que par quelques mètres de tillite, surmontés par 3 à 5 m de dolomie calcaire à barytine, puis par les silexites formant la base du Groupe de Teniagouri... Cette tillite ne représente certainement que le dernier événement glaciaire dans cette zone ... où les dépôts des phases glaciaires antérieures ont été déblayés ... Cependant ... 60 km au Nord-Est d'Atar d'autres dépôts ayant échappé à l'érosion sont présents» (Deynoux, 1991). Des surfaces d'érosion glaciaire sont «jalonnées par des planchers polis, striés ou cannelés, par des roches moutonnées ... Aux tillites succèdent des dépôts de remaniement ... constitués par des grès à passées conglomératiques ... ou par des argilites à blocs lâchés dont certaines présentent des caractères de varves...» (ibidem). La dernière surface est scellée par des grès grossiers formant des bourrelets polygonaux dûs au remplissage de fentes de gel formées lorsque «la surface était soumise à un froid sec et intense provoquant la fracturation du pergélisol». Ces polygones sont recouverts ici par 3 à 5 m de dolomie calcaire à barytine et stromatolites.

Cette glaciation est-elle contemporaine de la glaciation Varangienne (ou varangérienne) décrite

en Scandinavie et réputée de la fin du Précambrien? Clauer (1976) mesure les rapports isotopiques du Rb/Sr d'argiles considérées comme néogènes dans la tillite. Il obtient des âges compris entre 650 et 600 Ma, donc Précambrien supérieur. Bien des années plus tard, Culver *et al.* (1988a et b) découvrent dans les calcaires qui surmontent la tillite, aux confins du Sénégal et de la Guinée, de petits fossiles qu'ils rapportent au Cambrien inférieur. La dernière tillite de la glaciation date donc de la limite Précambrien-Cambrien, comme le suggérait le qualificatif d'éocambrien des anciens auteurs.

2.2.2. Les silexites

Les Silexites (CO₂-CO₃), sont (Trompette, 1973) des roches sans grain visible, argileuses et silteuses, à ciment siliceux, finement stratifiées qui se débitent en petites plaquettes dures. Elles surmontent, dans l'Adrar, les couches glaciaires, et ne sont épaisses, là, que de 15 à 50 m. Elles sont phosphatées, riches en spicules d'éponges calcaires et siliceuses, et contiennent des radiolaires. Pourquoi ce sédiment si fin et si siliceux ? S'agit-il de loess périglaciaire resédimenté en mer ? mais la glaciation était terminée, ou bien la silice proviendrait-elle des cendres des éruptions acides qui se produisent à ce moment là ?

Moussine-Pouchkine précise (2001, *in litt.*) que «*les silexites et les brèches phosphatées qui en constituent la base reposent, dans l'Adrar, sur une surface altérée et largement karstifiée, entaillée dans les calcaires dits «à barytine». Cette surface correspond à la centaine de mètres de sédiments, marins puis éoliens, régressifs, qu'on trouve à Grizim. Cette surface correspond donc à l'amalgamation de deux limites de séquences.*»

2.2.3. Le Groupe de la Falaise d'Atar

Le Groupe de la Falaise d'Atar est représenté par 250 à 285 m de grès, shales, calcaires et dolomies (CO₄-CO₈) qui affleurent au-dessus, dans le talus que surplombe la falaise de l'Adrar. Les empreintes de trémies de sel sur des joints argileux des grès, fins, à rides et stratifications obliques, suggèrent à Trompette (1973) un milieu de dépôt tantôt marin tantôt lagunaire qu'il compare au Golfe Persique. Les calcaires ou dolomies CO₅ contiennent des stromatolites. On attribue ces

couches au Cambrien, mais sans preuves paléontologiques. Elles sont surmontées par les Grès de Chinguetti et d'Oujeft (CO₉-CO₁₀), attribués au Cambrien et à l'Ordovicien inférieur (Deynoux, 1983).

2.3. Les Richat

Au Nord-Est de l'Adrar, un plateau gréseux s'allonge vers l'Est sur près de 90 km, entre les dépressions ensablées de la Maqteir au Nord et du Waran au Sud. Dans sa partie occidentale, il est échanuré par une boutonnière de 46 km au centre de laquelle le dôme arasé des Richat (Monod et Pomerol, 1973) fait apparaître la série d'Assabet El Hassiane (Protérozoïque supérieur, Chap. 1). Entre l'enceinte externe (Rich Seriz) du dôme des Richat, formée par les derniers grès de cette série, et le pied de la falaise limitant le plateau gréseux ordovicien des Grès de Chinguetti, une large dépression périphérique (Hofrat, Akerdil) correspond à des couches plus tendres qu'on attribue au Cambrien. En effet, au pied du Rich Seriz, un liseré de calcaires et de siltites vertes plus ou moins varvées correspondent à la formation glaciaire éocambrienne. On n'a pas trouvé ici de tillites. Les calcaires, mal stratifiés, montrent des «brèches molles» comme celles de Fersiga, et de petits stromatolites. Ils ont été, nous dit Moussine-Pouchkine (*in litt.*), comme dans l'Adrar, altérés et karstifiés. On ne peut encore évaluer la durée correspondant à la régression, l'altération et la karstification avant le retour de la mer et le dépôt des silexites et des siltites vertes qui apparaissent dans les petits ravins, au pied du glacis. La sédimentation (marine ?) se poursuit par le dépôt de grès fins en plaquettes, de siltites et de petits lits calcaires, parfois à cherts et montrant souvent une structure en cone-in-cone. Deux horizons calcaires plus importants forment un entablement dans la dépression orientale (Akerdil). On n'y a pas encore trouvé de fossiles.

3. LES MOLASSES PANAFRICAINES AU SAHARA CENTRAL

Par comparaison avec les Alpes, (Figs. 3.6 et 3.7) on appelle, du nom de molasses, des sédiments détritiques (grès, conglomérats) qui,

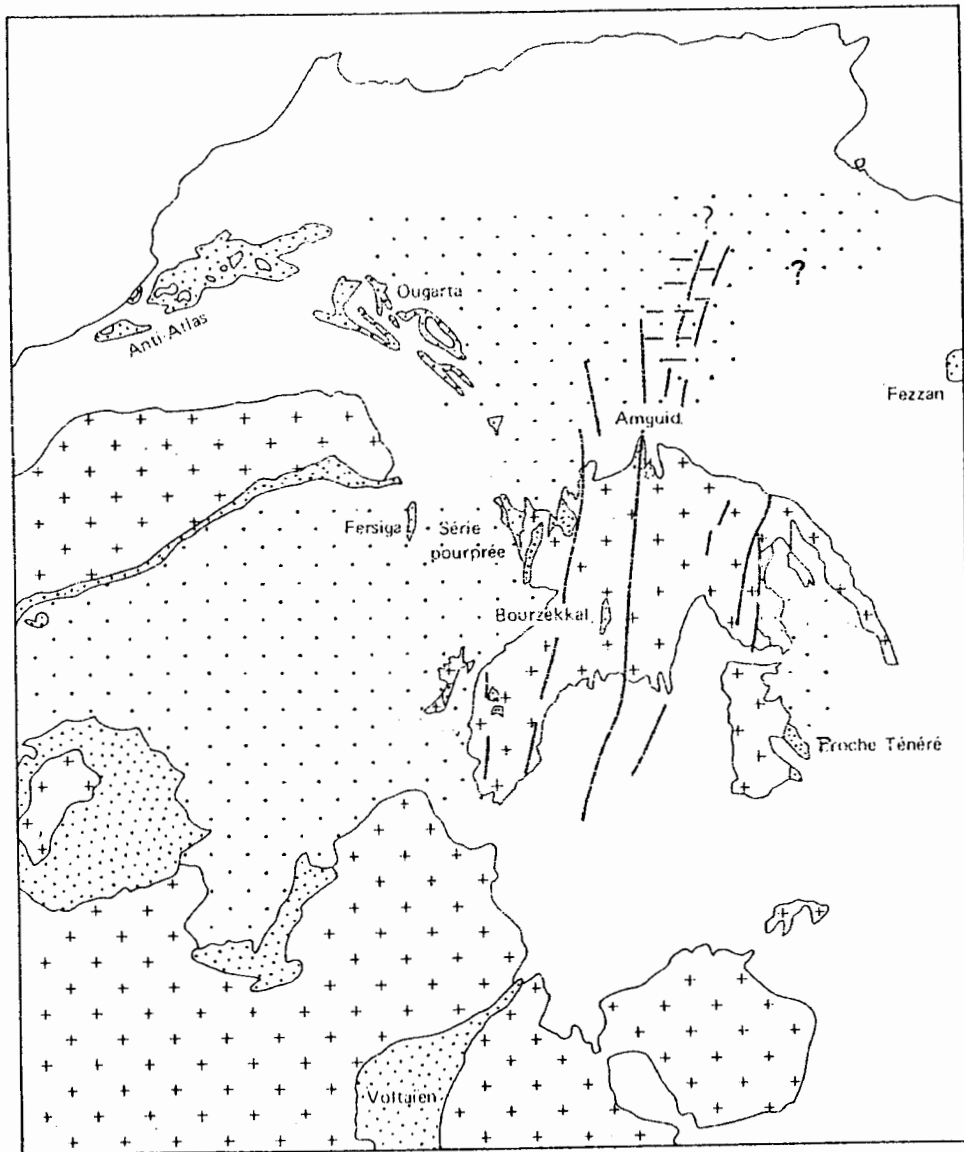


Fig. 3.6. - Extension du Cambrien et des couches sous-jacentes peu déformées (Néoprotérozoïque) en Afrique de l'Ouest.

Croix : socle précambrien.

Pointillé dense : affleurement de ces séries.

Pointillé lâche : présence prouvée par des sondages, ou possible.

Surcharge de traits : grès cambriens (infra-Tremadoc) reposant directement sur le socle.

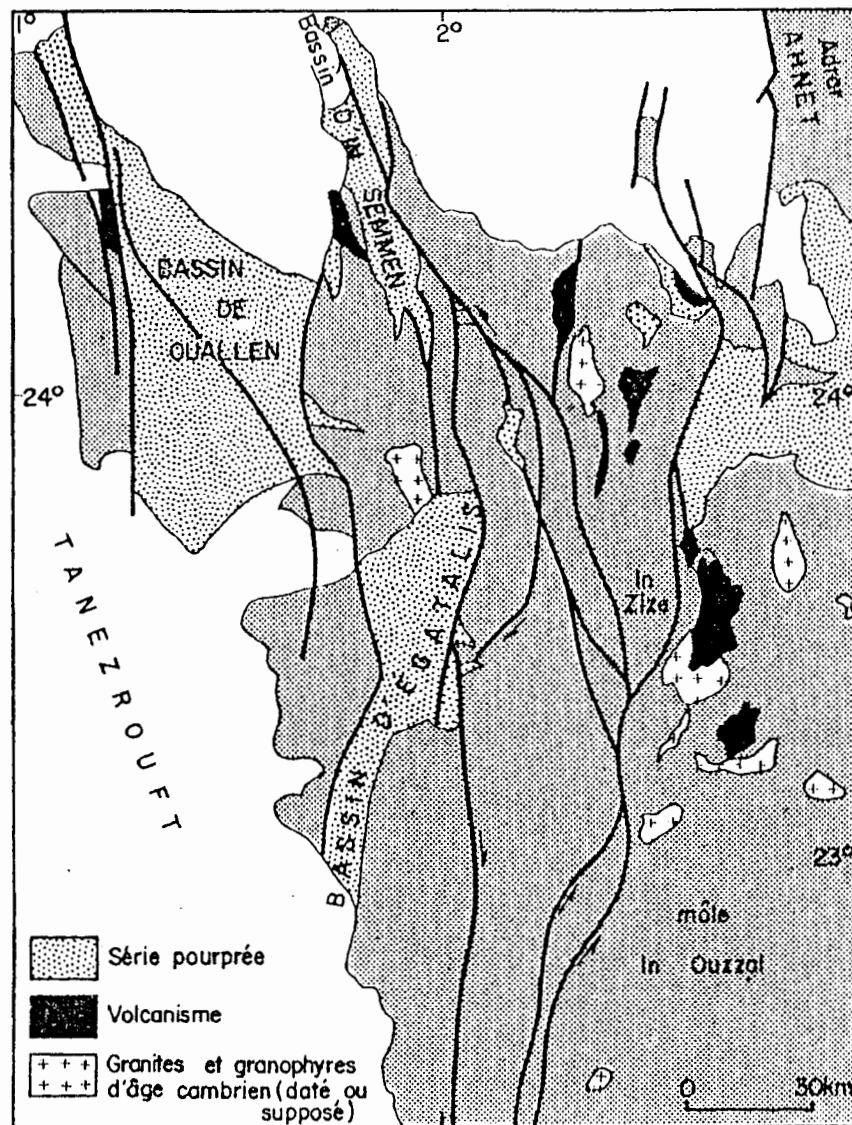


Fig. 3.7. - La Série Pourprée dans l'Ahnet d'après Caby et Moussu (1967).

On remarquera la disposition des affleurements souvent limités par des failles (des décrochements) connus dans le socle, surtout dans la moitié Ouest. Au nord du môle In Ouzal les dépôts non plissés s'étalent plus largement. Le Précambrien est figuré en gris sur la carte.

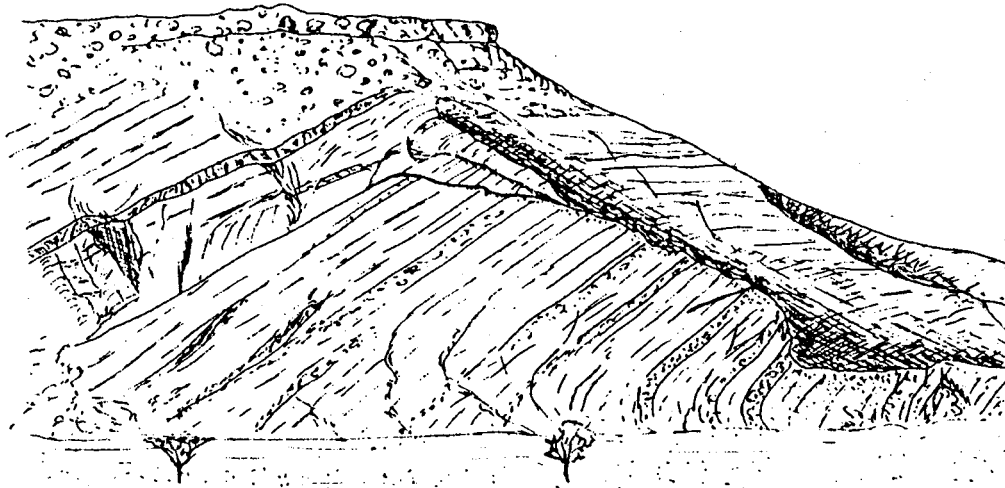


Fig. 3.8. - Discordance de l'Ordovicien sur la Série Pourprée à l'Est de Ouallen d'après une photographie. Cette série, ici formée d'arkoses et de siltites rouges, discordante sur le socle et modérément plissée avant le dépôt des grès des Tassilis Internes, a été longtemps l'un des types de «Série Intermédiaire» entre socle Précambrien et couverture Paléozoïque.

comme en Suisse, se sont accumulés au pied d'une jeune chaîne de montagnes en cours de surrection et d'érosion. Au Sahara, ces molasses sont comprises entre les formations plus ou moins métamorphiques panafricaines et les premiers sédiments de la couverture de plate-forme, attribués à l'Ordovicien. De telles formations affleurent 1°- en bordure de la chaîne, dans l'Ouest du bouclier Touareg. Nous les nommerons molasses d'épisuture. C'est la Série Pourprée de l'Ahnet et ses équivalents au Sud, dans l'Adrar des Iforas. 2°- En témoins conservés dans le centre et l'Est du bouclier Touareg. Les séries d'Amguid, de Bourzekkal etc. se sont déposées dans des fossés intra-montagneux de la chaîne (Fig. 3.6).

3.1. Les molasses d'épisuture

3.1.1. La Série Pourprée de l'Ahnet

C'est Monod (1931-1932) qui découvrit dans l'Ahnet (Fig. 3.7), au Nord-Ouest du bouclier Touareg, une série sédimentaire beaucoup moins déformée que le socle et recouverte en discordance par les grès des Tassilis Internes (Fig. 3.8). Par analogie avec ce que l'on connaissait alors, il

considéra que ces grès et arkoses rouges à blocs pourraient être du Cambrien.

En 1967, Caby et Moussu ont montré que cette série s'est déposée dans des fossés distincts (Fig. 3.9). Ils distinguent alors deux bassins : Ouallen à l'Ouest et In Semmen à l'Est. Ils montrent aussi l'existence de dépôts glaciaires beaucoup plus importants qu'on ne l'avait supposé jusque là (Fabre *et al.*, 1962) qu'ils appellent Tillites 1 à 4.

Cette étude est reprise par Aït Kaci et Moussine Pouchkine. Les premiers résultats sont publiés en 1987, mais la plus grande partie est demeurée inédite. On peut distinguer (AMP, com. or., 2001), d'Ouest en Est, 7 bassins (de 3.1.1.1. à 3.1.1.7.) qui montrent des histoires et une sédimentologie différente : du marin à l'Ouest, au continental à l'Est, au pied de la chaîne, mais aussi une évolution du Sud vers le Nord.

3.1.1.1. Le bassin du Tanezrouft, marin

Il affleure mal, à l'Ouest de Ouallen. De la Série Pourprée a été trouvée au fond du forage de la balise 200, à 200 m de profondeur. La Série Pourprée du Bled El Mass, au Nord, en constitue peut être le prolongement septentrional.

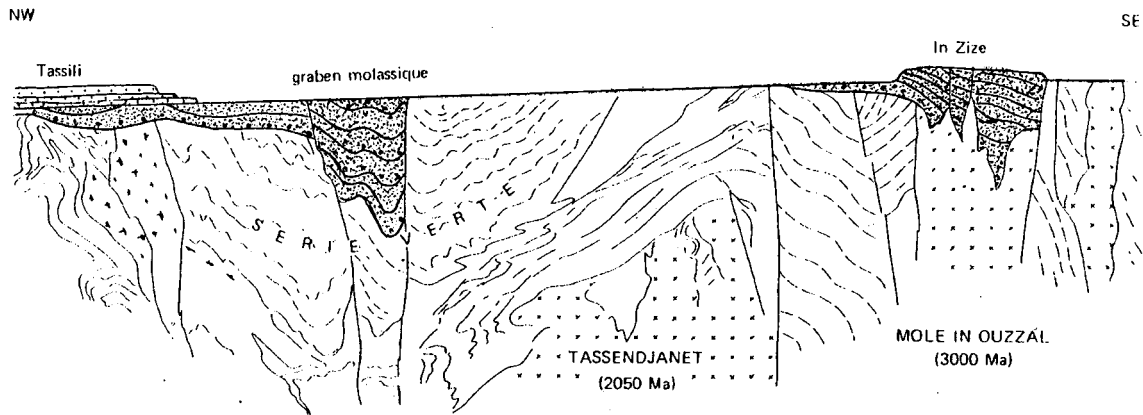


Fig. 3.9. - Coupe de deux grabens molassiques sur la marge occidentale de la chaîne panafricaine. Schéma d'après Caby (1970).

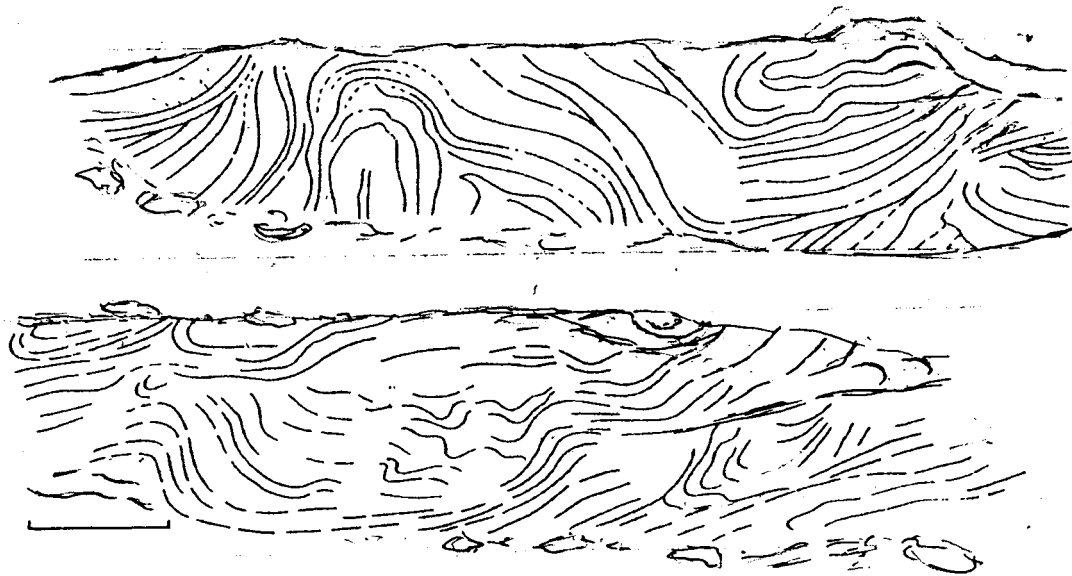


Fig. 3.10. - Déformations par glissement de grès argileux de la Série Pourprée au pied de l'Adrar Adafar (Ouest de l'Adrar Ahnet, au Sud du Foum El Agbet). La pression de la glace sur des sédiments encore frais peut être la cause de ce phénomène (d'après photos, 1962).

3.1.1.2. Le bassin du Taguengant (Fig. 3.9)

Au pied du Tassili de Ouallen. C'est un demi-graben précoce dont le contenu, détritique et carbonaté, a été plissé et schistosé. Il a été décrit autrefois comme Série inférieure par Caby et Moussu (1967), représentant l'équivalent dilaté de la «Triade» (tillite- calcaires-silexites) dans une zone très subsidente. Les auteurs distinguent trois membres.

a. 600 m environ d'arkoses fines indurées, mauves à gris-verdâtre, souvent micacées et riches en matériel silteux rubéfié. Les bancs réguliers, épais de 0,50 à 2 m en moyenne, sont séparés par des lits argilo-pélitiques rouges, parfois carbonatés. Des passées de galets s'observent çà et là, sans granoclassement ni traces de courant nettes;

b. 200 m de pélites rutilantes rappelant la Série Lie de Vin de l'Anti-Atlas marocain;

c. Un membre supérieur détritique et carbonaté, épais de 200 m. Des bancs et des lentilles de calcaire mauve en plaquettes, manganésifères, parfois à mouches de chalcosine, sont interstratifiés dans des faciès analogues à ceux du terme précédent. Des décharges conglomératiques, localement à cachet fluvio-glaciaire, sont intimement mêlées aux calcaires souvent riches en quartz et en feldspath roses anguleux. Ces derniers ont fourni quelques stromatolites en colonnes non ramifiées. Un niveau (20 à 40 m) de calcaire beige à lentilles dolomitiques, surmonté de tufs andésitiques, marque le sommet de cette succession. 5 m de pélites hématitiques et de jaspes les surmontent en plusieurs endroits.

Le long de la bordure du graben, 20 km au Nord de l'erg Adanat, plusieurs dykes rhyolitiques recourent les calcaires.

3.1.1.3. Le bassin de Ouallen

«Ce bassin, limité à l'Est et à l'Ouest par de grands accidents, est comblé par une série sédimentaire épaisse de plus de 7000 m, dont les termes inférieurs affleurent vers l'Est et les termes supérieurs à l'Ouest... Sa base n'est connue nulle part (Aït Kaci et Moussine-Pouchkine, 1987)». On y retrouverait, selon Moussine-Pouchkine (com. or. 2001), la même organisation qu'à Fersiga. D'abord du glacio-marin représenté par des moraines puis des varves, que surmonte une formation éolienne, des paléo-dunes de 25 m de

haut recouvertes par des couches marines (fusion de l'inlandsis ?) qui précèdent une grosse série détritique. Aït Kaci et Moussine-Pouchkine (1987) distinguent «huit ensembles lithostratigraphiques informels» (de A à H) :

- Une formation A. «700 m d'arkoses pourpres homogènes...en unités métriques et décamétriques». Leur sédimentation «suggère un dépôt éolien...Ces sables ont été déposés dans un système de dunes linéaires...Dans cette formation s'intercalent des nappes de cendres rhyolitiques et ignimbritiques».

- Une formation B. Un conglomérat à dreikanTERS, qui peut raviner la formation éolienne, marque la base d'une «formation d'arkoses moyennes à fines, rouges, litées. Les structures sédimentaires (gouttières à obliques, rides chevauchantes, passées argileuses, fentes de dessiccation suggèrent un mode de dépôt par des courants aquatiques...soumis à des émerSIONS périodiques» Cette formation serait épaisse de 100 à 150 m.

- Une formation C. «1000 m d'argiles silteuses pourpres...vertes... et d'arkoses micacées à stratifications obliques et fentes de dessiccation... A la fin de la série visible s'intercalent de petits niveaux de calcaires bleus noduleux, à débris phosphatés...On a donc ici le passage continu d'une sédimentation continentale éolienne à un dépôt terrigène plus ou moins subaquatique, dans une zone relativement éloignée des sources de matériel détritique».

- Une formation D. «1000 m d'argiles et de silts verts finement laminés...lentilles gréso-conglomératiques ... à éléments polygéniques ... arkoses grossières ... à grandes stratifications obliques ...Les argiles contiennent fréquemment des galets lâchés (dropstones)...Le milieu de dépôt des argiles à galets correspond à un environnement marin ou lacustre ...en-dessous de la zone d'action des vagues, à une distance importante des environnements glaciaires proximaux...les arkoses à obliques étant transportées dans ce milieu par des courants de fond peut-être liés à des fluctuations glaciaires».

- Une formation E. «700 m d'arkoses fines à grossières, parfois à petits galets...stratifications obliques ... d'origine fluviale ... Les galets sont pour la plupart des éléments anguleux de silts pourpres...provenant d'une molasse antérieure».

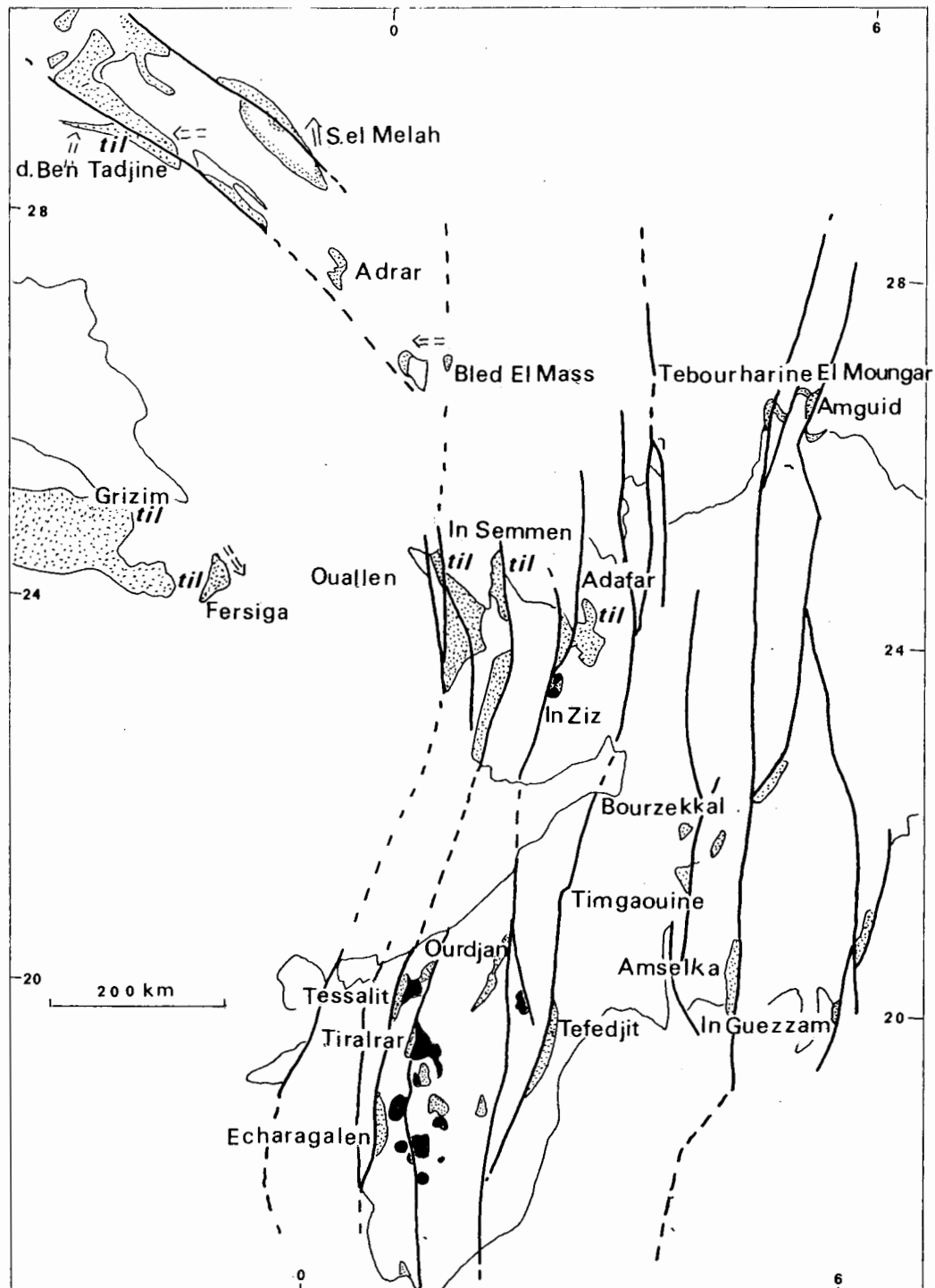


Fig. 3.11. - Situation des molasses tardi-panafricaines cambriennes dans le bouclier Touareg et de quelques formations contemporaines de la marge orientale du craton ouest-africain (en pointillé).
 Flèches : directions d'apport mesurées. til : conglomérats glaciaires certains ou supposés. On a esquissé par un trait fin les limites du Cambrien et du socle et par un trait fort la suture panafricaine et quelques failles importantes.

- Une formation F. «2100 m d'argiles vertes très finement laminées, à minces lits silteux et contenant des galets isolés arrondis ...souvent arkosiques. ..Ces argiles ont dû être déposées en milieu marin ou lacustre relativement profond».
- Une formation G. «1400 m d'arkoses conglomératiques et de conglomérats à stratification obliques et galets imbriqués...en majorité de nature arkosique ou silteuse rouge, la proportion de galets provenant du socle (granites, quartzites, roches volcaniques) n'excédant pas 20%. La taille des éléments croît progressivement vers le haut de la formation jusqu'à former un conglomérat à blocs ...atteignant 50 cm, jointifs...Le matériel ...provient ...de la molasse déposée...dans le bassin voisin du Taguengant (Caby et Moussu, 1968)...à la suite de la formation d'un relief de faille».
- Une formation H. Argiles vertes laminées à rares galets lâchés, visibles sur une centaine de mètres, et reposant directement sur les conglomérats sous-jacents.

3.1.1.4. Le bassin du Tahouhannet

Formation C de Aït Kaci et Moussine-Pouchkine (1987), lagunaire et fluviale. Des argiles ont été datées par Clauer (1976) en Rb/Sr. à 487 ± 18 Ma. Cet âge, ordovicien, est celui d'une recristallisation diagenétique. La formation, épaisse de 800 m environ, affleure au pied du Tassili du Tahouhannet. Sa base n'est pas connue. Selon Caby et Moussu (1968), elle comprend, de bas en haut, 5 termes :

- a. Arkoses grossières roses, à stratifications obliques d'amplitude décimétrique, représentant des remplissages de chenaux fluviaux (500 m environ).
- b. Cinérites compactes et tufs ignimbritiques acides de teinte crème (20 m env.). Ces roches présentent des faciès et un chimisme analogue à certaines ignimbrites d'In Zize. Des lits montrent de petites sphérules siliceuses que l'on peut comparer au niveau à spicules d'éponges de Mauritanie.
- c. 100 m env. d'argiles vertes ou rouges.
- d. Grès fins mauves à surfaces bosselées, ripple marks, et matrice parfois légèrement carbonatée.
- e. Arkoses conglomératiques et lits argilo-carbonatés en petits bancs rouges (10 m). Calcaires à barytine ?

3.1.1.5. Le bassin d'In Semmen

Le remplissage sédimentaire de ce bassin, limité par de grands accidents, «présente une nette différenciation du Sud au Nord. Il repose au Sud en discordance majeure sur le socle Pan-Africain, qui n'apparaît pas au Nord». (Aït Kaci et Moussine-Pouchkine, 1987). Partant de l'hypothèse du synchronisme d'un niveau calcaire médian qu'on connaît au Nord et au Sud, les auteurs distinguent trois ensembles :

- Une formation infra-calcaire.
Dans le Sud du bassin, des brèches polygéniques et des arkoses graveleuses à obliques comblent des creux de la paléotopographie du socle. En allant vers le Nord, des arkoses pourpres, déposées en milieu fluviale, passent à plus de 600 m d'argiles et arkoses fines, organisées en séquences décimétriques strato et granocroissantes. Le faciès devient franchement fluviale vers le haut. «l'ensemble de la formation pourrait avoir été déposé dans un milieu deltaïque progradant vers le Nord» (*ibidem*).
- Une formation carbonatée
20 m de calcaires recouvrent les brèches et arkoses, voire le socle, au Sud du bassin. Au Nord ils «surmontent en concordance les arkoses fluviales de la formation précédente, par l'intermédiaire de quelques mètres d'argile» (*ibidem*). Ces calcaires, finement laminés, parfois à stromatolites, contiennent au Sud des blocs de nature variée provenant du socle ou des bords du bassin. «La caractéristique principale des calcaires ...est...la déformation synsédimentaire ...qui les affecte : redoublements ...plis métriques désordonnés, bréchification importante, cimentations de calcite noire ou grise, sédimentation interne entre les blocs» (*ibidem*).
Ces calcaires sont parfois à barytine ou manganèse, et riches en matière organique. Des bancs lenticulaires de faciès analogue, bréchiques et plus riches en éléments détritiques, peuvent se développer jusqu'à une cinquantaine de mètres au dessus de cet horizon calcaire principal.
- Une formation supra-calcaire.
Faciès et épaisseurs évoluent du Sud au Nord. Au début se déposent au Sud une centaine de m de conglomérat polygénique à galets de rhyolite qui pourraient venir du massif du Taoudrart, situé à une trentaine de km à l'Est (Caby, 1970). Dans le centre du bassin se déposent 120 m d'arkoses

fluviales dont l'équivalent (géométrique) serait, au Nord, 120 m d'arkoses à gouttières. Ces couches sont surmontées, dans le Sud par des argiles vertes, parfois laminées, associées à des conglomérats polygéniques, remaniant, entre autres, le calcaire sous-jacent, et à galets souvent dispersés dans une matrice argileuse (tillite ?). Dans le centre et le Nord du bassin, les conglomérats n'existent plus. Seules subsistent les argiles (100 m env.). Dans le centre, celles-ci contiennent des lits de cinérite, et dans le Nord, des lits de siltites et de jaspes et de rares miches carbonatées.

La sédimentation devient plus grossière ensuite : 150 m d'arkoses vertes granoclassées, de conglomérats et d'argiles se déposent au Sud. Dans le centre, ce sont des arkoses fluviales, et, dans le Nord, plus de 1000 m de turbidites : des arkoses et des argiles, rythmiques, où des lits chaotiques correspondent à des glissements par gravité. *« Cette série est surmontée par un complexe de brèches pyroclastiques associées à des laves basaltiques, elle-mêmes recoupées par des dykes de trachyte et par des culots syénitiques »* (Aït Kaci et Moussine-Pouchkine, 1987), déjà décrits par Caby et Moussu (1968). L'évolution des dépôts *« montre que ce bassin se prolongeait probablement beaucoup plus au Nord que ses limites actuelles »*.

Au milieu de cette accumulation de détritique, les calcaires, souvent associés à du volcanisme, constituent une énigme. Souvent bréchiques sur toute leur épaisseur ou seulement à leur sommet, ils montrent des plis métriques analogues à ceux des calcaires associés aux tillites du bassin de Taoudenni (Fersiga, Grizim §.2.1, Richat, § 2.3). Ces plis sont produits par des glissements synsédimentaires ou de la cryoturbation.

Au Sud, à proximité des bassins résiduels, des filons clastiques remplis de carbonates mauves à débris détritiques traversent le granite du Tassendjanet et reflètent les phénomènes de distension qui ont accompagné le dépôt de cette formation.

3.1.1.6. Le bassin d'Egatalis

Selon Caby et Moussu (1968), sur la bordure orientale du graben d'Egatalis (Fig. 3.7), les calcaires mauves en plaquettes sont interstratifiés avec des coulées de rhyolite. A proximité, deux paléovallées ont été comblées de tillites à blocs

alignés et classés, recouvertes en transgression par des calcaires. Dans la partie septentrionale du graben, tillites et silexites manquent. La base de la série est formée par des calcaires détritiques mauves et des argiles qui passent latéralement à des arkoses pourpres.

3.1.1.7. Le bassin de l'Adafar- In Zize

Ce «bassin» s'est formé sur le môle In Ouzal, à proximité des coulées rhyolitiques et dacitiques du massif d'In Zize, daté par Allègre et Caby (1972) à 519 ± 11 Ma en Rb/Sr sur RT. Une succession de bancs de conglomérats et d'arkoses grossières forme de petites collines au pied du Tassili de l'Adafar. Dans l'un des niveaux conglomératique, de nombreux galets émoussés de quartzites montrent des stries glaciaires (Fabre *et al.*, 1962). On aurait là une tillite déposée par un glacier de montagne (?) venu de l'Est, qui serait aussi responsable de la déformation des sédiments au voisinage (Fig. 3.10).

3.1.2. Formations molassiques d'épisuture des Iforas : les séries d'Echaragalen et du Tiralrar (Fig. 3.11)

A côté de la piste d'Adrar à Gao, affluent, vers $18^{\circ}45'N-0^{\circ}48'E$, des molasses dessinant de larges plis, déposées en discordance sur des molasses précoces de même composition mais redressées à la verticale.

Dans cet ensemble, on distingue (Davison et Fabre, 1976, Fabre *et al.*, 1982) au moins 5 séquences sédimentaires, débutant par des conglomérats et des brèches sédimentaires et/ou des agglomérats volcaniques et se poursuivant par des arkoses granoclassées et des siltites. Vers le sommet de la seconde séquence un mince horizon d'une roche siliceuse verte, aphanitique (silexite ?) à convolutes pourrait être une cinérite.

Ces molasses cachètent une bande mylonitique subméridienne qui souligne une grande faille tardive de la chaîne panafricaine. Elles se trouvent dans la même situation que les épaisses couches de conglomérats, siltites et arkoses qui bordent à l'Ouest le plateau rhyolitique du Tiralrar, 100 km au Nord-Nord-Est. Or les nappes volcaniques qui constituent celui-ci sont contemporaines ou postérieures aux dykes rhyolitiques subméridiens sous-jacents qui ont été datés à 543 ± 9 Ma (Liégeois et Black, 1984). Elles pré-datent cette

formation détritique qui est manifestement antérieure aux grès ordoviciens transgressifs sur le flanc oriental de l'Adrar des Iforas. Elle est donc bien cambrienne.

Ces deux séries, d'Echaragalen et du Tiralrar, peuvent être mises en parallèle avec la Série Pourprée de l'Ahnet; des séries plus complètes existent sans doute à l'Ouest sous le fossé du Tilemsi. Quant au massif volcanique du Tiralrar, traversé par un pluton hyper-alkalin, il trouverait son équivalent, chronologique et structural, dans celui d'In Zize.

3.2. Les molasses de fossés intra-montagneux

Dans le bouclier Touareg, et en particulier dans ses parties occidentale et centrale, on connaît des affleurements de sédiments détritiques peu déformés dont l'évolution ne dépasse pas l'anchizone ou le sommet de l'épizone et que l'on peut attribuer à des dépôts molassiques. Ils correspondent à des résidus conservés au fond de bassins intra-montagneux. Ces reliques ont subsisté dans des fossés souvent étroits contre de grandes fractures, en particulier celles qui limitent les différents blocs, les « terranes » juxtaposés (Black *et al.*, 1994) qui constituaient la chaîne.

On peut distinguer deux types de séries. Le premier serait la Série de Tebourharine (à la limite septentrionale du bouclier). C'est une succession de siltites, grauwackes fines ou grossières, calcaires roses (rares), et conglomérats. Ces derniers évoquent parfois des coulées boueuses. L'un d'eux, étudié avec A. Attar, contenait 50% de galets de volcanites acides, 30% de granite, 10% de siltites et grauwackes, 8% de quartzites, 1 à 2% de calcaire, et aucun galet de quartz !

L'affleurement d'Amselka-In Abeless, et dans une certaine mesure celui de Bourzekkal, décrit par Gravelle (1969), se rapprocheraient de ce type. Certains conglomérats pourraient être des tillites.

L'autre type de série est représenté par la Série Pourprée de la Guelta d'Amguid (Lelubre, 1952), arkosique et conglomératique. Arkoses et grès fins ou grossiers montrent des stratifications obliques; les conglomérats sont riches en galets subanguleux de lydienne et de quartz.

Des émissions volcaniques contemporaines sont attestées dans plusieurs affleurements. Il s'agit le plus souvent de rhyolite. A Tefedjit, dans les

Iforas, nous avons trouvé des spilites (Fabre *et al.*, 1988).

En plusieurs points, comme à Bourzekkal (Gravelle, 1969), on a noté des discordances internes témoignant de déformations contemporaines ; c'était aussi le cas dans la zone d'épisuture.

Nous ne parlerons pas ici des molasses panafricaines de Tiririne, dans l'Est du bouclier. Elles datent d'une phase plus ancienne de l'orogénèse panafricaine et mériteraient de nouvelles études.

Au delà, à l'Est, dans le bassin de Mourzouk, la Formation de Mourizidié (Jacqué, 1963, Bellini et Massa, 1980) a souvent été comparée à la Série Pourprée. Elle repose en discordance sur le socle précambrien du bouclier Tebou. Epaisse de 290 m au maximum, elle débute par une brèche à blocs qui pourrait être d'origine glaciaire. Au-dessus se sont déposées des siltites et des arkoses rouges à stratifications obliques. Les grès de la formation Hassaouana, présumés cambriens, les surmontent en discordance. La formation de Mourizidié serait donc d'âge Précambrien terminal à Cambrien inférieur.

4. CONCLUSIONS

A l'aube des temps primaires, l'Afrique est incorporée dans un vaste ensemble, le Gondwana. De puissantes chaînes de montagnes se sont formées. La principale - la chaîne transsaharienne - structure le continent du Nord au Sud. Nous avons évoqué le rameau de l'Anti-Atlas au Nord-Ouest dont l'évolution s'est terminée plus tôt. Un autre (voir Chap. 1, § 4-5), en bordure occidentale du continent, sera incorporé dans la chaîne varisque des Mauritanides. Une autre chaîne, le Mozambique belt, comparable à la chaîne transsaharienne, s'allonge, à l'Est de l'Afrique, de l'Arabie au Mozambique.

Au cours du Cambrien, ces chaînes sont aplanies. Les matériaux grossiers de leur démolition viennent combler les fossés encore mobiles. Les produits fins, argiles et poussières volcaniques, entraînés par les fleuves et le vent, se sédimentent, entre autres, sur la marge maghrébine des océans qui baignent le Gondwana au Nord et à l'Est (voir Fig. 0.5 de l'Introduction).

L'Afrique pénéplanée, les sédiments qui vont s'y étaler constituent la première couverture de plate-forme du Sahara. Comme les séries cambriennes, elle va se former sous de hautes latitudes (voir Fig. 0.6 de l'Introduction).

4.1. Milieux de dépôt

Cette situation va favoriser, à la fin du Précambrien et à l'aube du Cambrien, le développement des inlandsis gigantesques du «snowball event» dont Hoffmann et Schrag (2002) ont analysé les causes possibles et les effets, comme l'extension mondiale des «cap carbonates» qui marquent la remontée finale du niveau des mers et dont nos calcaires à barytine de la Triade sont un exemple.

Nous avons signalé les moraines de ces glaciers, tant sur les avant-pays de la chaîne transsaharienne (le craton ouest-africain et la marge septentrionale de l'Afrique), que dans la chaîne elle-même, en cours d'érosion. Cette glaciation s'est étendue loin vers l'Est. Des conglomérats, discordants sur le socle, à la base du Cambrien inférieur, ont été, par exemple en Oman, considérés comme de possibles tillites (Wolfart, 1981). Le Cambrien du Moyen Orient est bien connu pour ses épaisses séries salifères (Hormuz d'Iran par ex.) considérées comme déposées sur des plate-formes, sous de basses latitudes. Mais le premier horizon de sel apparaît dès la base du Cambrien. Cette «*phase of saline sedimentation in the early Early Cambrian*» (Wolfart, 1981) est contemporaine de la glaciation. Duplessy et Morel (2000) nous rappellent qu'en période glaciaire le débit des fleuves venant des régions englacées diminue beaucoup, et donc l'apport d'eau douce dans l'océan. D'autre part la glace de la banquise étant essentiellement constituée d'eau douce, sa formation à partir de l'eau de mer s'accompagne d'un rejet de saumure. C'est le cas à la limite de la banquise qui entoure le continent Antarctique. On imagine la même chose au large des côtes du continent gondwanien là où l'inlandsis de la limite Précambrien-Cambrien s'étendait.

Alors que l'avant-pays ouest-africain enregistre des climats glaciaires puis post-glaciaires et les phénomènes isostatiques et eustatiques qui en découlent, les molasses de la chaîne nous offrent des enregistrements où s'additionnent les phénomènes climatiques (extensions et retraits des

glaciers de montagne), tectoniques (montée de la chaîne et subsidence des bassins), magmatiques (intrusions, émissions de laves et de cendres) et sédimentaires (érosion et dépôts).

La glaciation «écambrienne» a eu pour conséquence, en stockant sous forme de glace d'énormes quantités d'eau, une régression généralisée. Les formes de Vie adaptées aux eaux peu profondes, comme les stromatolites, se sont trouvées cantonnées dans une étroite frange littorale et les moins adaptables détruites.

Puis, au Cambrien inférieur, la déglaciation amena une extension des mers sur le continent et par conséquent une extension des biotopes pour de nouvelles formes de vie comme l'a fort bien montré Ginsburg dès 1964 pour d'autres périodes. On peut donc penser que le renouvellement spectaculaire des formes de vie, et en particulier la diversification rapide des animaux sexués, à squelettes, plus dynamiques, est en partie une conséquence de ces événements climatiques et tectoniques.

4.2. Magmatisme contemporain

Un magmatisme accompagne le dépôt de la Série Pourprée. Il est un corollaire de la formation des fossés en cette phase de distension. Les niveaux siliceux, les jaspes, les silixites, les tufs sont les témoins d'éruptions de laves acides dont les poussières ont dû se répandre sur une grande partie de l'Ouest africain.

Le massif d'In Zize, par exemple (Fig. 3.11), consiste en une superposition (1000 m) de nappes ignimbritiques et de coulées de rhyolite, préservées dans une structure en chaudron encaissée sur le bord occidental du môle d'In Ouzal. Ces roches volcaniques sont intrudées au Sud par un granite alcalin à perthite. Rhyolites et ignimbrites s'intercalent dans des arkoses et des conglomérats polygéniques rouges analogues à ceux que l'on trouve dans la Série Pourprée du bassin d'Egatalis. Les rhyolites ont fourni, on l'a vu plus haut, des âges Rb/Sr sur roche totale d'environ 540 Ma- 530 Ma (Picciotto *et al.*, 1965; Allègre et Caby, 1972) qui doivent être considérés comme celui de la dévitrification postérieure de la roche, au cours de son enfouissement dans le chaudron, lorsque s'est mis en place le granite d'In Zize que nous avons

mis en parallèle avec celui du Tiralrar, dans l'Adrar des Iforas.

Des milliers de dykes injectent le socle dans cette zone de suture entre domaine panafricain et vieux craton ouest-africain. Caby (1970) y décrivait déjà des sills de microdiorite et, dans la formation d'In Semmen, un volcan basaltique avec brèches et culot syénitique contemporain de leur dépôt. La géochimie du faisceau de dykes gabbroïques de Tin Zebane et du granite alcalin du même secteur révèle en effet une origine mantellique (Hadj-Kaddour *et al.*, 1998).

C'est au Cambrien moyen que se soudent définitivement les «terranes» du Sahara central du bouclier Touareg. Le granite de Tioueine daté en U-Pb sur zircons de $523 \text{ Ma} \pm 1$ (Paquette *et al.*, 1998), comme aussi les massifs granitiques de Tessalit et de Laouni, en sont les marques. On observe dans ce domaine un amincissement de la lithosphère. C'est un élément important pour la suite de l'histoire du Sahara central comme on le verra 400 Ma plus tard à propos du magmatisme crétaé.

4.3. Le Cambrien d'Afrique occidentale : un test

Le Nord-Ouest de l'Afrique est l'une des rares régions au monde où l'on peut voir sur le terrain des formations marines cambriennes, des formations continentales, des couches déposées dans un bassin marin subsident, des molasses d'épi-suture, des molasses intramontagneuses, et leur équivalent sur un avant-pays stable. L'extension et la composition de ces dernières sur le craton ouest-africain a été décrite; par contre on ne sait pas grand chose sur les équivalents de la Série Pourprée dans le Bas-Sahara. Seule la géophysique pourrait donner une idée de leur extension et leur puissance.

C'est aussi un domaine où, en réponse à une question que me posait Goguel (*qu'est-ce qui manque sur le Hoggar ?*) on peut tenter d'estimer le volume d'une chaîne précambrienne et surtout le temps qu'il a fallu pour la faire disparaître complètement.

La succession de phases «germanotypes» en horsts et grabens (décrochements, plissements modérés de la Série Pourprée, mise en place de dykes magmatiques et de filons de quartz) accompagnant la montée de la chaîne, commencée

au Néoprotérozoïque, se continue au Cambrien inférieur, et se ralentit à partir du Cambrien moyen. A partir de l'Ordovicien on entre dans la phase cratonique de l'Afrique occidentale.

4.4. Ressources minérales du Cambrien

La plupart des indices minéraux découverts dans le Cambrien n'ont pas donné de gisements exploitables. Nous les passerons cependant en revue, en distinguant ceux qui sont liés aux roches dès leur origine (minéralisations précoces), et ceux qui ne dépendent que de la perméabilité des roches.

4.4.1. Minéralisations précoces

Certaines minéralisations sont issues du magmatisme Précambrien terminal-Cambrien.

Cuivre

Des minéralisations économiques en cuivre ont été décrites dans l'Adoudounien de l'Anti-Atlas par Elsass (1975) et Clavel et Leblanc (1971). Mais elles concernent surtout le Précambrien supérieur. En Algérie, celles du Cambrien inférieur de la Daoura ont fait l'objet de plusieurs campagnes de prospection. Bouïma (1988) a montré qu'il s'agissait d'une minéralisation synsédimentaire, enrichie par la suite. L'origine du cuivre paraît être le magmatisme andésitique qui a précédé le dépôt du Cambrien. Les traces d'argent qui y sont associées auraient la même origine. Dans la Série Pourprée, Caby (1971) a de même montré l'existence d'une minéralisation, sous forme de chalcosine, parfois associée aux calcaires.

Manganèse

L'existence d'un gisement de manganèse à Guettara, dans le Nord des monts d'Ougarta, est connue depuis longtemps. Son âge n'est pas encore bien élucidé ni celui des reconcentrations possibles ultérieures.

Phosphates

On a signalé dans le texte la présence de phosphates associés aux calcaires et dolomies à stromatolites qui scellent la glaciation «éocambrienne» (Bertrand-Sarfati *et al.*, 1997), ainsi qu'aux silexites qui leur succèdent dans l'Ouest Africain.

Minéraux en traces

Les travaux des pétroliers ont montré l'existence de Va, Mo, U etc. dans certains horizons sédimentaires marins du Cambrien. S'ils sont des repères précieux pour la stratigraphie, ils ne constituent pas de gisement. Leur origine peut être cherchée, entre autres, dans les granites tardifs d'âge Précambrien terminal ou Cambrien inférieur.

Barytine

La présence de barytine a été signalée en plusieurs points en Mauritanie, mais aussi dans la Série Pourprée et dans l'Ougarta.

Matière organique

La présence de matière organique est attestée dans quelques niveaux de la Série Pourprée.

L'existence d'horizons riches dans des sédiments lacustres ou paraliques contemporains est possible, ainsi que de roches magasins, en particulier sous la couverture paléozoïque du Nord.

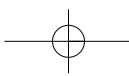
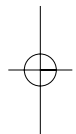
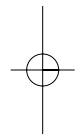
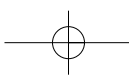
4.4.2. *Minéralisations liées aux caractères physiques des roches*

- Les caractères de magasin pétrolier des Grès de Messaoud ont été décrits.
- Les eaux qui sortent de la base des grès des Tassilis, à leur contact avec le socle sont bien connues des nomades. Par contre, les ressources aquifères des grès du Kreb En Naga semblent jusqu'ici limitées.

Deuxième partie

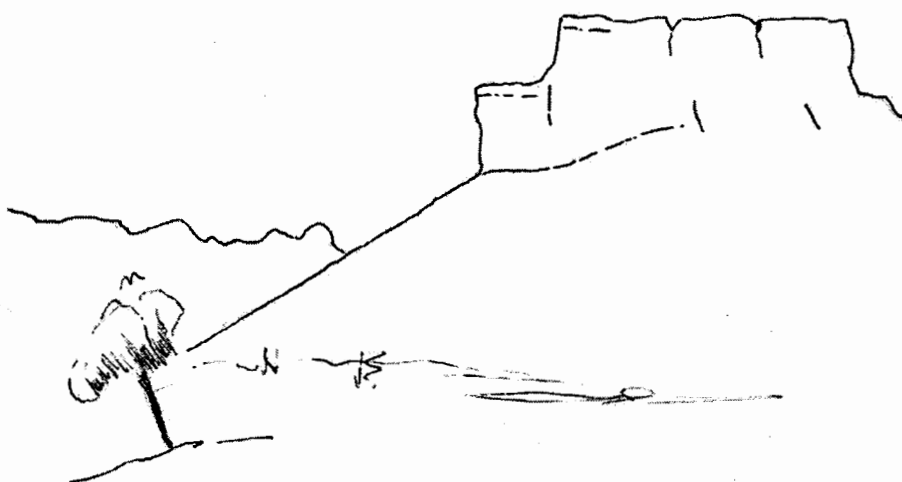
La première couverture de plate-forme : Des plages, des glaciers, la mer





Chapitre 4. - L'Ordovicien

Jean Fabre et Nacereddine Kazi-Tani



crak Unconformity of Prof.
Loren on Pre-Camb.

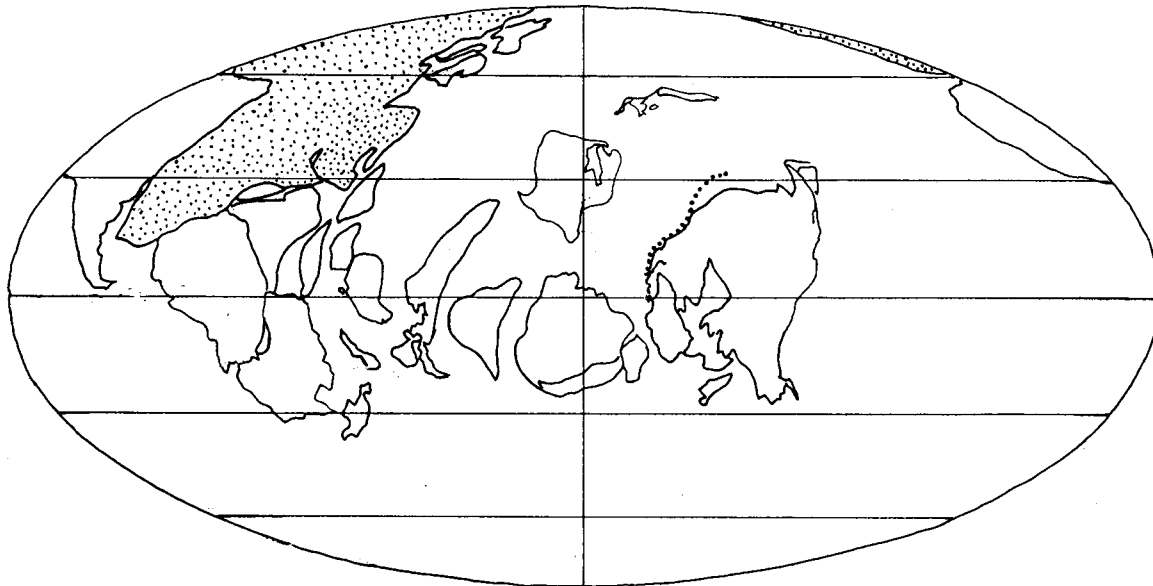


Fig. 4.1.- Situation du bloc Afrique -Arabie (en pointillé) dans le Monde à l'Ordovicien moyen (Llandeilo-Caradoc). La ligne de gros points qui borde l'Amérique du Nord suggère les arcs d'îles et les micro-continentes d'Avalon et du Meguma qui entrent en collision et sont accrétés avec le continent pour former, au Caradoc, la chaîne tectonique. D'après Scotese et McKerrow (1990).

Tableau 1.1. - Divisions du Cambro-Ordovicien. Ages d'après G.S. et Ch. Odin (1994). On n'a donné que quelques noms de formations comme repères. Pour un tableau d'équivalences complet, voir Legrand, (1983). Dans bien des cas les attributions chronostratigraphiques sont sujettes à modifications. Les blancs du tableau ne figurent pas des lacunes géologiques.

Etages	Ma	Sahara occidental	Ougarta	Sahara central
ASHGILL (Ashgillien)	435	Grès de Tamga	Ksar d'Ougarta ou Djebel Serraf	Felar-Felar, Tamadjert, UIV
CARADOC (Caradocien)	445		Bou M'Haoud	
LLANDEILO (Llandelien)	455			In Tahouite, Unité III
LLANVIRN (Llanvirmien)		Grès de Zli	Foum Ez Zeidiya	In Tahouite
ARENIG (Arenigien)	470	Grès d'Oujeft	Kheneg El Aatène	Grès Inférieurs, Unité II
TREMADOC (Tremadocien)	485		Foum Tineslem Dalleia Lingules	Argiles d'El Gass, Unité II
CAMBRIEN SUP. ? MOYEN, et INF. ?	500		Aïn En Nechea Sebkhet El Melah	Hassi Leila
DISCORDANCE				
CAMBRIEN INFÉRIEUR	540	Kreb En Naga- Azlaf, tillites	Série Pourprée	

A l'aube de l'Ordovicien, la mer s'étale sur la moitié Nord de la pénéplaine post-panafricaine et inaugure le dépôt de la première couverture de plate-forme (§2). Les sédiments qui se déposent (§3) sont marins au Nord, mixtes dans les Tassilis N'Ajers où les bioturbations, pistes, terriers, etc. indiquent des eaux peu profondes, et fluviatiles au Sud. Vers la fin de l'Arenig de nouvelles transgressions atteignent cette fois le Sud du Sahara (§4). Des niveaux à minerais de fer apparaissent en quelques points. A l'Ordovicien supérieur (§5) on enregistre un peu partout des déformations épirogeniques et des jeux de failles qui ont été qualifiés de taconiques. Une glaciation polyphasée se produit à la fin du Caradoc et surtout à l'Ashgill. Elle a affecté quasi toute l'Afrique. Une morphologie glaciaire, des tillites et des dépôts glacio-marins ont été décrits au Sahara occidental comme au Sahara central, alors sur la marge septentrionale de l'inlandsis.

1. INTRODUCTION

Les hautes falaises de grès qui dominent la pénéplaine précambrienne marquent, autour du Massif Central saharien, le début de la sédimentation d'une couverture de plate-forme qui scelle les déformations et le métamorphisme de l'orogénèse panafricaine qui s'est terminée au cours du Cambrien. Ces grès supportent un vaste plateau, le Tassili Interne, hérissé souvent de clochetons (les *irrekam*). Le tassili s'ennoie au Nord sous les argiles et les grès fins à graptolites du Silurien. Les grès ont donc été attribués par Kilian (1922) au Cambro-Ordovicien. On les considère aujourd'hui comme d'âge seulement Ordovicien.

Origine du terme Ordovicien et subdivisions

L'Ordovicien correspond à la partie inférieure du système Silurien créé par Lapworth au 19^e siècle pour des couches qui affleurent dans le Pays de Galles. C'était une subdivision des «Terrains de Transition», contenant des fossiles que l'auteur considérait comme étant les premiers apparus sur terre. On sait aujourd'hui qu'il correspond à la période qui s'étend entre 500 Ma environ et 435 Ma, soit une durée de 65 Ma, un peu plus que le Dévonien et autant que le Carbonifère.

La disposition des continents est alors héritée de l'orogénèse panafricaine. Le Sahara se trouve sur la marge du Gondwana, face à des océans que l'on appellera Iapetus et Téthys et dont la Méditerranée orientale est une relique. De l'autre

côté s'étendent l'Europe et la plus grande partie de l'Amérique du Nord (Laurentia). Au cours de l'Ordovicien, la plaque européenne se déplace et commence à entrer en collision avec la Laurentia (vers 455-445 Ma) en créant la chaîne taconique (Rodgers, 1971).

Vers la fin de cette période, la Terre connaît une période froide (*Ice House* de Scotese *et al.*, 1999). Un puissant volcanisme envoie des cendres dans la haute atmosphère (Huff *et al.*, 1992). Cette masse de poussière, en réduisant le rayonnement solaire reçu par la terre pourrait être l'une des causes de la glaciation subie par l'Afrique et l'Amérique du Sud. L'extinction biologique connue sous le nom d'*Hirnantian event* a été attribuée aux eaux froides venant de l'inlandsis.

Les subdivisions de l'Ordovicien en étages ont été fondées, dès l'origine, sur la succession des faunes marines fossiles, en particulier des trilobites et des graptolites. Dans la répartition des fossiles marins, les paléontologistes distinguent plusieurs provinces qui correspondent à des eaux froides ou chaudes (Fig. 4.1). Dans le Nord du Sahara central, Vecoli *et al.* (1999) remarquent qu'à l'Ordovicien inférieur la faune trouvée à Hassi Rmel et dans le Sud Tunisien est péri-gondwanienne c'est-à-dire «froide» jusqu'au Llanvirn inférieur où l'on voit s'y mêler des espèces baltiques «chaudes». Nous retrouverons cette situation limite du Sahara au Silurien.

C'est aussi à cette époque qu'apparaissent, sur les terres émergées, les premières plantes organisées. Boucot et Gray (1982) comme Strother *et al.* (1996) ont mis en évidence des mousses

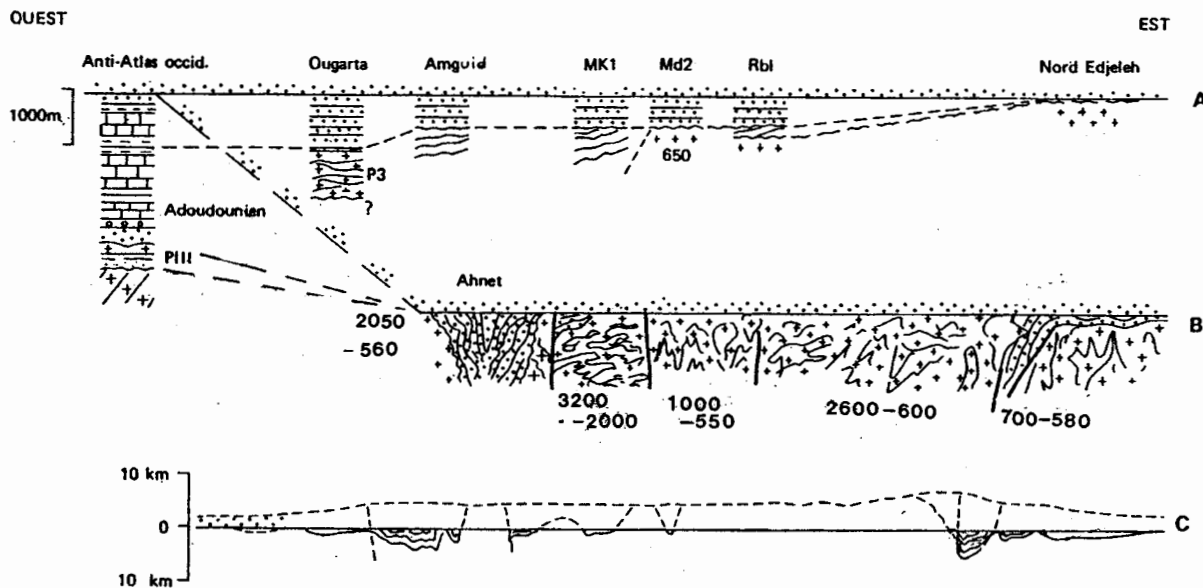


Fig. 4.2. - La surface infra-ordovicienne (schéma).

Dans le Nord du Sahara où l'Ordovicien fait suite sans discordance angulaire au Cambrien, c'est une surface de transgression. La discordance majeure se situe à la base des séries volcano - sédimentaires tardives du cycle Panafricain : Précambrien III dans l'Anti-Atlas occidental et rhyolites et ignimbrites dans l'Ougarta.

Dans l'Ahaggar où les séries molassiques ont été déformées, la surface infra-tassilienne doit correspondre par endroits à une érosion considérable.

Sur le profil C on a représenté, à une autre échelle, ce qui a pu être enlevé après le dépôt des molasses panafricaines. Pour simplifier on n'a pas figuré les discordances internes de celles-ci.

Les chiffres dans la coupe B indiquent des âges en millions d'années.

Fig. 4.3 ci-contre. - Directions de paléo-courants dans les grès de base de la formation Ajjers, d'après Beuf *et al.* (1971); dans les arkoses de la Sebket El Melah d'après Beuf *et al.* (1971) et EREM (inédit, 1985); et dans les grès Hassaouna d'après Massa (1988).
Croix : Précambrien métamorphique. En noir : les Grès Inférieurs.

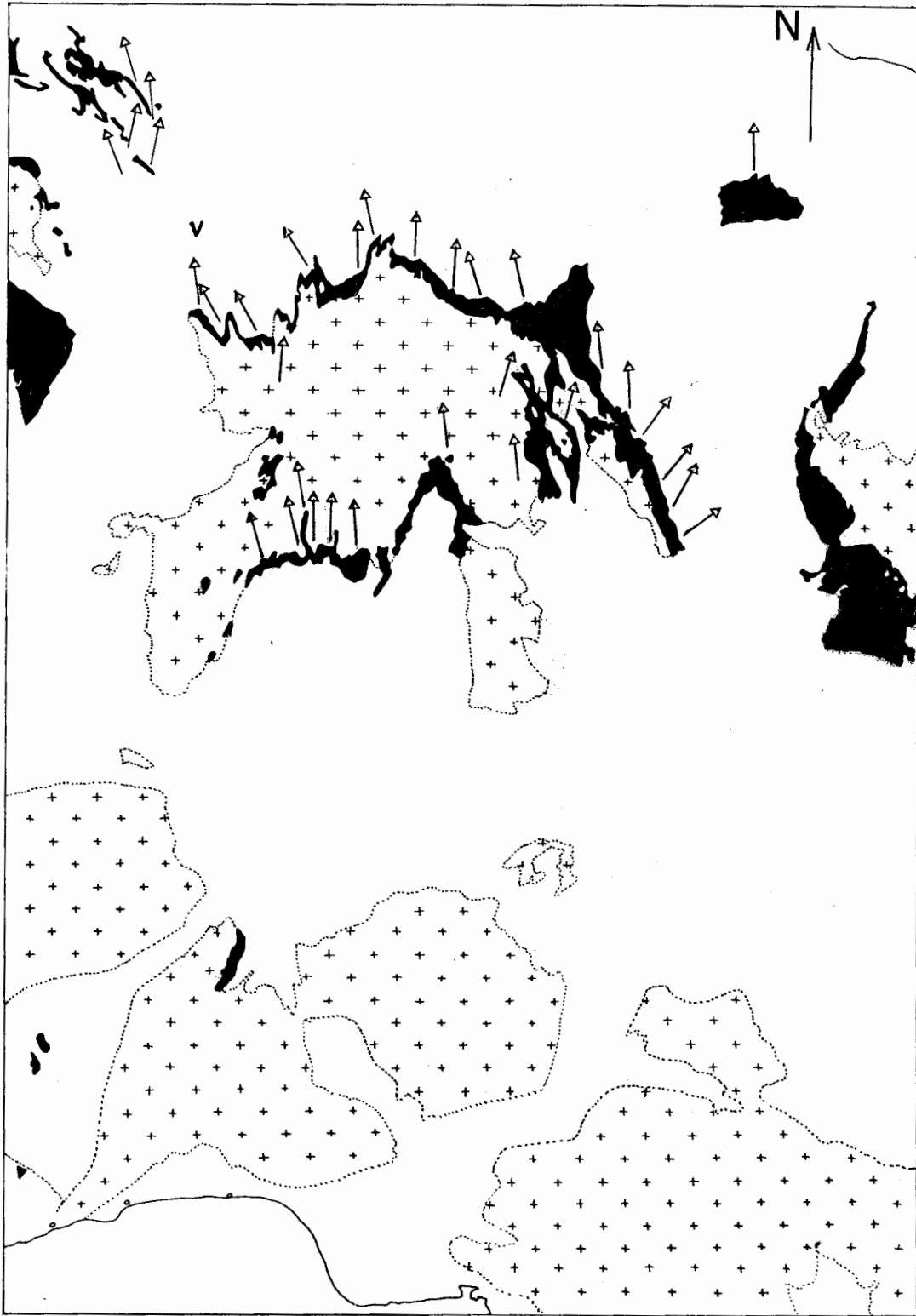


Fig. 43.

(bryophytes) dans l'Ordovicien moyen (Llanvirnien) d'Arabie séoudite.

Pendant ce temps le niveau des océans varie. Les auteurs anglo-saxons proposent 5 cycles eustatiques majeurs. Au Sahara central «*l'ensemble détritique transgressif et discordant sur le socle précambrien, recouvert par le Gothlandien à Graptolites ... est attribué à un Cambro-Ordovicien sl ... les formations cambro-ordoviciennes devaient recouvrir la presque totalité du bouclier précambrien... elles sont formées de puissantes assises gréseuses, caractère qui leur a valu l'appellation de Grès Inférieurs (Kilian, 1922), terme ...qui présentait l'avantage de ne pas préjuger de leur âge*» (Freulon, 1964). Le bouclier s'est bombé au Méso-Cénozoïque; aussi les grès qui forment les plateaux des Tassilis Internes se terminent-ils en falaise dominant une pénéplaine où s'affrontent les structures complexes du socle précambrien, ses granites tardifs, et des témoins ondulés des molasses panafricaines (Chap. 2 et 3). Ils s'ennoient au Nord et au Sud sous des terrains plus jeunes (du Silurien au Mésozoïque). On les retrouve en sondages dans le Bas-Sahara où, comme l'avait prévu Kilian, ils peuvent être des magasins d'hydrocarbures. Freulon (1964) y distinguait trois «*séries bien individualisées*» : les Grès de base, les Séries à Tigillites et les Séries Terminales. Depuis 40 ans la stratigraphie a fait de grands progrès. Nous conserverons cependant sa distinction en trois grands ensembles naturels.

On connaît des homologues de ces séries en Arabie et en Afrique du Sud. La similitude des Grès Inférieurs et des grès de la Montagne de la Table (Table Mountain Sandstones ou TMS) qui dominent le Cap de Bonne Espérance est remarquable, tant par leur rôle dans le paysage, que par leur position stratigraphique et leur nature. Mais les TMS sud africains sont beaucoup moins étendus. Dans les lignes qui suivent nous aborderons successivement :

- la transgression de l'Ordovicien inférieur sur la pénéplaine post-panafricaine du Sahara Central et les dépôts contemporains du Sahara septentrional et occidental (§2).
- l'épandage des sables sur le Sahara et la transition à des formations marines pendant l'Ordovicien inférieur (§3).
- les dépôts détritiques marins de l'Ordovicien moyen (vers 480-450 Ma) dans les différentes régions du Sahara central et occidental (§4).

- les déformations de la plate-forme et la glaciation de la fin de l'Ordovicien (§5).

On terminera par quelques considérations générales sur l'Ordovicien saharien et les ressources minérales qu'il renferme.

2. A 500 Ma : UNE VASTE TRANSGRESSION SUR UNE PÉNÉPLAINE

2.1. La surface de base de l'Ordovicien

2.1.1. Une surface de transgression

Une pénéplaine quasi-parfaite va servir de plancher au dépôt de la couverture à partir du Cambrien moyen ou de l'Ordovicien. Cette surface d'érosion, découverte par Kilian (1922) dans le Nord du bouclier Touareg, au pied des Tassilis Internes, a été retrouvée ensuite de la Mauritanie au Tchad, sur plus de 2.000.000 de km².

Les travaux des géologues pétroliers, et en particulier ceux du BEICIP et de Legrand, suggèrent que cette surface résulte, pour l'essentiel, d'une pénéplanation qui semble s'être réalisée surtout au Cambrien inférieur. C'est par exemple le cas dans l'Adrar des Iforas (Fabre *et al.*, 1983). Elle est scellée par des couches d'âge différent : dans l'Ouest de l'Ougarta (la Daoura), les Arkoses de la Sebkhah El Melah seraient d'âge Cambrien inférieur; au Bled El Mass les couches de base sont d'âge Tremadoc; elles ne sont pas datées dans les Tassilis

Cette surface a donc une longue histoire, et a enregistré des climats différents. Les galets de quartzite qui la parsèment souvent, émoussés en dreikanter, témoignent d'une érosion éolienne intense. L'altération profonde, l'arénisation, les croûtes ferrugineuses dont on retrouve parfois les débris remaniés à la base des Grès Inférieurs, suggèrent qu'ensuite ont régné des climats de type tropical humide.

2.1.2. Forme

Cette surface est très plate : Lelubre (1952), Karpoff (1960) puis Beuf *et al.* (1971) font remarquer que l'on n'y trouve pas ou très peu de

reliefs résiduels (inselbergs). On connaît cependant des irrégularités mineures au Sud et au Nord du bouclier Touareg. Ce sont de petits reliefs de quelques mètres d'amplitude sur quelques centaines de m de long ou, dans l'Ahnet, des crêtes de roche dure (quartzites, filons de quartz) à bords raides. Il est possible que des djebels comme l'Adrar Ahnet, ou le Tazat dans l'Ahaggar oriental, soient aussi des reliefs résiduels de la pénélaine cambrienne. On a là un remarquable exemple de pénélaine ancienne, comparable à ce que l'on observe aujourd'hui sur de vieux continents en climat semi-aride (Beuf *et al.*, 1971).

Les directions de courants, mesurées dans les grès de base de la couverture, indiquent que cette surface plane était inclinée vers le Nord. Or nous avons vu, au chapitre précédent, qu'au Sud du Sahara, au Nigeria et en Afrique centrale, l'activité magmatique a persisté durant le Cambrien. Ces régions ont pu continuer à s'élever lentement. C'est en fait ce que suggèrent Burke et Kraus (1998) pour qui les Grès Inférieurs qui s'étendent depuis le bassin de Taoudenni jusqu'en Oman proviendraient de plateaux panafricains comparables à ceux du Tibet aujourd'hui.

2.1.3. Genèse de la surface

Son façonnement s'est fait durant le Cambrien. Cette surface résulte de la coïncidence de plusieurs surfaces d'érosion, d'âge et sans doute de genèse différents. En certaines régions la sédimentation a commencé très tôt. L'Anti-Atlas est envahi par la mer à la fin du Précambrien. A la marge de la chaîne panafricaine transsaharienne, dans l'Ougarta, la sédimentation débute aussi au Cambrien, sur une surface d'érosion. Il en est de même dans la région de Hassi Messaoud. Là où nous avons trouvé des fossés molassiques ou des horsts chauves constitués de socle métamorphique, la sédimentation de plate-forme commence plus tard avec un handicap dû à la permanence de bombements épirogéniques. C'est le cas dans le Sud du Sahara central (Tassilis Ouan Ahaggar). Au polygénisme de la surface, s'ajoute donc le fait qu'elle est diachrone, c'est à dire qu'elle a été scellée par des sédiments, à des moments différents suivant les endroits. *«Tout ceci s'explique assez simplement en envisageant un étirement lithosphérique et ses conséquences.*

1. *étape syn-rift à blocs basculés avec des dépôts-centres comblés de clastique plus ou moins grossier et des apex dénudés et érodés (Cambrien inférieur à moyen).*

2. *post-rift avec une déformation à grande longueur d'onde. Si on estime un paramètre en flexion de 70 km (valeur raisonnable) la longueur d'onde est supérieure à 400 km. Avec ceci de plus : au fur et à mesure du refroidissement lithosphérique, le paramètre en flexion augmente, donc la longueur d'onde augmente, c'est à dire qu'il y a migration de flexure (bourrelet épirogénique), d'où un caractère transgressif et diachrone du Cambro-Ordovicien sur une surface... plusieurs fois remaniée tant qu'elle reste à l'air libre» (Kazi-Tani, in litt. 1999).*

Ce qui est important ici est de tenter d'analyser les derniers phénomènes qui, après les grands coups de rabot cambriens, ont façonné cette surface dans les derniers millions d'années précédant le dépôt des premiers sédiments ordoviciens. Dans sa genèse plusieurs facteurs jouent : l'érosion mécanique, fluviale et /ou éolienne, et l'altération chimique. Plusieurs géologues (Bizard *et al.*, 1955, Freulon, 1964, Halliouche, 1995) ont signalé que ces altérations intéressent souvent plusieurs mètres ou dizaines de mètres d'épaisseur du socle sous les grès de la couverture. Les sondages faits pour la prospection minière l'ont confirmé en bien des points. Le degré de ces altérations dépend de la lithologie. Peu apparente sur les quartzites, elle est profonde sur les gneiss et les micaschistes et s'exprime par des ferruginisations et des argilisations des minéraux. De quand datent-elles ? le problème est complexe car des altérations mésozoïques ou cénozoïque se sont produites au contact de la couverture de grès perméable et du socle métamorphique. Beuf *et al.* (1971), ont montré que, depuis le Djado jusqu'au Nord du bouclier Touareg les feldspaths, les amphiboles, les pyroxènes des roches cristallines sont transformés ou détruits. Les gneiss, les micaschistes sont enrichis en produits ferrugineux ainsi qu'en kaolinite, surtout au Sud et au Sud-Est du bouclier Touareg, et plutôt en illite et en hydromicas dans le Nord-Ouest. Cette différence reflète peut-être un lessivage plus intense au Sud-Est. Des ferruginisations, manifestées sous forme de croûtes massives, ou encore de rubans de quelques cm d'épaisseur, de niveaux feuilletés tendres ou enfin d'imprégnations, se sont

développées au toit de la zone altérée. Nous en retrouvons parfois dans les couches de base de la couverture. Les minéraux lourds fragiles, comme le grenat ou l'apatite, assez abondants dans la Série Pourprée, disparaissent complètement dans les derniers mètres sous la surface d'érosion. Dans cette zone altérée, comme dans la base des Grès Inférieurs, ne subsistent plus que les minéraux résistants comme le zircon. Un autre minéral présent dans ces tous premiers dépôts, tant autour de l'Ahaggar (Beuf *et al.*, 1971) qu'en Mauritanie, est la monazite, plus fréquente là que dans la Série Pourprée. Ce minéral peut venir des derniers plutons alcalins post-orogéniques mis en place au cours du Cambrien. Les premiers bancs de grès sont souvent riches en kaolinite, surtout au Sud du Sahara central ou dans l'Adrar mauritanien (Trompette, 1973).

Lorsque nous retrouvons de la kaolinite et des croûtes ferrugineuses remaniées dans les couches de base des grès du Tassili, nous sommes fondés à penser qu'ils caractérisent une altération de la période pré-ordovicienne. L'altération chimique qui a détruit les roches et les minéraux fragiles et fabriqué des argiles et des croûtes suppose une pluviosité analogue à celle que l'on connaît de nos jours dans les pays tropicaux à saisons alternées. Les roches cristallines, comme aussi les arkoses des molasses pan-africaines, désagrégées par l'altération chimique fournissaient aux eaux et au vent du matériel transportable en suspension ou en solution.

Combien de temps a-t-il fallu à cette pénéplaine pour se réaliser ? Admettons que le massif alcalin d'In Ziza (env. 530 Ma), en bordure du môle In Ouzzal et le granite de Tioueine (523 ± 1) soient contemporains de la fin du dépôt de la plus grande partie de la Série Pourprée, et que la surrection du môle In Ouzzal et sa mise à nu se sont terminées avant le Tremadoc (vers 500 Ma), 20 à 30 Ma restent pour niveller la chaîne panafricaine transsaharienne, la mettre au même niveau que le craton ouest-africain et réaliser la pénéplaine anté-ordovicienne. Est-ce possible ? Certes au Nord et au Nord-Ouest, à l'emplacement de la chaîne panafricaine atlasique, tout était fini avant qu'au Sahara se déposent les grès cambriens de Hassi Messaoud, et les arkoses de la Sebkhet El Melah. Mais sur la chaîne panafricaine transsaharienne elle-même qui affleure dans le bouclier Touareg quelques inselbergs pouvaient subsister. On sait aujourd'hui que pour déménager

plusieurs milliers de mètres d'épaisseur de produits d'érosion, de molasses et de socle, cette durée est suffisante. En Himalaya, les hauts sommets du Makalu, du Lhotse etc., sont «armés» de granites, agés seulement de 14 à 20 Ma (Masclé *et al.*, 1990), mis en place à un ou plusieurs milliers de m de profondeur. A la vitesse où la montagne s'érode, ils se retrouveront bientôt entièrement sous forme de débris ou d'argiles et de grains de quartz dans les formations détritiques des basses plaines de l'Indus ou du Gange. Le granite de l'île d'Elbe est encore plus jeune : il est Pliocène (environ 4,5 Ma) et affleure aujourd'hui après avoir perdu son encaissant sédimentaire (2000 m environ de flysch) par érosion et décollement (Bouillin *et al.*, 1994). Or son faciès, qui donne une idée de sa profondeur de mise en place, est voisin de celui des Taourirts de l'Ahaggar. Donc même en admettant que la fin d'une pénéplanation soit beaucoup plus lente que l'érosion de reliefs vigoureux, 15 à 25 Ma semblent suffisants pour faire disparaître une grande chaîne de montagne.

Vers la fin du Cambrien, les mouvements verticaux s'amortissent et les cours d'eau ont dû atteindre leur profil d'équilibre dans un relief mou. L'Afrique actuelle, au Sud du Sahara, offre une image de ces paysages plats où des cours d'eau divagants, indécis, traînent jusqu'à la mer, à la saison des pluies, des eaux jaunes, boueuses. Localement du matériel plus grossier a été conservé. Des lits ou lentilles de graviers de quartz ou de quartzites interstratifiés dans les grès de base ont été pris dans la région d'Amguid comme type de l'Unité I (Borocco et Nyssen, 1959) ou Formation d'El Mouggar que nous étudierons plus loin. On a signalé aussi à la base des grès des Tassilis, des galets à facettes qui témoignent d'une usure éolienne. On connaît des dreikanter en place, à la base des arkoses cambriennes de la Sebkhet el Melah, dans l'Ougarta. Cette action du vent n'est pas incompatible avec la présence de débris de croûtes ferrugineuses signalés plus haut et qui impliquent des conditions chaudes et humides. Des phases arides ont pu alterner avec des périodes humides comme on le voit au Plio-Quaternaire. Mais surtout les sols n'étaient pas protégés par une végétation évoluée. Les films de Cyanophycées qui contribuaient à la genèse des sols étaient insuffisants sans doute pour freiner le vent qui entraînait les particules fines. Où sont allés ces sables et ces argiles entraînés par les eaux et les vents ? En partie sur le craton Ouest

Africain, et en partie vers l'océan qui baignait les marges du Sahara.

Beuf *et al.* (1971) notent une recrudescence momentanée des apports de feldspath et de débris de roches au-dessus des couches qui scellent la pénéplaine. Elle pourrait indiquer un rajeunissement temporaire de certains reliefs (voir § 3.4.) juste avant l'épandage des grès des Tassilis Internes. Est-ce le signe de la mise en place du point chaud évoqué par Karche et Vachette (1978)? On doit se poser la question. Mais l'événement Panafricain est bien terminé. Cette pénéplaine va être le support des couvertures sédimentaires du Sahara, qui vont s'accumuler pendant 500 Ma. Nous allons maintenant essayer d'en discerner les principales phases de dépôt.

2.2. La transgression trémadocienne et la sédimentation à l'Ordovicien inférieur

Les premiers sédiments se déposent sur une surface légèrement inclinée vers le Nord. La découverte de fossiles du Tremadoc est déjà ancienne (Blain, 1963). En fait les dépôts ne sont pas partout du même âge : la couverture sédimentaire gagne de proche en proche au cours du Tremadoc. Ils ne se sont pas déposés non plus dans le même milieu : les influences marines sont plus précoces au Nord, sur la frange de la Paléo-Téthys, qu'au Sahara central. A la limite Cambrien-Ordovicien (vers 500 Ma), le niveau des mers s'élève dans le Monde (Riding, 1984). Ce mouvement va se poursuivre pendant l'Ordovicien inférieur et moyen. De vastes régions du supercontinent de Gondwana, désormais pénéplanées, vont se trouver inondées. Ce sera notamment le cas au Nord-Est de l'Afrique (Guiraud, 1999), dans de grandes parties du Sahara, au Maroc et en Amérique du Sud (fossé amazonien et Nord-Ouest du Venezuela). Pour simplifier, on dira que cette inondation va se faire en deux temps principaux.

1. Vers 500 Ma, la mer s'avance sur la pénéplaine en empruntant des zones subsidentes, souvent superposées à des zones demeurées mobiles comme la zone de suture panafricaine et sa marge passive dans le Touat et l'Ougarta, ou le sillon de Miribel qui prolonge, en subsurface, les terranes d'In Tedeini- Tin Zaouaten et Iskel (Chap. 2,

§.3.6). Elle évite des blocs qui restent émergés, soumis à l'altération. Une comparaison systématique de ces môles et des sillons avec les terranes décrits au chapitre 2 pourrait être fructueuse.

2. Vers 490 Ma, au Trémadoc supérieur, la mer s'étale. Elle submerge les terres du Zemmour au Sahara occidental, du Haut-Atlas et du Sud marocain (Taouz), mais laisse subsister quelques îles (Tafilalt). Elle avait déjà atteint au Tremadoc moyen une partie de l'Anti-Atlas (Fezouata). Son rivage méridional est imprécis. On pourrait l'esquisser par une ligne allant de la limite du fossé amazonien, en Amérique du Sud, au Sud de l'Ahaggar et de là jusque dans le Sud-Ouest de la Libye. Des sables et des argiles, étalés par des courants côtiers, se déposent dans cette mer. Ils ont dû être amenés par des fleuves venant de terres méridionales, comme on peut en imaginer dans le Nord du Niger (bassin du Tamesna).
3. Pendant tout ce temps on ne signale pas de tectogenèse ou de magmatisme au Sahara, mais on en connaît par contre en Afrique centrale et australe. On aurait là un exemple intéressant de transgressions résultant de l'eustatisme et du comportement passif d'un socle fortement structuré. Pour étayer ce qui précède on prendra comme exemples le Sahara septentrional, bien connu en subsurface et l'Ougarta que l'on comparera brièvement au Sud-Est marocain (Tafilalt et Maïder) et à l'Adrar mauritanien.

2.2.1. Le Sahara septentrional

2.2.1.1. Le Tremadoc (510 à 490 Ma)

Dans la région de Hassi Messaoud comme dans le Sud-Tunisien, les premiers sédiments datés du Trémadoc sont des grès bien classés, dits «Grès isométriques d'El Gassi». Dans celle de Hassi Rmel, leurs équivalents seraient les «Grès de Bordj Nili».

Une discontinuité sépare les Grès de Hassi Leila, considérés comme d'âge Cambrien, des grès trémadociens d'El Gassi, dont les Grès d'El Arich El Megta serait l'équivalent occidental. Elle paraît correspondre à une discordance de ravinement et à une lacune. La macrofaune des Grès d'El Gassi (ou zone isométrique) est peu significative : des

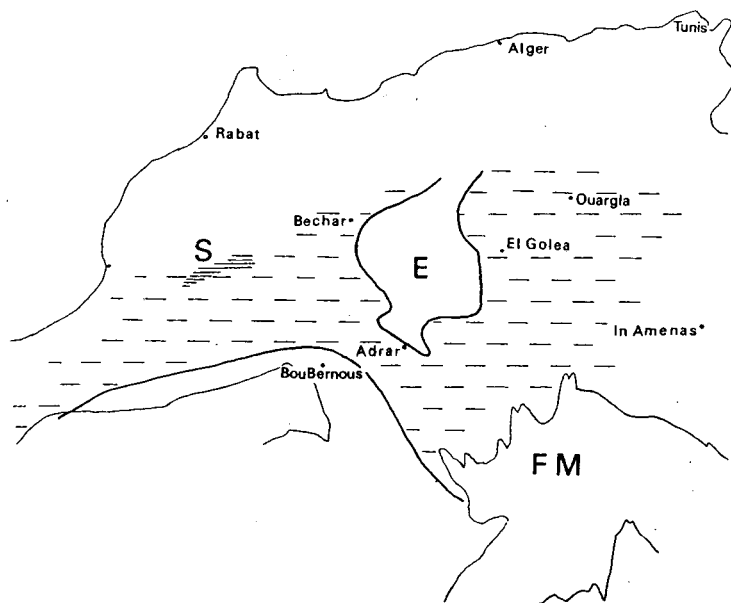


Fig. 4.4. - Schéma de la transgression ordovicienne au Sahara central et occidental d'après Legrand (1974, 1985) et Destombes *et al.* (1985).

FM : dépôts fluviatiles sous influences marines.

E : zone émergée ou de non-dépôt.

S : sillon où le Tremadoc atteint 400 m d'épaisseur.

On a esquissé en trait fin les contours des boucliers Touareg et Regueibat (pro parte).

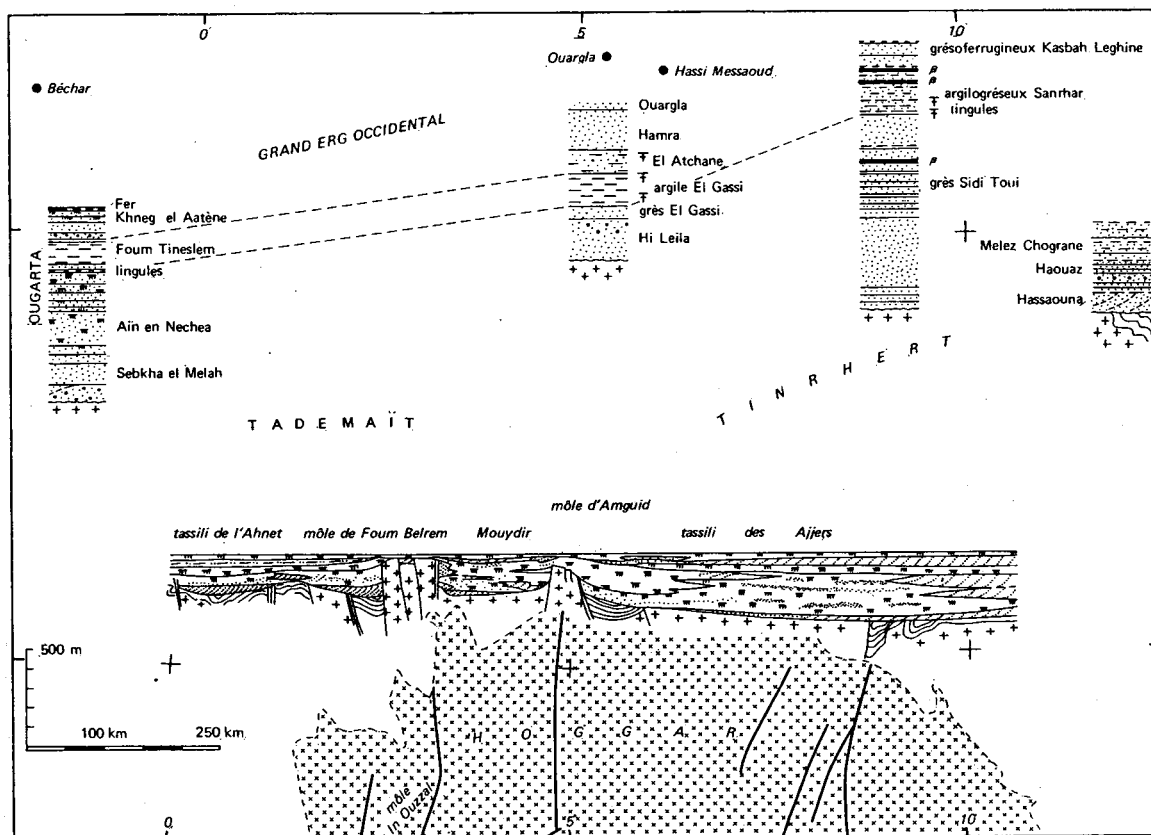


Fig. 4.5. - Les Grès des Tassilis Internes et leurs équivalents au Sahara septentrional, de l'Ougarta au Sud Tunisien (d'après Beuf *et al.*, 1971; Gomez Silva *et al.*, 1963; BRP, 1964). NB. Dans la coupe du Sud-Tunisien, on a indiqué par la lettre β les niveaux de roches basaltiques (en noir).

tigillites et des débris de lingules. Par contre les microfossiles d'un niveau argileux du sommet donnent un âge Tremadoc inférieur. Ils indiquent aussi une évolution du milieu : à la base, des «argiles silteuses noires à spores probablement terrestres (*Attrasporites*)... indiquant la présence encore proche des terres émergées (?) fournissant les spores à un milieu marin peuplé d'un microplancton abondant» (Combaz, 1967). Au-dessus, les Acritarches (*Saharidia* etc.) prennent l'avantage. Le milieu marin côtier serait alors envahi par une population d'algues. Cette apparition en masse de *Saharidia* correspond à une augmentation de la radioactivité, bien décelable en sondages (le «repère radioactif»), et une sédimentation en milieu réducteur, enrichi en uranium et en oligo-éléments. Trente ans plus tard, Vecoli (1996) ne signale cependant pas de discontinuité à Hassi Rmel entre les grès à tigillites de Miribel présumés cambriens et les Grès de Bordj Nili où il distingue trois assemblages d'Acritarches. L'assemblage inférieur, trouvé à la base et dans le milieu des grès, serait d'âge Cambrien terminal et les assemblages moyen et supérieur d'âge Tremadoc inférieur.

Les Grès d'El Gassi sont surmontés par les Argiles d'El Gassi, noires ou gris vert, parfois rougeâtres, silteuses, carbonatées et souvent glauconieuses (BRP, 1964). Elles livrent une faune planctonique d'âge Tremadoc, et en particulier des graptolites étudiées par Legrand (1985b) et des acritarches (Vecoli *et al.*, 1999). On aurait ici un bel exemple du passage, dans le temps, d'une sédimentation littorale à une sédimentation pélagique, sur une surface plane. Dans le Sud-Tunisien et la Tripolitaine, le Tremadoc est représenté par la Formation de Sanrhar, constituée de grès fins à moyens, à matrice quartzreuse, parfois carbonatés ou pyriteux, et de lits argileux. En allant vers l'Est, les faciès deviennent plus gréseux (Massa, 1988). Au Sud de la Tripolitaine, au Fezzan, les sédiments contemporains sont les grès et les siltites de la Formation Achebyat. Plus au Sud encore, dans le bassin de Mourzouk, et au Sud-Est (Dor El Goussa), les sédiments plus fins du sommet de la Formation Hassaouana, réputée cambrienne, pourraient marquer la transgression du Tremadoc (Massa, 1988). En Tripolitaine comme au Fezzan, les macrofossiles indiquent une mer peu profonde. Ce sont des brachiopodes inarticulés (*Palaeoglossa*), et des Arthropodes : des débris de Phyllocarides primitifs, ancêtres

possibles des Pterigotidés et des Euryptéridés du Silurien, ainsi que des pistes (*Harlania*, *Cruziana*), des tigillites, et au Fezzan des boules de 2 à 3 dm de diamètre considérées par Massa (1988) comme des stromatolites silicifiées.

En définitive, dans cette partie nord-orientale du Sahara central, la «transgression tremadocienne» s'exprime par des sédiments fins, déposés plus ou moins près des rivages. La mer s'est avancée alors jusque vers le 22e ou le 24e parallèle (actuels). Dans le Sud-Tunisien, deux niveaux d'une roche qualifiée de «basalte» sont intercalés dans la formation Sanrhar. Nous ne savons s'il s'agit de coulées attestant un volcanisme contemporain, ou bien de sills d'âge Dévonien ou Jurassique.

2.2.1.2. Arenig (485-470 Ma)

Au Sahara septentrional, dans la région de Hassi Messaoud et du Grand Erg Oriental, les «Grès d'El Atchane», rencontrés en subsurface, surmontent les Argiles d'El Gassi (Legrand, 1983). Epais de 40 à 100 m, ils sont feldspathiques, parfois glauconieux et contiennent de minces intercalations argileuses. Ils ont livré des graptolites de l'Arenig inférieur. Les Quartzites de Hamra qui viennent au-dessus, épais de 100 à 400 m, sont très propres. Ils contiennent cependant quelques rares intercalations argileuses. Ils n'auraient livré que des tigillites. Les Grès de Ouargla sus-jacents (50 à 120 m) contiennent, d'après Legrand (1985), une faune de l'Arenig supérieur. On observe donc là un retour des sables dans le bassin de sédimentation. A l'Est, en Libye, on ne connaît pas de couches datées de l'Arenig, que ce soit dans la partie inférieure de la formation Haouaz du Fezzan et du bassin de Mourzouk, ou celles de Kasbah Leghine-Bir Ben Tartar de Tripolitaine. Tout se passe comme si, après la transgression tremadocienne, une régression affectait cette zone du Sahara, peut-être sous l'effet d'un bombement épirogenique situé dans le prolongement septentrional de l'Ahaggar central, de l'Air et du Tibesti.

Les quelques données radiométriques (Cahen *et al.*, 1984, Massa, 1988) suggèrent un magmatisme ou au moins des phénomènes thermiques contemporains : 490 ± 25 Ma sur des muscovites de greisen du Taessa et 478 ± 25 Ma sur des biotites de pegmatites de l'Aheleleg dans le

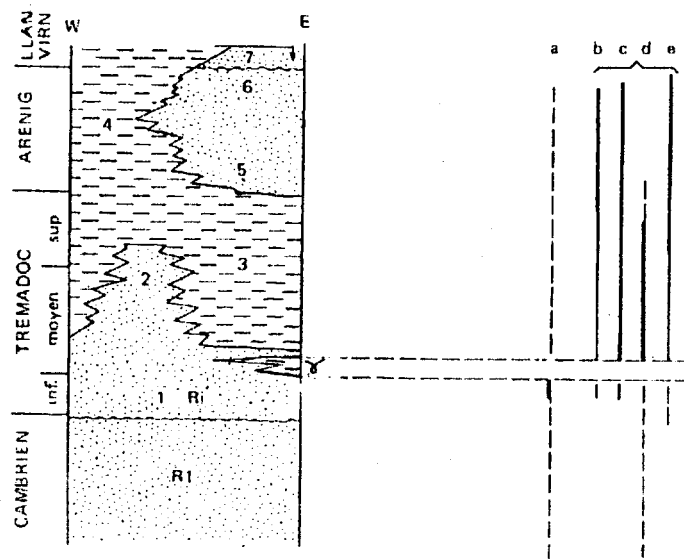


Fig. 4.6. - Coupe schématique de l'Ordovicien inférieur au Sahara septentrional, d'après Combaz (1967, très simplifié).
R1 : Grès de Hassi Leila.

- 1 Ri : Grès d'El Gassi (zone isométrique). La lettre γ indique la position du repère radioactif, riche en matière organique.
2 : Grès du bordj Nili.
3 : Argiles d'El Gassi.
4 : Argiles de l'oued Rharbi.
5 : Grès d'El Atchane.
6 : Quartzites de Hamra.
7 : Grès de Ouargla. a : spores de végétaux terrestres; b : Polygonomorpha. c : Acantonomorpha.
d : Diacrodiacea. e : Chitinozoaires.

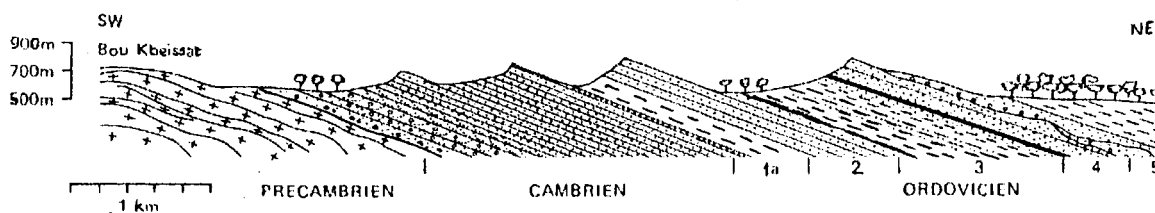


Fig. 4.7. - Coupe schématique de l'Ordovicien au Kheneg Et Tlaïa (Ougarta).

- 1 : Dalle à Lingules (Tremadoc) surmontée par les Argiles de Foum Tineslem(la).
2 : Grès du Kheneg El Aatène (Arenig); l'horizon ferrugineux du sommet n'est pas toujours visible.
3 : Argilo-gréseux de Foum Ez Zeïdiya ; membre inférieur argileux fossilifère (Arenig supérieur); membre médian grésio-micacé (Llanvirn); membre supérieur argilo-gréseux puis gréseux terminé par un horizon ferrugineux.
4 : Argilo-gréseux à croûtes ferrugineuses de Bou M'Haoud (Llandeilo et Caradoc ?).
5 : formation glaciaire du Djebel Serraf.

Hoggar central, 487 ± 5 Ma sur un granite de l'Adrar Bous, dans le Nord-Est de l'Aïr, 489 ± 10 Ma, 480 ± 10 Ma, 476 ± 9 Ma sur des roches du horst de Mourizidié, au Nord-Ouest du Tibesti. Toutes ces valeurs sont obtenues en K-Ar, sauf pour l'Adrar Bous (isochrone Rb-Sr). De nouvelles mesures par d'autres méthodes devront être faites pour affirmer l'âge de ce magmatisme et sa liaison ou non avec le bombement envisagé.

Dans la province nord-occidentale (sous le Grand Erg Occidental), la sédimentation argileuse (Argiles de l'Oued Rharbi, Argiles de Tiferouine) qui fait suite aux Grès d'El Arich El Megta, durera beaucoup plus longtemps, jusque dans l'Ordovicien supérieur.

D'une façon générale, ces formations de l'Ordovicien inférieur du Sahara septentrional suggèrent une sédimentation essentiellement terrigène, dans un milieu devenant rapidement marin et où les apports de sables puis d'argiles s'affinent au cours du Tremadoc. La glauconie est assez fréquente et les carbonates peu abondants. On connaît des grès carbonatés dans la partie inférieure de la Formation Sanrhar. Puis, au cours de l'Arenig, les apports sableux réapparaissent dans la région de Hassi Messaoud et le Sud Tunisien, tandis que seules les argiles parviennent dans la province nord-occidentale, peut-être plus loin des sources.

2.2.2. Ougarta

La coupe du Foum Et Tlaïa et d'autres, plus complètes, que l'on peut faire dans les défilés qui traversent les crêtes de l'Ougarta, montrent la Formation d'Aïn En Nechea, considérée comme cambrienne (Aït Kaci, 1990), couronnée par une dalle de grès-quartzites à débris phosphatés. Si l'on tombe au bon endroit, on peut trouver les premiers fossiles de la série, des lingulidés. Une étude fine a montré (Gomez Silva *et al.*, 1963) que cette «Dalle à Lingules» était transgressive et discordante cartographiquement sur le Cambrien. La dépression qui sépare cette crête de la suivante est creusée dans des argiles vertes, sableuses, micacées, dites «de Foum Tineslem», une Formation argileuse qui débute par quelques mètres de grès rouges et verts et, vers Kerzaz au Sud, par un conglomérat polygénique à galets phosphatés. Cette anomalie, qui traduit une brève reprise d'érosion locale ou proche, se situe sur une

zone de fracture majeure du Sahara nord-occidental, demeurée vivante jusqu'à nous. Mais «cela peut être aussi tout simplement un conglomérat de transgression sur un profil d'équilibre côtier généralement concave... La vivacité d'un trait tectonique n'est pas nécessaire... S'il contribue à accentuer la concavité côtière, les produits du reprofilage, c'est à dire les conglomérats, sont alors significatifs» (Kazi Tani, *in litt.*, 1999).

Au Sud-Ouest de l'Ougarta, au Djebel Ben Tadjine, la transgression tremadocienne s'exprime par des grès fins à grains de quartz, de feldspath, de petits galets d'argile rouge et de très petites paillettes de mica blanc sur les joints de stratification. Selon Aït Kaci (1990) on y observerait des formes sédimentaires en mammelons (HCS) représentant des dépôts de tempêtes. Dans le membre inférieur de la formation, des géologues pétroliers ont trouvé des *Dictyonema flabelliforme* du Tremadoc inférieur comme dans les Argiles d'El Gassi. Au-dessus, les argiles sont très micacées; des grès fins glauconieux et quelques lits calcaires viennent s'y intercaler. Ces couches ont livré, outre des graptolites (*Bryograptus*, *Clonograptus*), des lingulidés, des lamellibranches et des trilobites représentés par de grands débris d'Asaphidés et, dans une niche calcaire, un *Megalaspide*, découvert par Menchikoff. Ces assises représenteraient le Tremadoc et la base de l'Arenig.

A leur sommet, les Argiles de Foum Tineslem passent progressivement à des grès blancs et rouges à oolites ferrugineuses et galets d'argile. Ces grès représentent le membre inférieur de la Formation du Kheneg El Aatène. Ils sont surmontés par des quartzites bien lités, en bancs de 25 cm à 1 m d'épaisseur, très purs, blancs et très riches en tigillites, qui forment la seconde crête ordovicienne. Un véritable horizon de minerai de fer, épais de quelques cm à 1 m, souligne le toit de la formation. Selon Guerrak (1988) ce niveau, connu seulement dans cette partie de l'Ougarta, serait de type détritique («FOD» = oolites dispersées dans une matrice riche en quartz), à la différence de ceux que l'on trouvera dans l'Arenig supérieur. Il se serait déposé en milieu marin littoral calme et très peu profond. Kazi Tani ajoute, (*in litt.*) «Ces niveaux d'oolites ferrugineuses, dispersées ou non, se situent toujours à la base et à l'amont d'une

transgression, c'est à dire qu'ils représentent les lèches ultimes vers le continent». Les quelques brachiopodes (Lingulidés, Obolidés) qui ont été découverts dans ces grès permettent de les attribuer à l'Arenig.

Cet ensemble diminue d'épaisseur vers le Sud (Poueyto, 1952) : entre Timmoudi et Timrharine, les Argiles de Foug Tineslem passent à des grès glauconieux qui atteignent à peine 3 ou 4 m de puissance. Les grès rouges de la base de la Formation du Khneg El Aatène conservent leur épaisseur. Ils offrent ici la particularité d'être intercalés de passées calcaires pétries de lingules. Les quartzites sus-jacents ont disparu et sont remplacés par un niveau d'oolites ferrugineuse d'une vingtaine de cm d'épaisseur.

Bled El Mass

Les Tassilis N'Ajjers (§3) montreront une succession assez différente. Aussi le Bled El Mass, à l'Est de Reggan, fournit-il, entre Ougarta et Tassilis, un jalon intéressant. Nous y retrouverons (Beuf *et al.*, 1968), transgressif sur la Formation du Djebel Tilkatine (attribuée au Cambrien), des grès à tigillites, des siltites et des lumachelles à brachiopodes (= Formation du Djebel Tamamate) qui représentent le Tremadoc et sont surmontés par les grès et les siltites de Gouiret El Diab qui, selon Legrand (1983) seraient d'âge Arenig (Fig. 4.16).

2.2.3. Maroc (Tafilalt, Maïder) et Adrar Mauritanien

Destombes (1985) montre qu'au Cambrien moyen plusieurs milliers de mètres de sédiments se déposèrent entre ce qui est aujourd'hui l'Atlas et l'Océan. Dans l'Atlas, les dépôts sont transgressifs sur le Précambrien tandis qu'au Sud s'esquisse une dépression subsidente orientée Est-Ouest. En certains points de l'Anti-Atlas et du bord méridional du Haut-Atlas (Imini), les premiers sédiments qui reposent sur le Cambrien moyen sont d'âge Tremadoc supérieur, et même Arenig inférieur (Est d'Erfoud). *«Une mer, venue vraisemblablement de l'Est, transgressive à partir du Tremadoc moyen, s'étant étendue au Tremadoc supérieur, a déposé dans l'Anti Atlas central et au Sud du Maïder et du Tafilalt des sédiments argileux et finement gréseux à glauconie abondante des Schistes des Fezouata inférieurs,*

*dans un bassin étroit, allongé sensiblement ENE-WSW...» (Destombes, 1963). Les trilobites, conservés dans les siltites vertes, des miches calcaires ou des nodules siliceux, présentent des affinités avec la faune trémadocienne de Bohême. Les Schistes des Fezouata supérieurs débutent par un horizon de minerai de fer oolitique. La base est datée de l'Arenig inférieur. De même, au Nord de la Mauritanie et au Sahara Occidental, dans le Zemmour, la partie inférieure des pélites vertes, micacées et glauconieuses de l'Oumat El Ham renferme des graptolites et des trilobites du Tremadoc supérieur (Destombes *et al.*, 1968).*

Hormis le Bled El Mass, évoqué plus haut, on ne connaît pas de fossiles du Tremadoc plus au Sud dans le Sahara. Il est cependant possible qu'une partie des Grès Inférieurs des Ajjers que nous allons voir maintenant se soit déposée pendant cette période. En résumé, l'Ordovicien inférieur, du Tremadoc à l'Arenig, voit se développer, au Sahara septentrional et occidental, une mégaséquence régressive : à la double transgression initiale succède une régression au Nord-Est et l'arrivée de matériel détritique irrégulièrement réparti, dont nous allons maintenant chercher la patrie.

3. ÉPANDAGES DE SABLES À L'ORDOVICIEN INFÉRIEUR ET TRANSITION VERS LE NORD DES FACIÈS MARINS

3.1. Les Grès Inférieurs des Tassilis

Le Bouclier Touareg est cerné, au Nord, à l'Est et au Sud par une double couronne de plateaux gréseux, les Tassilis, séparés par une dépression. Les Tassilis Internes se terminent en falaise au-dessus du socle pénéplané. Ces Grès Inférieurs (Kilian, 1922), épais de 150 m à 350 m au Nord du Bouclier Touareg, n'ont qu'une vingtaine de mètres au Sud-Ouest, au bord de l'Adrar des Iforas. Ils ont longtemps été attribués au Cambro-Ordovicien mais sont considérés aujourd'hui comme seulement ordoviciens. On y distingue 6 formations. Nous verrons tout d'abord les 4 premières qui correspondent à ce que Freulon (1964) appelait les Grès de Base.

3.1.1. Formation d'El Moungar (ou Unité I)

Au Nord d'Amguid, à El Moungar, 50 m de couches dures et tendres s'intercalent entre la base des Grès Inférieurs et le socle. A la différence des Séries Pourprées d'Amguid et de Tebourharine voisines, les couches ne sont pas plissées. Elles ont été prises comme type de l'Unité I des Tassilis, et, plus tard, comme exemple de dépôt corrélatif de la pénéplaine infra-tassilienne. Des grès grossiers et des arkoses à rides et stratifications obliques constituent la moitié ou les deux-tiers de la formation. Des galets remplissent de petits chenaux métriques, ou sont étalés en minces tapis au sein des arkoses. Des lits de siltites parfois très micacées soulignent la stratification. Les galets (2 à 4 cm en moyenne) sont subanguleux à subarrondis. Ce sont, pour la plupart, des roches résistantes : du quartz (90%) qui viendrait de filons proches, des quartzites, des lydiennes. Les roches fragiles (granite, gneiss, micaschistes) sont l'exception. Lors d'une mission (1983) en compagnie de Attar, nous n'avons pas retrouvé les débris de croûte ferrugineuse signalés par Beuf *et al.* (1971). Les dreikanter sont très fréquents de la base au sommet ; ils sont usés et déposés en tous sens. On a là semble-t-il, une petite dépression de la surface où se sont rapidement accumulés des arènes, des galets et des dreikanter balayés d'un reg voisin. La présence de micas noirs détritiques fragiles, à côté de micas blancs résistants, montre que l'altération chimique était réduite. Eolisation et rubéfaction se seraient donc produites avant. L'attribution de cette formation au Cambrien reposait sur la découverte d'un nodule à filaments dont le professeur Dangeard pensait qu'il pourrait être de cet âge. Mais ceci demanderait confirmation.

La Formation d'El Moungar est localisée dans une zone de failles sub-méridiennes, héritées du Panafricain (Chap. 2 et 3) et demeurées actives jusqu'à maintenant (Chap. 10). On n'a pas signalé ailleurs de dépôts de cette importance sous les Grès Inférieurs du pourtour du Bouclier Touareg. Etant donné sa position et la nature de son matériel détritique nous pensons qu'elle amorce le cycle de la formation de Tin Taradjeli qui la surmonte.

3.1.2. Formation de Tin Taradjeli (ou Unité II)

Elle constitue l'essentiel des Grès Inférieurs ou Grès des Ajjers. Au col de Tin Taradjeli, sur la route de Djanet à Illizi, les grès reposent sur une surface plane et saine, rabotant un socle de granites, gneiss fins gris, micaschistes, des terranes de Djanet et d'Edembo (Chap. 2, Fig. 2.3). Ils débutent par quelques cm ou dm de grès-quartzites moyens, propres, à petits galets dispersés et stratification plane. Rien qui évoque ici un conglomérat de base. Pour les participants du séminaire SONATRACH d'Octobre-Novembre 2000 il s'agit d'un dépôt «sur une surface d'abrasion sous-marine réalisée en début de transgression» (Kazi-Tani, 2000).

Au-dessus, des bancs décimétriques de siltites et de grès bioturbés à tigillites séparent des barres de 1 à plusieurs mètres d'épaisseur de grès à grandes obliques. Dans les Tassilis de l'Est et du Sud (Ouan Ahaggar), celles-ci caractériseraient, selon Beuf *et al.* (1971), des réseaux fluviaux en tresse. A la latitude de notre coupe, «les stratifications obliques en sigmoïdes à bundles sont typiquement celles de barres estuariennes immergées (infratidal) orientées vers le Nord en direction des jusants... Des sets obliques toujours pentés à 25°, à ravinement, orientés... semblent être des chenaux de flot... Les basses teneurs en bore mesurées (dans les siltites) sont normales pour ce type de milieu. Vers le haut de la formation les tigillites, nombreuses, prouvent le caractère marin de cette sédimentation». (*ibidem*). Vers le Nord les niveaux bioturbés à tigillites, *Vexillum*, *Bilobites*, apparaissent plus tôt. On verrait ainsi du Sud au Nord une évolution progressive du milieu de dépôt, de continental au Sud du bouclier Touareg, à tidal puis marin au Nord. Dans le secteur de notre coupe on pourrait distinguer, au sein de la formation, 4 séquences correspondant à 4 cycles eustatiques mineurs.

Le matériel détritique est surtout formé de grains de quartz usés et de quelques minéraux résistants (zircon, tourmaline). Ces sables ont eu une longue histoire avant de s'accumuler là où nous les trouvons. Ils ont été vannés, lavés et les minéraux fragiles dont ils avaient pu hériter des roches mères ont été détruits en cours de route.

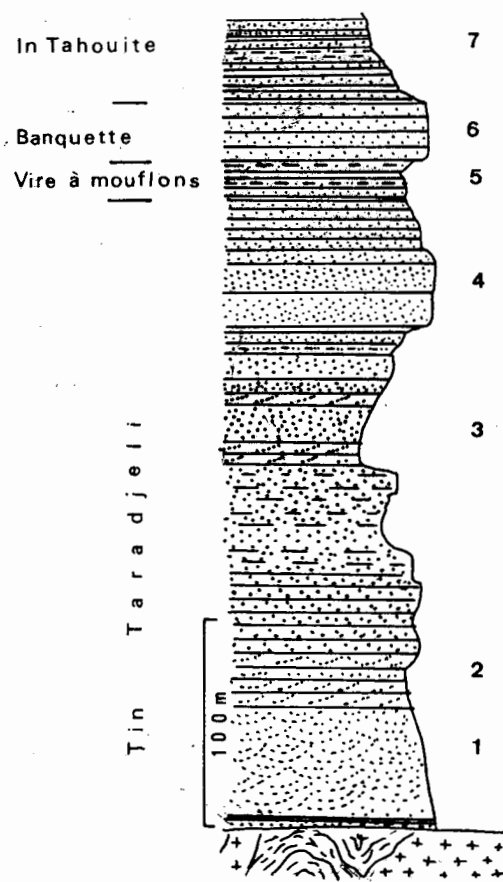


Fig. 4.8. - Un exemple de succession lithologique dans les Grès Inférieurs des Ajjers, d'après Beuf *et al.* (1971, Pl. 17, simplifié).

Sur le socle précambrien :

7 : grès et quartzites à tigillites ; les surfaces des bancs sont enduites d'oxyde de fer. Cet horizon représente la base de la Formation d'In Tahouite.

6 : corniche de grès massif à tigillites = La Banquette.

5 : grès grossier à stratifications obliques et galets d'argile. Cet horizon, plus tendre et parfois intercalé de lits d'argile silteuse, détermine un replat dans la falaise : la Vire à Mouflons.

4 : corniche de grès massifs à tigillites et traces spiralées. Les niveaux 1 à 4 constituent les Grès de Tin Taradjeli (BRP, 1964).

3 : ensemble de grès à tigillites et traces spiralées, et de grès massifs sans structures.

2 : alternance de grès à stratifications obliques et de grès à tigillites.

1 : ensemble de base : grès grossier à stratifications obliques et graviers de quartz.

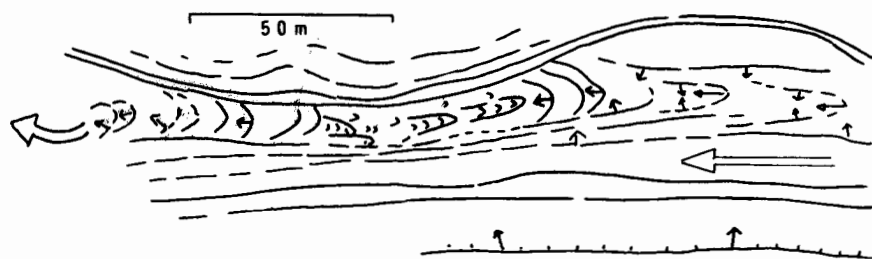


Fig. 4.9. - Levé en plan d'un dépôt à stratifications obliques chenalisé, d'après Beuf *et al.* (1971, Fig. 191) Les petites flèches pleines indiquent le pendage des lamines et les flèches creuses le sens du courant.

De même les carbonates sont presque totalement absents. Ces sables ne représentent donc pas une molasse plus ou moins tardive de la chaîne panafricaine dont le nivellement était terminé depuis des millions d'années, mais le dernier déménagement d'un stock de sables accumulé dans l'arrière pays (Fabre 1988, Fabre et Mainguet, 1990).

La proportion de matériel fin, silts et argiles, est très faible, que ce soit dans la matrice des grès ou comme constituant des lits intercalaires. Sans doute la vitesse des courants et le type d'écoulement ne permettait pas aux «fines» (argiles et silts) de se sédimenter. En effet, dans le système «en tresse» de l'amont, suggéré par la répartition des gouttières, les eaux traînent sur le fond de grosses quantités de sables et ne déposent guère d'argile. Celle-ci a dû être entraînée par l'eau, et surtout par le vent, vers le Sahara septentrional où elle est plus abondante. De toutes façons l'épaisseur mesurée de ces bancs ne correspond qu'à une petite partie des sables qui ont transité sur cette plaine.

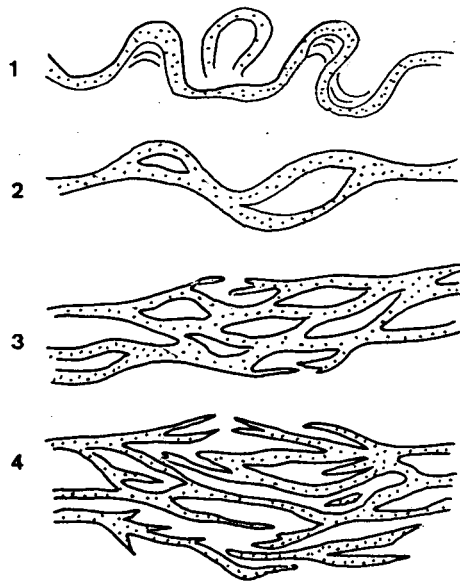


Fig. 4.10. - Relation entre la forme du réseau fluvial et le rapport $A = \text{débit en suspension} / \text{débit de fond}$.
1: très grand. 2: grand. 3: faible. 4: très faible.
D'après Beuf *et al.* (1971, Fig. 172).

3.1.3. Formation de la Vire à Mouflons (ou Unité III.1)

Au sommet de la falaise de Tin Taradjeli, sur 20 à 50 m d'épaisseur, des couches plus tendres, séparées par de petits bancs gréseux, déterminent des replats (des vires) où passent damans et mouflons, d'où le nom de cette formation, considérée jadis comme membre de base de l'Unité III (BRP, 1964). Elle est formée d'un «empilement de séquences (2 à 3 m) élémentaires constituées d'un système stratocroissant et granocroissant débutant par des silts et des silts argileux décimétriques et couronné par des grès propres sigmoïdaux à bundles» (Kazi-Tani, 2000). La limite inférieure de cette formation est une surface ondulée, parfois enduite d'une croûte ferrugineuse qui empâte des galets de quartz. Les siltites, souvent micacées, gris-vert pâle en affleurement, noires en sondages, sont couvertes de pistes (*Bilobites*, *Cruziana*) de divers trilobites, ainsi que de pistes lisses et de terriers verticaux (*Vexillum*, etc) et horizontaux d'origine incertaine. Quelques carbonates s'y associent. Ces sédiments ont dû se déposer en milieu marin peu profond. Des coquilles ont subsisté en de rares lieux exempts de bioturbation. Les grès sont très purs. Les grains hétérométriques Ronds-Mats (R.M., 30% par ex.) y voisinent avec des Emoussés-Luisants (EL) et des grains Non Usés (NU). «On reste là dans un environnement infratidal franc, toujours en contexte estuarien» (*ibidem*). Le sable venait sans doute des dunes littorales (les RM) et, pour la plus grande partie, était amené par des cours d'eau depuis les terres émergées de l'amont (EL et NU).

Les empreintes de lamellibranches (*Modiolopsis tioukelinensis*) et de brachiopodes inarticulés (*Dinobolus amguidensis*), au sommet de la formation, datent ces couches de l'Arenig inférieur (Legrand, 1974, 1983, 1985) et non du Tremadoc comme on l'a pensé un moment. Cette formation correspondrait à un maximum eustatique.

3.1.4. Formation de la Banquette (Unité III.2)

Une petite falaise d'une cinquantaine de mètres domine la Vire à Mouflons. «Elle est constituée d'un grès massif... irrégulièrement quartzifié... La

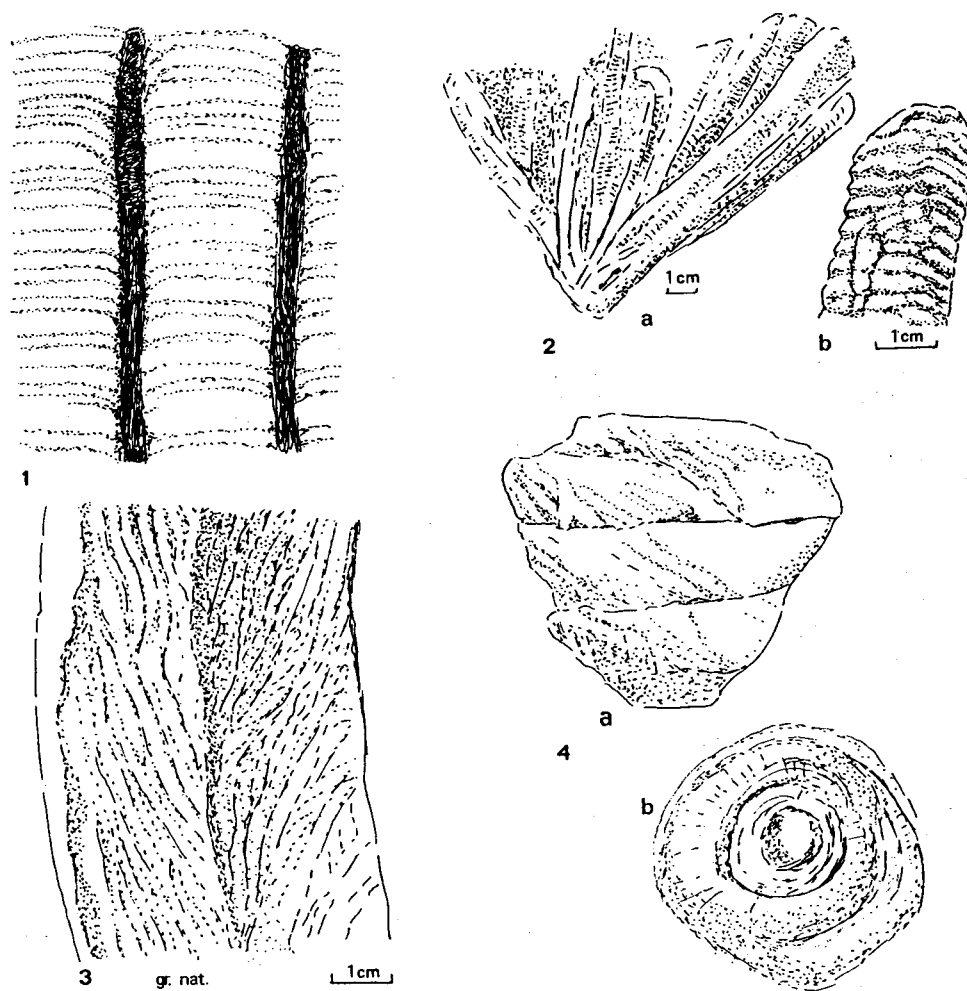


Fig. 4.11. - Traces dans l'Ordovicien inférieur du Sahara.

1: Tigillites (= Scolithos ou Scolites). Les lits du grès s'infléchissent au contact.

2: Harlania . a: groupement. b: détail.

3: Bilobites.

4: Vexillum. a: trapu, vu de profil. Il en existe de plus allongés. b: coupe transversale d'un autre terrier. D'après des photographies.

granulométrie est homogène et discrètement granodécroissante. Il n'y a pas de stratification oblique, seulement un litage plan régulier» (Abdallah, 1995). Ces couches, qui viennent en onlap sur la formation sous-jacente, indiquent un net changement de régime. Le sommet, très bioturbé (Tigillites, *Vexillum*, enchevêtrement de tubes), pourrait correspondre à un marqueur Gamma-Ray connu en subsurface. L'ensemble est sans doute encore d'âge Arenig inférieur.

3.2. Les traces organiques

Dans ces grès on ne trouve guère que des pistes ou des terriers. Ceux-ci sont de plus en plus abondants à mesure que l'on s'élève dans la formation. Ces traces ont fait, depuis longtemps, considérer les Grès Inférieurs des Tassilis internes comme marins.

Les pistes

On les voit aux limites de bancs, entre grès et argiles ou siltites. *Palaeophycus* se présente comme un ruban sans ornementation. *Arthropycus* possède en outre des bourrelets striés transversalement et parfois une dépression médiane. Comme le suffixe «*phycus*» l'indique, ces traces ont d'abord été considérées comme des empreintes d'algues. Des recherches comme celles de Lessertisseur (1955) ont montré, au moins dans le cas d'*Arthropycus*, qu'il s'agit probablement du moulage de la galerie d'un ver. D'autres traces sont définies par un double trait, «*deux sillons étroits, parallèles, délimitant un ruban plat et rectiligne, ou légèrement sinueux de 1 à 4 cm de largeur*». Ces traces doubles s'entrecroisent sans pénétrer profondément dans le sédiment. Elles seraient produites par les pointes génales de grands trilobites se déplaçant sur le sable du fond marin. Ce sont aussi les pas d'un arthropode qui auraient laissé les traces formées par deux lignes de points. Toutes ces pistes, imprimées dans les argiles ou les siltites, ont parfois conservé de fins détails des pattes et sont décrites sous le nom de *Bilobites*, *Cruziana*, *Froena*. Outre les traces de déplacement, les traces de fouissage, plus profondes, ou les traces méandriiformes de recherche de nourriture en surface sont aussi très variées. On les attribue parfois à l'activité de trilobites (Crimes, 1970).

Les terriers

Plus fréquents que les pistes, ils donnent des indications moins précises. Les plus connues sont les tigillites (ou *Scolithos*), rectilignes ou sinueuses, longues au maximum de 50 cm, jamais bifurquées, à parois lisses ou annelées, et d'un diamètre moyen de 3 à 10 mm. Beuf *et al.* (1971) font remarquer que la conservation de ces tubes paraît due au remplissage de l'empreinte par un sédiment différent de celui qui l'environne. Ce sédiment peut être plus fin ou plus grossier. On connaît de nombreux cas de remplissage gréseux dans un sédiment argilo-silteux; les empreintes présentent alors l'aspect de petites tiges dures. Dans certaines tigillites, la paroi est d'un grain différent à la fois de celui du sédiment encaissant et du remplissage. Ces empreintes ont été considérées parfois comme inorganiques (tubes de dégazage) ou attribuées à des moulages d'algues ou de plantes terrestres. La plupart des auteurs s'accordent maintenant à penser qu'il s'agit de terriers de vers (Osgood, 1970). Leur auteur était peut être analogue aux vers à test arénacé (*Phoronopsis*, *Sabellaria*) qui vivent aujourd'hui sur des fonds sableux, en eau peu profonde. Dans les grès des Ajjers les tigillites paraissent s'être installées chaque fois dans un banc de sable pré-existant qui pouvait être un corps fluviatile à stratifications obliques qu'elles perforent de part en part. De tels horizons, surmontant des grès à obliques, témoigneraient là d'une remontée rapide du niveau de la mer.

D'autres structures, moins fréquentes que les tigillites, présentent, à la surface supérieure des bancs gréseux, l'aspect de bourrelets circulaires, annelés ou spiralés. En vue latérale la forme est celle d'un ruban enroulé sur un tronc de cône et la surface parfois couverte de stries obliques. Il existe des formes effilées et d'autres obtuses dont le diamètre varie de quelques cm à une vingtaine de cm. Lorsque ces empreintes sont nombreuses, elles se recoupent sans se détruire. Cette particularité est très caractéristique de *Daedalus* ou *Vexillum*. Lessertisseur (1955, p. 72-74) en déduit qu'elles représentent les empreintes d'organismes cylindriques déplaçant leur propre terrier. Le recoupement de deux traces ne détruit que la partie commune. Parfois les sections verticales de *Vexillum* et de tigillites présentent des traits semblables, ce qui suggère que les auteurs de ces deux types de traces étaient peu différents.

3.3. Le milieu de sédimentation

Continental ou marin ? Dans quel milieu se sont déposés les sables des Grès Inférieurs ? Tigillites (*Scolitos*) et traces bilobées (*Cruziana*) indiqueraient un milieu marin peu profond. Seilacher (1983) considère que les *Cruziana* sont de bons indicateurs d'un milieu marin peu profond dans lequel les trilobites fouillaient le sédiment pour se nourrir. La densité au mètre carré des tigillites est variable mais leur nombre est énorme et la surface couverte très grande. Cette prolifération de traces organiques contraste avec la grande pauvreté en empreintes des animaux eux-mêmes. Certes, comme le font remarquer Beuf *et al.* (1971), il faut, dans la reconstitution du paysage biologique «tenir compte des organismes qui n'ont laissé aucune trace, par exemple ceux qui flottaient, ou ceux dont le test n'a pu être conservé dans les sédiments sableux très défavorables à une telle conservation. Il reste cependant qu'au Sahara, la plus grande partie de la vie à l'époque paraît avoir consisté dans ces colonies de vers fousseurs ou arénicoles... Certaines formes de *Scolites* devaient jouer un rôle de fixateur de sédiments sableux analogue à celui que jouent les colonies de *Sabellaridae*, vers à test arénacé des mers actuelles».

Selon les hydrodynamiciens, les bancs de grès à grandes stratifications obliques caractérisent des sédiments fluviatiles. S'ils s'étaient déposés dans la zone de balancement des marées, on observerait des directions opposées ou herringbone cross-bedding (Reineck et Singh, 1975). Or ce n'est pas le cas, que ces bancs soient ou non traversés par des tigillites. La faible teneur en bore des intercalaires fins exclut un milieu de dépôt franchement marin. Tigillites et *Vexillum* suggèrent autant un milieu saumâtre que marin. Les pistes bilobées, si elles sont bien toutes dues à des trilobites, et non à d'autres arthropodes, indiqueraient un milieu marin. Comment concilier tout cela ? Nous avons déjà remarqué que les traces fossiles deviennent de plus en plus nombreuses vers le sommet. «On est donc conduit à imaginer, sur des superficies considérables, l'existence d'un domaine mixte dans lequel coexistaient lacs, lagunes, baies et larges épandages sableux à caractère fluviatile. Les intercalations fluviatiles correspondent à un bilan d'apport sédimentaire positif en période de crues. En période de faibles apports fluviaux et si, pour

d'autres raisons (vent persistant, destruction de barrières sableuses, reprise transgressive) des apports d'eau s'effectuaient depuis la mer, on assiste à un recouvrement des dépôts sableux par des eaux ayant une dynamique différente. Si cette dynamique est insuffisante pour détruire entièrement les structures fluviatiles, il y a seulement installation biologique et l'on trouve alors des grès à stratifications obliques traversés de Tigillites. Enfin si le remaniement est total la couche prend un aspect marin» (Beuf *et al.*, 1971).

On trouve cette juxtaposition de critères fluviatiles, marins et lagunaires un grand nombre de fois dans les Grès Inférieurs, et du Nord au Sud du bouclier Touareg. Elle est «caractéristique d'un domaine paralique entre ligne de baie et rivage, mixte par excellence» nous fait remarquer Kazitani (*in litt.*). Mais en milieu paralique on s'attendrait à une sédimentation d'argiles, de silts et de matières organiques (sapropels, tourbes), ou d'évaporites (carbonates, gypse). Or ici ce sont des sables ! Une explication peut être proposée : la proximité du Pôle (Fig. 4.13) et une évaporation faible. Il y en a d'autres, comme la quantité d'apport d'eau douce. Ni l'une ni l'autre n'expliquent tout, notamment l'absence de matière organique.

Une autre difficulté surgit : l'acheminement des sables, du Sud vers le Nord suppose, selon les auteurs, une pente minimum de 4 pour 1000. Cette pente impliquerait une dénivellation de 400 m entre le Sud et le Nord du bouclier Touareg et suggère, au premier abord, une subsidence de l'ensemble de la province septentrionale. Kazitani répond (*in litt.*) : «Sans négliger le rôle de la subsidence, on peut très facilement démontrer qu'une variation eustatique long terme, positive, de 200 m par exemple, suffit à elle seule pour accumuler près de 600 m de sédiments sur une plate-forme parfaitement inerte. Ceci est le premier point... En sédimentation fluviatile, le remblaiement ne s'effectue que pendant le prisme de haut niveau supérieur (PHN2) par migration centrifuge du profil d'équilibre fluvial (cf Posamentier *et coll.* 1988). La migration étant sous la dépendance de la vitesse eustatique. Ceci est le 2e point. La force hydrodynamique des vecteurs d'apport va dépendre bien évidemment du profil gravitaire gh entre en gros un point tectonique neutre, stationnaire, et un niveau de base fluctuant. Cette fluctuation est rapide :

environ 2 Ma, et importante : environ 100 m. Cela suffit pour transférer des masses détritiques sur de grandes distances (déplacement de la ligne de rivage de Pitman). Conclusion : le rôle de la subsidence est peu important.» En période d'apport de sable ou de baisse, même modeste, du niveau de l'océan, la terre émergée s'étend, son rivage avance vers le Nord, et un régime fluvial règne. En période d'apport de sable réduit, le rivage recule et, dans les lagunes ou les baies, la Vie prolifère, et surtout les vers. La frange littorale, plate et très large se trouvait ainsi tantôt légèrement au-dessus du niveau de la mer (régime continental), tantôt près du zéro (régime lagunaire), tantôt légèrement au-dessous (régime marin).

3.4. Les déformations contemporaines de la sédimentation pendant le dépôt des Grès Inférieurs

On a vu plus haut qu'en allant vers le Sud les terrains attribués au Tremadoc disparaissaient et que les Grès Inférieurs n'avaient plus qu'une vingtaine de mètres vers l'Adrar des Iforas.

Dans l'Ouest du bouclier, à l'aplomb du terrane d'In Ouzal (ou Axe de Fom Belrem ou Môle Tanezrouft-Adrar), les grès à stratifications obliques se réduisent ou, au contraire, s'épaississent brusquement et se chargent en galets de quartz.

On retrouve des phénomènes analogues 400 km plus au Sud, toujours dans la même zone, dans le secteur de Timissao : de part et d'autre des failles qui limitent le petit lambeau du Tassili, les variations d'épaisseur sont très rapides; des brèches à débris de quartz apparaissent. Cette zone anormale s'étend sur 50 km de large et 1000 km du Nord au Sud, jusqu'au niveau de l'Adrar des Iforas. En même temps les directions de courants, si homogènes sur tout le pourtour du bouclier, tournent parfois de 90°. Pourtant le milieu de dépôt ne change pas. On ne trouve dans ces grès aucun galet de socle qui puisse indiquer des paléoreliefs. Ces anomalies d'épaisseur et de direction de courants seraient donc dues à des **déformations synsédimentaires**. Une autre preuve en serait fournie par le plissement léger des mêmes couches, dans la région d'Arak. Vers la fin du dépôt des Grès Inférieurs ces mouvements cessent. Les dernières corniches gréseuses à tigillites reposent

tantôt sur les grès déformés de la région d'Arak, tantôt sur les grès à galets de quartz de Fom Belrem, tantôt sur le Précambrien.

D'autres linéaments ont probablement rejoué vers la même époque, par exemple en Libye. Il s'agit, dans tous les cas de déformations localisées à l'aplomb de grandes fractures du socle et séparant des blocs, les uns subsidents, les autres tendant à monter. «Ces déformations le long du Fom Belrem n'expliquent pas les variations d'épaisseur plus lentes, plus progressives du Nord vers le Sud. D'ailleurs la carte géologique du Ténéré du Tamesna (Claret et Tempère, 1965), les contours isopaques, les sondages montrent clairement qu'il y avait, durant tout le Paléozoïque, un axe haut immédiatement au Sud du Hoggar (la situation s'est ensuite inversée au Mésozoïque). On peut alors situer à ce niveau un bourrelet en épirogenèse alors que la dalle saharienne s'affaisse ... Cette zone haute qui s'étendait du Niger au Nigeria a été le siège d'un magmatisme selon Karche et Vachette (1978)» (Kazi-Tani, in litt.).

3.5. Résumé des données sur les grès de base de la couverture

L'âge des formations attribuées au Tremadoc et à l'Arenig est défini par des fossiles avec une assez bonne approximation dans les régions sahariennes et péri-sahariennes - sauf dans les Tassilis et l'Adrar de Mauritanie. Dans les Tassilis n'Ajjers deux interprétations avaient été avancées.

- Celle de Legrand (1974, 1983, 1985) : les Grès Inférieurs se sont déposés à l'Ordovicien. La Vire à Mouflons et la Banquette (niveaux 5 et 6 de la Fig. 4.8) sont d'âge Arenig inférieur.

- Celle de SONATRACH et du BEICIP, fondée sur des corrélations par diagraphies et profils sismiques depuis le champ de Hassi Messaoud jusqu'aux Ajjers. Dans cette interprétation, la Vire à Mouflons est l'équivalent des argiles d'El Gassi (Tremadoc). Les grès sous-jacents (Tin Taradjeli= niveaux 1 à 4 de la Fig. 4.8) correspondraient aux grès d'El Gassi (Tremadoc inf.) et de Hassi Leila-Hassi Messaoud (Cambrien). Mais, remarque Kazi-Tani (in litt. 1999) «cette hypothèse est peu crédible car l'Unité II comprend trois séquences dont la seconde (niveaux 3 et 4 de la Figure 4.8) est à cheval sur le Cambrien et l'Ordovicien. Or il

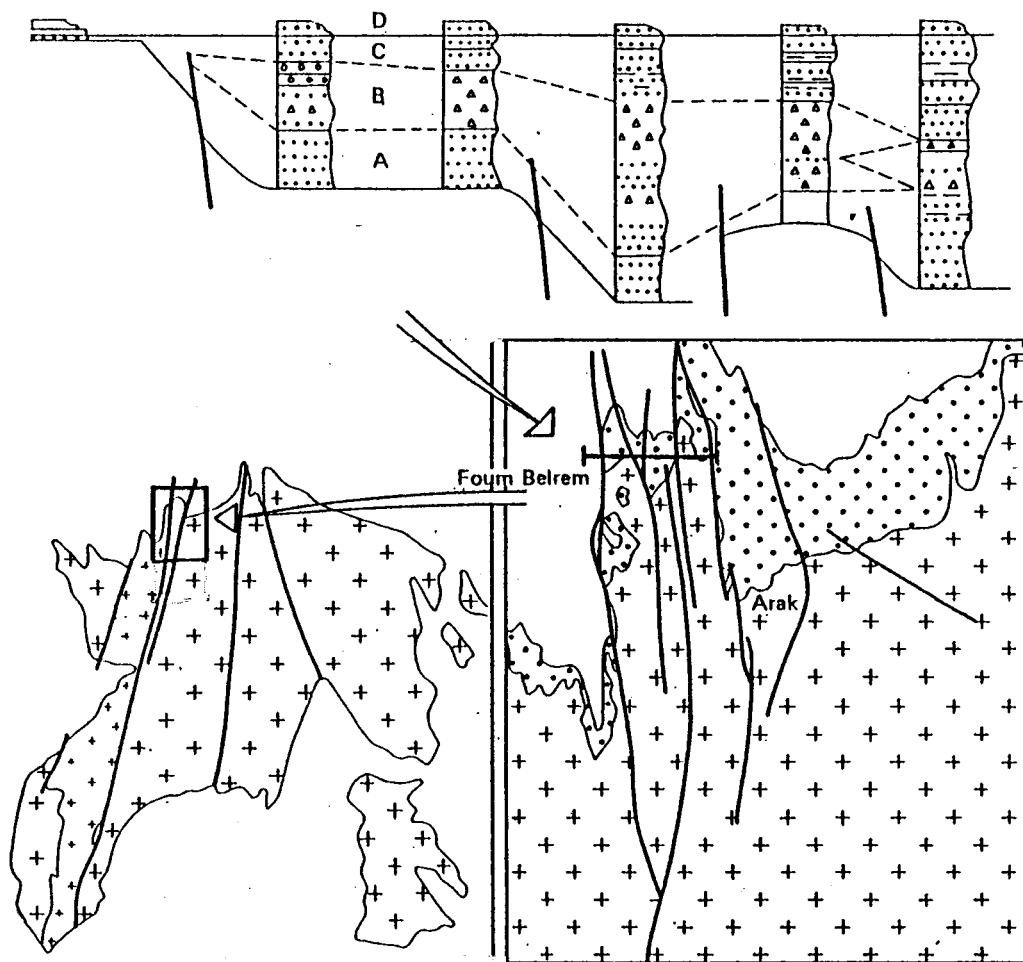


Fig. 4.12. - Variations des Grès Inférieurs sur le flanc Est du môle de Fom Belrem (=môle In Ouzzal). La surface de base, quasi horizontale à l'origine, s'est déformée pendant la sédimentation par le rejeu, suivant des failles normales, de compartiments du socle.
 A : ensemble de base.
 B : brèches et poudingues dans des grès à tigillites et Vexillum.
 C : corniches sommitales.
 D : formation d'In Tahouite. En points noirs sur la carte de droite : Ordovicien. Croix : socle. Des croix plus petites signalent le môle In Ouzzal. Inspiré de Beuf *et al.*, 1971, Fig. 301.

n'y a pas un continuum évolutif entre les deux systèmes, à cause d'un fait eustatique majeur couplé à une fin de phase de subsidence».

L'interprétation choisie a pour corollaire, dans la première hypothèse, un âge différent suivant les points pour la pénéplaine infra-tassilienne, (une diachronie de plusieurs dizaines de Ma, du Cambrien inférieur à l'Ordovicien inférieur), ou, dans la seconde, à peu près le même âge partout (Cambrien moyen). La micropaléontologie (trav. en cours, SONATRACH CRD) apportera des réponses concrètes à cette question.

L'évolution des dépôts à partir du Tremadoc dans les différentes régions du Sahara montre une unité, en dépit des variations d'épaisseur et de faciès. Au début, une sédimentation argilo-silteuse et gréseuse révèle une ou deux transgressions marines. Les couches sont, soit concordantes (Libye), soit légèrement discordantes (Ougarta), sur des formations présumées cambriennes, surtout gréseuses. Elles sont l'expression d'un phénomène mondial. Les transgressions tremadociennes témoignent de la planéité de la pénéplaine à l'aube de l'Ordovicien, du rabotage de presque tous les reliefs formés par l'orogénèse panafricaine et du comblement des creux (des fossés subsidents) au cours du Cambrien. La plus grande partie du Sahara se trouvait donc au voisinage de la cote zéro des mers. Ces transgressions s'inscrivent dans un contexte d'eustatisme positif.

Du Cambrien moyen au Tremadoc inclus règne sur l'ensemble du globe, selon Spjeldnaes (1981), un climat chaud et uniforme et, dans les océans et sur leurs marges, une sédimentation de «black shales», en milieu anoxique.

A l'Arenig inférieur (vers 480 Ma) un apport de sables s'inscrit dans une séquence régressive. Dans certaines régions, comme le bassin de Mourzouk oriental, l'Arenig est absent, qu'il ait été érodé ou ne se soit pas déposé, ou qu'il soit trop réduit pour être distingué des couches encaissantes. On notera qu'au même moment, au Brésil, alors soudé à l'Afrique occidentale et centrale, se produisent, dans la province de Bahia, les derniers charriages de l'orogénèse brésilienne (Turpin *et al.*, 1988), une «collapse tectonique» et un hydrothermalisme accompagné de minéralisations en or (Chauvet *et al.*, 2001). Les grès du Dévonien inférieur y reposent directement sur le socle. Les sables déposés au Sahara pendant l'Arenig ne viendraient-ils pas de là, comme nous le suggère, oralement, Caby ?

A l'Arenig le climat du globe se diversifie. C'est alors que se déposent en Europe occidentale les Grès Armoricaux. C'est aussi le moment où se produisent des convergences de plaques qui vont conduire, à partir de l'Ordovicien moyen, à la formation de la chaîne Taconique, sur la marge orientale de la plaque Nord-américaine. Dans la future chaîne alpine d'Europe des phénomènes magmatiques se produisent à ce moment là. L'existence de rejeux limités sur de grandes failles méridiennes comme celle de Fom Belrem (Beuf *et al.*, 1971; Legrand, 1985) doit être envisagée dans ce contexte. Kazi-Tani fait remarquer que, entre le bloc d'Avalon «*et l'Afrique il y a à cette époque une zone de découplage mécanique : l'océan Theique (Mauritanides); et la dynamique au Sahara y est distensive ou décrochante-distensive*».

4. LA PARTIE MOYENNE DE L'ORDOVICIEN SAHARIEN (ARENIG SUPÉRIEUR À CARADOC INFÉRIEUR)

«Une discordance de faible amplitude, mais dont l'extension intéressera tout le Maghreb depuis l'Anti-Atlas occidental jusqu'à la Libye marque la fin... de ce premier cycle Ordovicien» c'est à dire Tremadoc et Arenig inférieur. ... *«les traces en sont perceptibles... tant sur le terrain... qu'en forages dans tout le Sahara... Une nouvelle transgression marque la base de l'Arenigien supérieur»* écrit Legrand (1983).

Il ne s'agit pas là d'un phénomène propre au Sahara. On le connaît dans le Sud européen (événement «Sarde» etc.). De l'autre côté du Proto-Atlantique Nord le changement de sédimentation à l'Ordovicien moyen et la discordance à sa base *«annoncent d'importants changements tectoniques qui sont associés aux stades précoces de collision qui vont conduire aux événements de l'orogénèse Taconique classique»* (Stanley et Ratcliffe, 1985). La nouvelle période (25 à 30 Ma) correspond au Sahara à une mégaséquence progressive. La mer s'étend plus qu'elle ne l'avait fait jusque là. *«C'est vers cette époque, ou un peu avant, que certains pointements de socle ou de Cambrien sont enfin recouverts par l'Ordovicien, telle la région de Bou Bernous dans l'Ouest, le Djebel Hèche*

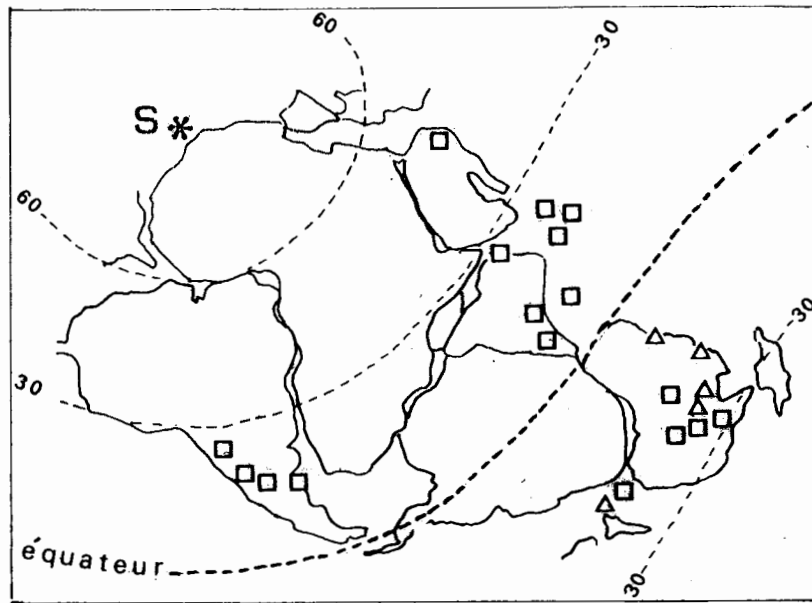


Fig. 4.13. - Le super-continent de Gondwana entre le Cambrien supérieur et l'Ordovicien moyen, d'après Scotese et Barrett (1990, Fig. 6). La position du Pôle Sud (étoile) est déduite de la répartition de lithofaciès caractéristiques du climat. Carrés: carbonates. Triangles: évaporites.

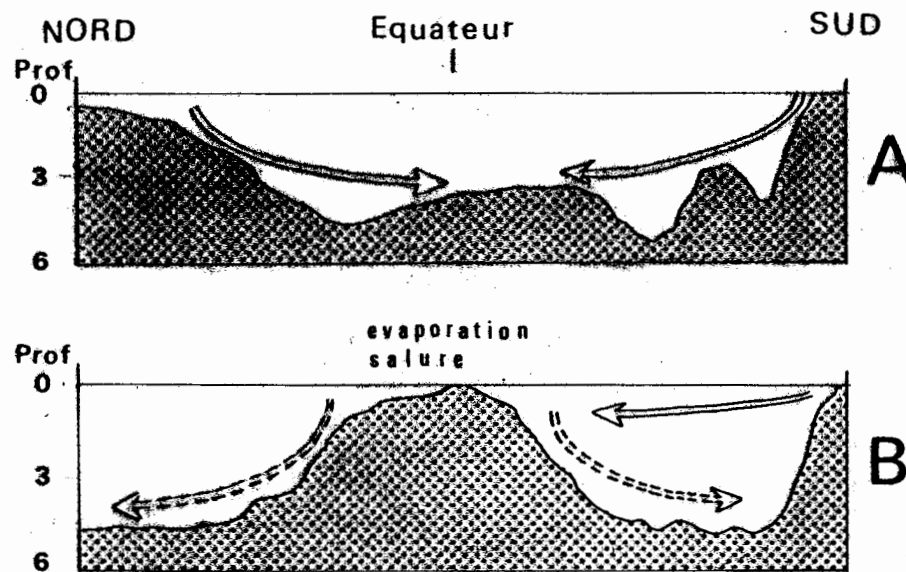


Fig. 4.14. - Coupes schématiques Nord-Sud des circulations d'eaux océaniques profondes, aujourd'hui et à l'Ordovicien, d'après Railsback *et al.* (1990) simplifié. A : Atlantique actuel : des masses d'eaux froides venues des régions polaires englacées descendent dans le fond des océans. La petite portion d'eau salée formée à basse latitude (en Méditerranée par exemple) n'est pas représentée ici. B : Circulation hypothétique dans les océans à l'Ordovicien. Les eaux salées et chaudes formées dans les mers peu profondes des basses latitudes descendent et dominent dans les fonds océaniques. Une petite quantité d'eau froide peut se former sur la marge africaine. Elle ne prendra de l'importance que plus tard, au cours du Caradoc et surtout à l'Ashgill, lorsque l'inlandsis se développera dans le Nord-Ouest de l'Afrique. Flèches en traits pleins : eaux froides. Flèches en tirets : eaux salées chaudes. Profondeurs en km.

dans le Gourara ou le seuil d'Ahara dans le Tinrhert» (Legrand, 1983). La sédimentation demeure cependant sous la dépendance des apports venant du Sud : sables, argiles, éléments en solution. Des horizons de minerai de fer oolitique signalent, notamment dans l'Arenig supérieur et le Llanvirn de l'Ougarta, des séquences mineures qui s'inscrivent dans une évolution transgressive (Guerrak, 1987). Celle-ci est générale. De plus, Railsback *et al.* (1990) déduisent des isotopes de l'oxygène dans les tests de brachiopodes du Caradoc New-Yorkais que la température et la salinité des eaux océaniques augmentait avec la profondeur au contraire de ce qui se passe aujourd'hui, où les masses d'eaux froides migrent des zones boréales Arctiques et Antarctiques vers les fonds équatoriaux. A l'époque la seule terre émergée en position polaire qui pouvait alimenter en eaux froides les océans, se trouvait être le Nord-Ouest de l'Afrique, c'est à dire le Sahara centro-occidental. Ces conditions ont été favorables, semble-t-il, à la différenciation et au développement des faunes, tant littorales que pélagiques. Pour ce qui est du Sahara, elles vont refléter aussi les conditions locales. On notera ainsi des différences entre le Nord, pélagique et le Sud, littoral, ainsi qu'entre l'Est et l'Ouest. Cette mégaséquence sera close, au cours du Caradoc, par les événements qui vont intéresser non seulement le Sahara mais aussi le reste de l'Afrique et une partie de l'Amérique du Sud.

4.1. La formation d'In Tahouite (Iraouène ou Unité III /3)

L'évolution observée au cours du dépôt des Grès Inférieurs, aboutit au régime marin qui règne pendant le dépôt de la formation d'In Tahouite. Celle-ci correspond, dans la topographie des Tassilis Internes à des couches plus tendres : le membre inférieur ou Talus Psammitique de quartzites lités à lits argileux et le membre supérieur des grès des Castelets. La limite inférieure est marquée par places par une légère discordance. «Une des caractéristiques importantes de l'Unité III/3 est la présence assez fréquente d'une discordance de ravinement à sa limite inférieure : dans l'oued Messiradjène la formation d'In Tahouite ravine la partie supérieure de la Banquette et parfois sa totalité... Cette discordance témoigne... d'une phase intra-

arénigienne» (Attar, 1980), ou d'une fluctuation eustatique (Kazi-Tani *in litt.*). Son dépôt succède aux dernières déformations de faible ampleur signalées plus haut et que nous retrouverons en d'autres lieux : un gauchissement de la dalle saharienne, sensible dans les Ajjers, la zone de Foum Belrem et les Eglab et qui provoque localement une reprise de l'érosion. Ailleurs on observe surtout une brève régression ou un arrêt de sédimentation précédant la transgression principale. Transgressive, la formation d'In Tahouite (et ses équivalents) va s'étendre plus largement que la précédente, et notamment vers l'Est (Corriger et Surcin, 1963). On peut distinguer dans cette formation deux ou trois parties, ou membres (BRP *et al.*, 1964).

- Un Membre Inférieur de quartzites lités, épais de 50 à 60 m;

- Un Membre Moyen, le Talus Psammitique proprement dit, épais d'une centaine de mètres. Des grès souvent blancs, purs, en bancs réguliers, de l'ordre du dm ou du mètre, alternent avec des argiles et des siltites micacées. Des horizons ferrugineux peuvent s'y intercaler. Plusieurs horizons de grès sont criblés de trous en affleurement. Ces pseudo-conglomérats à galets d'argile évidés dénotent des remaniements des sédiments pénécontemporains. Selon Kazi-Tani (2000) on observerait une «*progradation sigmoïdale vers le Nord de rides infra-tidales*».

- Un Membre Supérieur, ou Grès des Castelets, est subdivisé «*en partie inférieure qui, à Iherir, se présente comme un large éventail d'extension kilométrique plan convexe structuré en petits lobes interdigités qui peuvent s'interpréter comme des progradations sous faible tranche d'eau*» et «*Une partie supérieure en barre gréseuse chenalisante dans laquelle au moins la base est constituée de gouttières imbriquées évoquant un système fluviales*» (*ibidem*). Ces Grès des Castelets «*ne sont pas présents partout. Dans la région de Dider, ils sont épais de 50 à 70 m, à grain moyen à grossier et mal cimentés. La base de ces grès ravine localement des grès du Talus Psammitique... Leur extension est... liée à des conditions paléogéographiques locales (môle de Tihemboka). A la Gara Zaharzak, les grès à castelets sont surmontés par des grès micacés et argileux avec de nombreuses Tigillites, qui sont affectés par des pendages sédimentaires moulant et ravinant la surface des castelets*» (Abdallah, 1995). Vers le sommet, un horizon phosphaté à

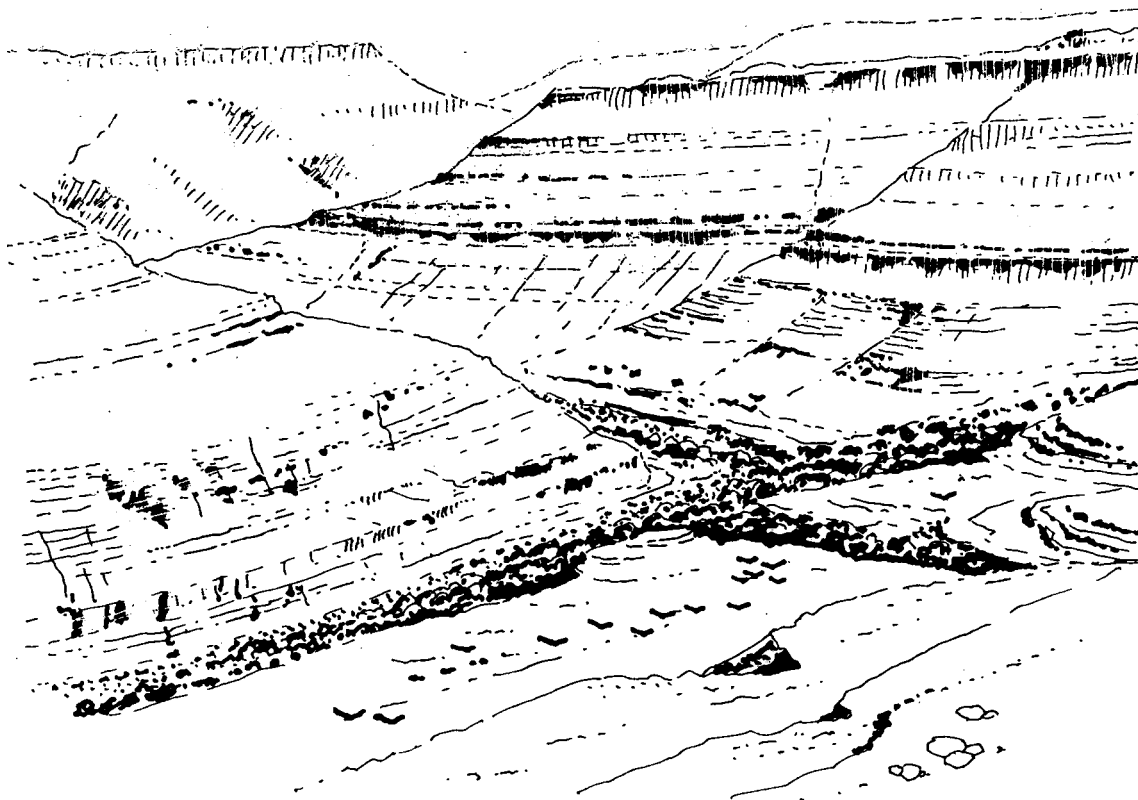


Fig. 4.15. - Au confluent des oueds Iherir et Imirhou, les grès à irrekam de la Formation Tamadjert qui forment le plateau dominant de 200 à 250 m les villages et les jardins d'Iherir, posés sur la Banquette. La Formation In Tahouite affleure dans les deux tiers inférieurs du versant : des bancs de grès à tigillites, résistants, d'épaisseur dm à plurimétrique, alternent avec des niveaux plus tendres : argilo-gréseux, parfois micacés. Les zones bioturbées sont très nombreuses. La Formation de Tamadjert débute ici, sous la dalle sommitale, par des couches tendres où alternent des grès moyens à grossiers, des grès argileux et des argiles vertes et rouges (= «Formation de remplissage») qui peuvent emballer des blocs de sédiments ou de socle, et sont assimilables à des argiles à blocs glaciaires. (Dessin B. Lamarche d'après photo JF. 2000).

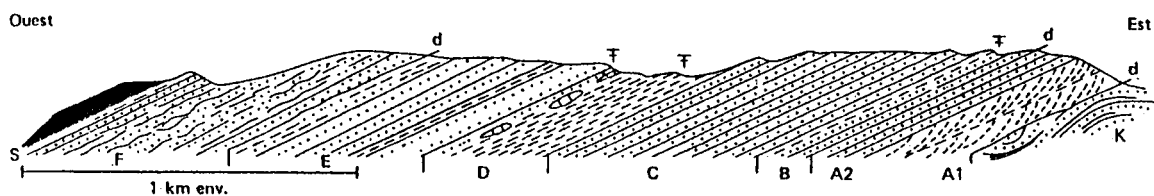


Fig. 4.16. - Coupe schématique sur le bord Sud-Ouest du Bled El Mass (d'après Beuf *et al.*, 1968a, très simplifié). d: discordances. k: Série Pourprée. A: Formation du djebel Tilkatine (Cambrien moyen-supérieur). A1: grès à stratifications obliques. A2: grès à Tigillites. B-C: Formation du djebel Tamamate. B: grès à Tigillites, siltites, lumachelles à brachiopodes du Tremadoc inférieur (probable). C: grès à tigillites, microconglomérats dans la partie inférieure. D-E: Formation de Gouiret El Diab. D: argiles et siltites vertes passant à des grès en plaquettes à miches carbonatées et contenant des graptolites de l'Arenig inférieur. E: grès fins calcaires encadrant des grès à tigillites; à la base, faune de l'Arenig supérieur. F: Formation gréseuse glaciaire de Ain Ech Cheikr. S: Silurien.

petits galets a livré des coquilles (Legrand). Toute la formation est riche en Tigillites et traces diverses (*Bilobites* etc.), en particulier au niveau des discontinuités sédimentaires qui sont très bioturbées. Legrand a trouvé aussi des brachiopodes (Lingulidés, *Dinobolus amguidensis*, *D. bimonti*), et des Conulaires dans le membre inférieur qui indiquent l'Arenig supérieur. Les bancs supérieurs auraient livré un trilobite (*Calymenella media*) et des brachiopodes du Llandeilo-Caradoc.

Cette faune, diversifiée et largement répartie, prouve que le Nord du bouclier Touareg passe en milieu franchement marin au cours de l'Arenig, et le Sud (l'actuel bassin des Iullemeden) un peu plus tard. La grande transgression nord-gondwanienne se produit à l'Arenig supérieur (Paris, com. or.). On serait proche du rivage le plus méridional atteint par la mer. Gatinsky *et al.* (1966) signalent au Nord-Est du Mali, dans une série terrigène, des brachiopodes, graptolites, trilobites. Quelques brachiopodes sont d'âge Llandeilo, mais la plupart des fossiles sont caradociens et même Caradoc supérieur. Tous ces fossiles ont des affinités méditerranéennes nettes : *D. bimonti* est connu dans le Grès Armoricaïn et les espèces caradociennes sont proches de celles connues au même moment en Bohême.

4.2. Bled El Mass

A l'Est de Reggan, des terrains plissés au Panafricain et surmontés en discordance par le Paléozoïque apparaissent en boutonnière sous un voile de grès du Méso-Cénozoïque. Ces affleurements sont importants par leur position, à mi-chemin entre le Bouclier Touareg et l'Ougarta. Nous avons déjà vu que l'on y observe les témoins les plus méridionaux du Tremadoc marin : la formation silto-gréseuse fossilifère du djebel Tamamate. La sédimentation argileuse débute plus tôt que dans les Tassilis, dès la fin de l'Arenig inférieur caractérisé par un graptolite, *Didymograptus eg.nitidus*. La Formation de Gouiret El Diab serait contemporaine de celle d'In Tahouite. Elle contient à la base de son membre supérieur un lit de grès fossilifère à ciment calcaire et rognons ferrugineux. Les trilobites, lamellibranches, brachiopodes et conodontes indiqueraient, selon Legrand (1983), l'Arenig supérieur. Les sédiments qui ont pu se déposer

ensuite, au Llandeilo et au Caradoc inférieur, ou bien sont très réduits, ou ont été ravinés par l'érosion glaciaire dont témoigne la formation d'Aïn Ech Cheikr, sus-jacente.

4.3. Ougarta, Anti-Atlas

Les discontinuités observées dans le voisinage du bouclier Touareg s'atténuent peu à peu vers le Nord, tandis que le matériel détritique s'affine et que les épaisseurs augmentent. On peut observer dans les Monts d'Ougarta de bons exemples d'une sédimentation terrigène en milieu marin pendant l'Ordovicien. Les argiles, calcaires et grès fins de la Formation de Fom Ez Zeidiya (niveau 3 de la coupe Fig. 4.7) constituent le talus d'une nouvelle crête ordovicienne. De l'étude de Gomez Silva *et al.* (1963) retenons quelques faits importants.

1. La lacune à la base du membre inférieur, transgressif et discordant à l'échelle de la carte, est soulignée par un horizon de minerai de fer de type FOND (= faciès oolitique non détritique. Guerrak, 1988). Ces horizons à oolites ferrugineuses «*se placent à l'extrême base d'un cortège transgressif en dispositif rétrogradant par rapport aux lumachelles et calcaires sus-jacents, et en position amont*». (Kazi-Tani). D'emblée la sédimentation est marine et la prolifération des invertébrés témoigne de conditions favorables : lamellibranches, brachiopodes, trilobites (*Calymenella*, *Synhomalonotus*), ostracodes, graptolites (*Desmograptus*, *Didymograptus*, *Dichograptidae*, *Dendrograptidae*) datent ces couches de l'Arenig supérieur-Llanvirn.

2. L'apparition, inexpliquée mais constante, de feldspath détritique dans le terme moyen.

3. La présence de lentilles calcaires riches en fossiles dans les termes moyen et supérieur.

La Formation de Bou M'Haoud contient plusieurs niveaux ferrugineux, parfois oolitiques. Plus gréseuse à la base, plus argileuse au sommet, elle est en général incomplète car elle a été ravinée au moment du dépôt de la Formation du Djebel Serraf. Les lentilles calcaires du membre supérieur ont livré une faune de brachiopodes, de bryozoaires et de trilobites (*Calymenella sp.*). Cette formation daterait du Llandeilo et du Caradoc.

Dans l'Anti-Atlas, (Destombes *et al.*, 1985) le cadre de la sédimentation change au cours de l'Ordovicien. Les sillons subsidants qui étaient O-S-O - E-N-E au Tremadoc deviennent S-O - N-E à

l'Arenig et au Llanvirn (direction «mésétienne» ou «mauritanienne»). Au Llandeilo ils redeviennent O-S-O - E-N-E et prennent finalement la direction «ougartienne» S-E - N-O. Ce nouveau cycle débute au S-O avec les grès et quartzites à tigillites de Zini d'âge Arenig moyen, qui se retrouvent au Sahara occidental, dans la Seguiet El Hamra et le Zemmour, et passent vers l'Est aux Schistes des Fezouata supérieurs. Ces grès seraient contemporains des Grès Armoricains de Bretagne, d'Espagne et du Portugal. Le Llanvirn est représenté par les «Schistes de Tachilla», fossilifères (graptolites, trilobites, brachiopodes etc.), transgressifs tant sur les Grès de Zini que sur les Schistes des Fezouata (Tremadoc-Arenig) ou le Cambrien. Epais de 1200 m à l'Ouest, ils peuvent être réduits à 20 m à l'Est, dans le Tafilalt. Le tout est surmonté par les Grès du Premier Bani (Llandeilo *lato sensu*) où, à côté de l'enrichissement en détritique, on observe aussi l'apparition de lumachelles et d'oolites ferrugineuses. Au-dessus, les Argiles et Grès de Ktaoua (Caradoc-Ashgill) sont couronnés par les Grès du Deuxième Bani dont seul le membre supérieur est glaciaire. Ce domaine mérite donc d'être cité car il montre à la fois une remarquable permanence de la sédimentation en certains secteurs, des passages latéraux qui révèlent une paléogéographie en évolution, une très grande richesse en fossiles... et des études géologiques très précises et complètes

4.4. Sahara septentrional

Les sondages pétroliers ont traversé, sous le Grand Erg Occidental et le Grand Erg Oriental, un Ordovicien «moyen» argileux ou argilo-gréseux. Ce sont les Argiles d'El Arich El Megta *pro parte* à l'Ouest, et, à l'Est, la Formation de Hassi Touareg. Celle-ci comporte un membre argileux médian (Azél), riche en fossiles (graptolites, brachiopodes, lamellibranches, trilobites), encadré de deux membres gréseux, les Grès de Ouargla à la base, et ceux de l'Oued Saret au-dessus. Les Acritarches permettent de dater ces couches de l'Arenig supérieur-Llanvirn (Vecoli *et al.*, 1999). Comme dans l'Ougarta, du feldspath détritique apparaît, mais dans le membre supérieur seulement. A Hassi Touareg, un calcaire à algues et bryozoaires couronne le tout, comme dans

l'Ougarta, au sommet de la Formation de Bou M'Haoud.

Arenig supérieur pour les Grès de Ouargla, Llanvirn et Llandeilo pour les argiles d'Azél, Caradoc pour les Grès de l'Oued Saret : cette formation correspond bien dans le Temps à ce que nous avons vu plus haut. Aussi serait-il fort intéressant d'appliquer l'analyse séquentielle à cet ensemble septentrional en même temps qu'à ceux de l'Ougarta et de l'Anti-Atlas. Seule cette méthode permettrait de distinguer ce qui, dans les variations de faciès et d'épaisseur, relève du contexte tectonique ou paléogéographique local, et ce qui reflète des variations beaucoup plus générales, eustatiques et climatiques.

4.5. Le domaine oriental, du Tihemboka vers le Tibesti et la Djeffara tunisienne et libyenne

On dispose, pour cette vaste région où le Paléozoïque affleure peu, de données de sondages et de travaux assez récents de géologues pétroliers oeuvrant tant pour l'Algérie, que pour la Libye et la Tunisie (Massa, 1988). Nous irons du Sud vers le Nord, de l'amont vers l'aval, de la terre vers la mer. C'est-à-dire que nous allons retrouver, en raccourci, le couple Tassilis-Sahara septentrional, ainsi que des similitudes mais aussi des différences avec les régions occidentales, de l'Ougarta à l'Anti-Atlas et au Zemmour.

A l'amont, sur le bord oriental du bassin de Mourzouk, c'est-à-dire sur le horst de Mourizidi qui prolonge au Nord le Tibesti, et dans le bassin du Dor El Goussa, les grès à tigillites de la Formation Haouaz (50 m) ont, selon Massa (1988, p. 131), fourni à Klitzsch (1966) des lamellibranches, des brachiopodes, des *Harlania*, donc l'indice d'une sédimentation marine peu profonde mais pas de dates précises. Sur le bord occidental du bassin de Mourzouk, qui se confond en partie avec la couronne tassilienne, la formation correspondante n'a pu être individualisée. Peut-être a-t-elle été rabotée par les glaciers de l'Ordovicien terminal ? Au Nord-Ouest, les biseaux successifs sur le môle du Tihemboka, ainsi que le conglomérat polygénique qui souligne parfois la base de l'Ordovicien moyen, démontrent que le socle à l'Est du linéament de 8°30'E, tendait toujours à monter.

Un domaine intermédiaire est offert par le Gargaf, ce vaste dôme allongé Est-Ouest. La Formation Haouaz, transgressive, y repose sur une surface durcie. L'étude de Vos (1981) révèle, à l'Ordovicien moyen, un vaste complexe deltaïque progradant du Sud vers le Nord, ou du S-S-E (c'est à dire le horst de Mourizidié et le Tibesti) vers le N-N-O, la Djeffara libyenne et tunisienne. Son extension originelle est inconnue. Il affleure aujourd'hui sur 400 km². Vos y reconnaît, à l'amont, de larges chenaux gréseux et, à l'aval, des barres d'embouchure, des barres de déferlement et le passage à un faciès plus argileux. L'alternance décimétrique de grès fins à grains anguleux, riches en feldspath et petites stratifications entrecroisées, d'argilites silteuses et de lits à oolites ferrugineuses est caractéristique de cette formation, comme aussi sa richesse en tigillites. A quatre reprises la mer ordovicienne a submergé le dôme. Les lamellibranches (*Modiolopsis*) qui y ont été découverts indiquent un milieu marin côtier mais ne donnent pas de dates précises.

A l'Ouest et au Sud-Ouest, dans le Tinrhert (en subsurface) et la région d'Illizi, c'est-à-dire au delà du môle du Tihemboka et de son prolongement septentrional, le régime marin est plus franc. Les membres inférieur et moyen de la Formation Edjeleh peuvent être mis en parallèle avec la Formation d'In Tahouite. Le membre inférieur, dit d'Anagua, est formé d'argiles noires et de grès fins argileux ou carbonatés contenant des niveaux ferrugineux parfois oolitiques. Dans le membre moyen, dit d'Ohanet, les argiles noires plus ou moins carbonatées dominent sur les grès, eux-mêmes très fins. Vers la base un micro-conglomérat contient du carbonate de fer et du phosphate (BRP, 1964). La faune date ces couches du Llanvirn : brachiopodes inarticulés (*Lingula attenuata*, *L. salteri*), lamellibranches (*Ctenodonta applanans*, *C. disputabilis*), trilobites (*Synhomalonotus cf. purchisoni* ou *Plaesiacomia aff. rara*) et surtout des graptolites (*Didymograptus bifidus*, *D. gracilis*, *D. acutidens*,...). Le membre supérieur (= Argilo-gréseux de l'Oued Ahara) est peut être déjà en partie l'équivalent de la Formation Tamadjert des Tassilis N'Ajjers car son sommet est daté du Caradoc supérieur. Les Formations de Kasbah Leghine et de Bir Ben Tartar représentent le faciès argileux septentrional dans les sondages de la Djeffara libyenne et du Sud Tunisien. Bien distinguées et épaisses en Tunisie, elles se confondent en Tripolitaine.

Là, comme au Sud, l'Ordovicien moyen est transgressif et même l'Arenig peut manquer. Les argiles et les grès fins, parfois carbonatés, qui les constituent contiennent encore des tigillites mais aussi des brachiopodes, des trilobites et une faune pélagique de graptolites et d'Acritarches qui permet de les dater du Llanvirn et du Llandeilo par comparaison avec les séries-types de Grande Bretagne. Or, même là, de brèves régressions se sont fait sentir comme en témoignent les horizons d'oolite ferrugineuse. Ces argiles, riches en matière organique, sont parfois riches aussi en minéraux uranifères, en feldspath, en sidérite et en barytine, toutes substances dont on imagine volontiers la patrie au Sud, dans le socle du Tibesti qui n'avait peut être pas été entièrement recouvert.

4.6. Résumé et conclusions

Les ensembles lithologiques déposés entre l'Arenig supérieur et le Caradoc présentent, à travers le Sahara, un certain nombre de caractères communs. La base est marquée par une discordance angulaire locale dans les Tassilis, une discordance cartographique au Sud-Est de l'Ougarta et sur le môle du Tihemboka. Dans le bassin d'Illizi, la transgression est soulignée soit par un conglomérat, soit par des surfaces durcies et ferruginisées. Partout ces dépôts débordent les aires où sont conservées les formations antérieures. Tout ceci montre que la plate-forme a été affectée de gauchissements pendant ou juste après la sédimentation de l'Arenig inférieur et avant la transgression marine de l'Arenig supérieur. Les faunes en témoignent : par places pullulent les trilobites, les brachiopodes ou les lamellibranches qui vivaient sur les fonds sableux ou vaseux, ou les graptolites pélagiques. Ces derniers, comme aussi les affinités bohémienne ou bretonne des premiers, suggèrent que cette mer devait être largement ouverte. Milieu marin certes, mais avec un apport terrigène important, étalé par les courants sur le plateau continental immergé. Le matériel détritique domine l'apport en solution. Ce dernier n'est pas négligeable, en particulier le fer que l'on trouve concentré dans plusieurs niveaux d'oolites chloriteuses, plus rarement hématitiques. Les carbonates sont rares, plus souvent dans le ciment des grès qu'en bancs bien individualisés. Le matériel détritique est surtout formé de quartz, souvent très fin et d'argile; le mica est abondant, de

même que le feldspath, dans la partie moyenne et supérieure. Ces minéraux viennent d'un continent émergé, situé au Sud ou au Sud-Est. Mais comment expliquer leur abondance, leur fraîcheur? Pourquoi n'ont-ils pas été altérés pendant le transport comme ce fut le cas pendant le dépôt des Grès Inférieurs ? Plusieurs hypothèses sont possibles :

- Présence de reliefs notables qui auraient subsisté pendant cette période de calme orogénique ? on peut en douter. Toutefois la présence au Fezzan et dans le bassin d'Illizi de galets anguleux de roches du socle, fragiles, conduit à penser que le môle du Tihemboka et peut être le Tibesti émergeaient encore en partie et étaient soumis à une vive érosion. Le socle Panafricain du Sahara central, cicatrisé depuis 100 Ma, révèle encore ses sutures subméridiennes (Black et Liégeois, 1993) dans la répartition des faciès et des épaisseurs, en particulier vers les confins algéro-libyens.
- Absence de végétation favorisant l'ablation fluviale et éolienne? pourquoi plus qu'avant?
- Climat déjà froid favorable à leur conservation? c'est possible.
- Magmatisme contemporain, intrusif et/ou effusif, fournisseur de feldspath ? il faudrait plus de détail sur la nature de ces minéraux, leur forme, leur état de conservation et leur répartition à travers le Sahara pour définir leur patrie : le Niger ou ailleurs ? On sait que cette période de 475 à 450 Ma environ, si «calme» qu'elle fut du point de vue tectonique, a vu la mise en place, dans l'Aïr, du granite de Tamgak (460 ± 12 Ma, isochrone Rb-Sr) et d'une granodiorite dans le horst de Mourizidié (458 ± 23 Ma en K-Ar). (Cahen *et al.*, 1984, Massa, 1988).

La sédimentation marine montre quelques différences d'une région à l'autre. On ne peut parler encore à cette époque de bassins mais plutôt de secteurs plus ou moins subsidents et de zones du plateau continental où le jeu des courants répartissait différemment les matériaux apportés par les fleuves. Mais par delà ces nuances, ce qui surprend pour une sédimentation détritique sur une aire aussi étendue c'est, comme le remarquaient déjà Corriger et Surcin (1963), la similitude des conditions de dépôt à travers la dalle saharienne. A l'intérieur de la mégaséquence progressive, on note de nombreux indices de régressions, brèves peut

être, qui ont pu affecter la plus grande partie du Sahara. La corrélation par analyse séquentielle de ces séquences mineures est possible : d'Est en Ouest, c'est à dire du secteur mobile sur Panafricain à celui de la marge du craton Ouest-Africain éburnéen; mais aussi du Nord, où l'on dispose du chronomètre paléontologique (micro-plancton et graptolites) vers le Sud, littoral et fluvial.

5. DÉFORMATIONS ET GLACIATION A L'ORDOVICIEN SUPÉRIEUR

5.1. Les déformations

L'analyse des Tassilis Internes a montré très tôt que l'unité terminale de cet ensemble gréseux, ou Unité IV, reposait en discordance sur les termes antérieurs (BRP, 1956 et 1964) : discordance de ravinement certes, mais aussi discordance angulaire en certains points. La prospection pétrolière se développant, on s'aperçut que des mouvements verticaux, exprimés par des biseaux sédimentaires, s'étaient produits dès l'Ordovicien inférieur (Legrand, 1974). Mais les plus importants, ceux qui ont eu pour résultat une discordance générale, datent du Caradoc (vers 445-450 Ma). Or c'est vers cette époque que se produit, de l'autre côté du Proto-Atlantique, le blocage de la collision entre le craton laurentien (= nord-américain) et des micro-continent (des «terrane») intermédiaires entre la plaque nord-américaine et la plaque européenne. Cette collision mettait un terme à une convergence des plaques qui durait depuis le début de l'Ordovicien, et qui représente un raccourcissement de 1000 km (Stanley et Ratcliffe, 1985). Ainsi naquit la chaîne Taconique.

Les causes profondes qui ont produit cette convergence et cette collision ont pu provoquer des déformations dans le Gondwana. Peu de choses ont été publiées sur les déformations en Afrique, et en particulier sur ce que l'on a observé en subsurface. Seules les compagnies pétrolières pourraient en faire une synthèse cohérente, rassemblant les données et en déduisant les contraintes internes subies par la plaque à ce moment. On se bornera donc ici à donner quelques exemples des manifestations de ce phénomène.

Elles sont de deux ordres : des épirogenèses et des déformations par failles et flexures. Nous nous limiterons à ce qui paraît s'être produit au Caradoc. On ne parlera pas ici de magmatisme car les âges radiométriques publiés ne tombent pas dans cette fourchette de temps.

5.1.1. Dômes et bassins, horsts et sillons

Dans l'Anti-Atlas, les cartes isopaques de Destombes (1985) montrent que le sillon subsident E-N-E - O-S-O à E-O qui fonctionnait depuis l'Arenig est fragmenté au Caradoc par une zone haute et l'amorce d'un sillon de direction Nord-Ouest (ougartienne). Vers le Sud-Est, au Sahara, les cartes de Legrand (1974) confirment l'amincissement des sédiments déposés au Llandeilo + Caradoc + Ashgill inférieur. Les épaisseurs passent en effet de 800 m dans le Maïder, à 125 m dans la Saoura à la latitude de Béni Abbès, 50 m près de Kerzaz (150 km au Sud-Est de Béni Abbès) et n'ont plus que 20 m au Djebel Hèche, à une cinquantaine de km plus au Sud-Est. Au delà, dans l'Ahnet, Beuf *et al.* (1968, 1971) ont décrit des biseaux et des failles qui seront évoqués au paragraphe suivant. On notera que, du Maïder à l'Ahnet, on demeure dans la zone de la suture panafricaine et sa marge passive (= Zone de Jonction des géologues de l'EREM), demeurée zone mobile.

Au Sahara central, à l'instabilité relative de l'Ordovicien inférieur et moyen, succèdent «des mouvements tectoniques de plus grande amplitude ne donnant pas naissance à de véritables plis sauf exception, mais plus vraisemblablement à des bombements qu'accompagnent des réajustements du socle. Ces mouvements semblent avoir débuté plus tôt au Sud (Caradocien inférieur) qu'au Nord de l'Ahaggar (Caradocien moyen et supérieur) où ils s'accompagnent du développement de petits récifs à Bryozoaires» (Legrand, 1974, 1983). Massa (1988) montre de même, depuis le môle du Tihemboka jusqu'au Tadrart et au môle du Gargaf, des indices d'épirogenèses d'âge Caradoc inférieur (probable) : lacunes, débris de socle dans les couches sus-jacentes etc.

5.1.2. Failles et plis

Dans sa thèse, soutenue en 1959 (et publiée 5 ans plus tard, après sa mort), Freulon décrivait

sommairement la coupe de l'anticlinal du Tan Elak (entre le bassin d'Illizi et le môle d'Amguid) et notait l'existence «de plis bien marqués, de direction E-W... L'intérêt de la coupe du Tan Elak est de montrer qu'une phase tectonique importante a affecté la Série à Tigillites avant le dépôt des Séries Terminales (phase Taconique ancienne ?), celles-ci résultant de la destruction de massifs émergés lors des plissements». Ces plis, plus ou moins symétriques, dont il donne des photographies, et qui sont bien représentés sur la carte géologique du massif au 200.000e, nous paraissent plutôt engendrés par le coulisement de la faille du Tan Elak, après le dépôt de la formation d'In Tahouite et avant celui de la formation de Tamadjert, glaciaire. Un peu plus tard, Beuf *et al.* (1968) démontraient, au Djebel Settaf, que l'Ordovicien jusqu'à l'Unité III incluse, avait été affecté par des failles avant le dépôt de l'Unité IV (= Formation de Tamadjert). Ces failles ont rejoué ensuite, manifestant la mobilité de cette zone qui se poursuit vers le Nord par les structures de l'Idjerane et du Djebel Azzaz (= zone Mouydir-El Mya de Takherist, 1990).

A l'Ouest, à proximité de la zone de suture panafricaine, Beuf *et al.* (1968) notent la «création de multiples axes structuraux, failles et flexures subméridiennes à style cassant... les avancées méridiennes des affleurements du socle et des Séries Intermédiaires résultant principalement de la phase hercynienne ou de mouvements plus récents... ont été amorcées à la phase Taconique... en effet l'Unité IV y repose souvent directement sur le socle ou les Séries Intermédiaires... il est possible d'attribuer en grande partie la disparition du Tassili Interne de l'Ahnet, en tant qu'unité géomorphologique, à la phase Taconique».

Sur la marge du continent, demeurée mobile dans le Nord de la Meseta marocaine, l'intensité de la déformation est beaucoup plus importante. El Hassani *et al.* (1991) ont daté en K-Ar sur fraction fine à 450 Ma environ (Caradoc) le métamorphisme épizonal de siltites, grauwackes et conglomérats (attribués au Cambrien) et confirment ainsi l'âge à 455 Ma d'une mylonitisation affectant une granodiorite d'âge Cambrien, recoupée au large d'El Jadida. Avec les auteurs, nous admettons que ces déformations ne sont pas directement liées à la fermeture de l'océan Iapetus, «mais à des compressions locales dues à des changements dans l'axe d'accrétion de l'Océan... et que les reconstitutions faites

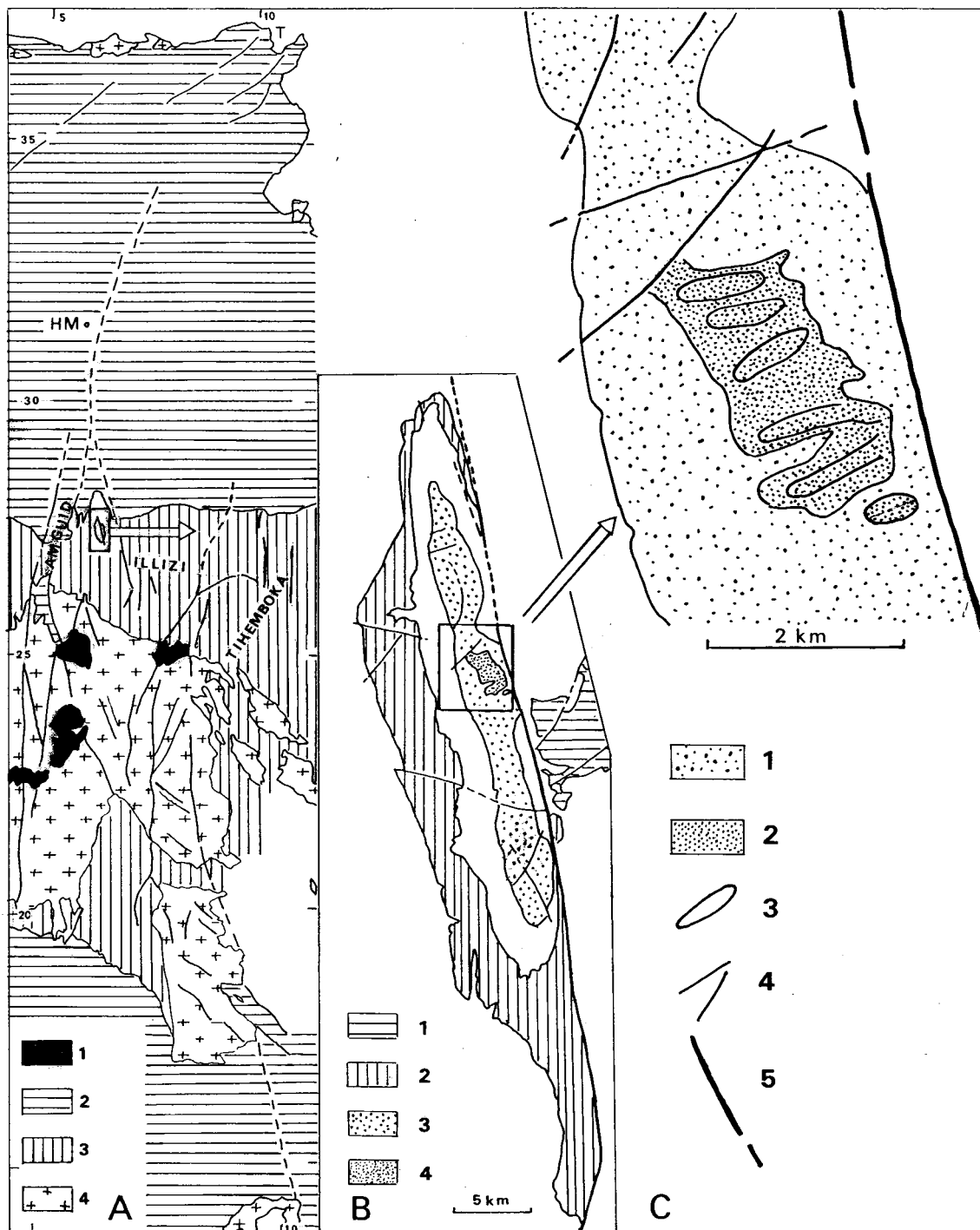


Fig. 4.17. - Déformations dites tectoniques sur le linéament du Tan Elak. **A:** situation de la structure dans la zone des fractures subméridiennes du Sahara central. 1: volcanisme méso-cénozoïque. 2: couverture méso-cénozoïque. 3: couverture paléozoïque. 4: socle. T : Tunis. HM : Hassi Messaoud. **B:** anticlinal du Tan Elak d'après la carte géologique d'Algérie au 200.000e (SONATRACH et BEICIP, 1974-1975). : Carbonifère. 2: Siluro-Dévonien. 3: Formation Tamadjert. 4: Formation In Tahouite. **C:** Dans la partie centrale de l'anticlinal, la tranche des plis de la formation d'In Tahouite (2) est recouverte en discordance par la formation de Tamadjert (1). Ils sont soulignés par des bancs durs (3) et pourraient être liés au coulisage de la faille du Tan Elak (5). Des failles tardives (4) recourent le tout.

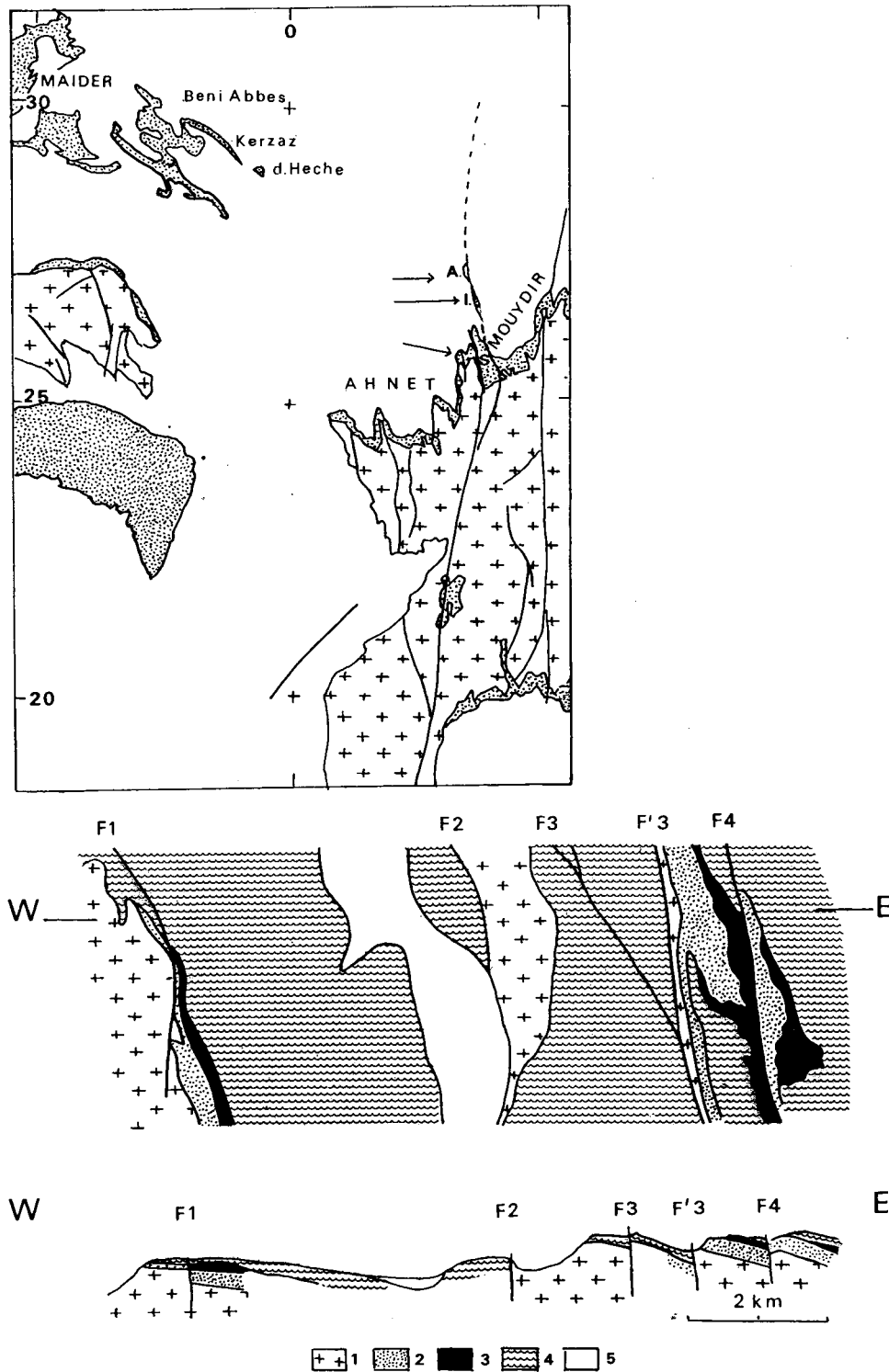


Fig. 4.18. - Discordance et déformations à l'Ordovicien supérieur. **Carte de situation.** A : Djebel Azzaz. I : Djebel Idjerane. S : Djebel Settaf. **Carte et coupe dans le Djebel Settaf,** avec indication du profil Est-Ouest, d'après Beuf *et al.* (1968). 1: socle. 2: Unité II. 3: Unité III. 4: Unité IV, glaciaire, discordante. 5: argiles à graptolites. Les failles ont joué ensuite, en particulier au Permo-Carbonifère (Varisque)

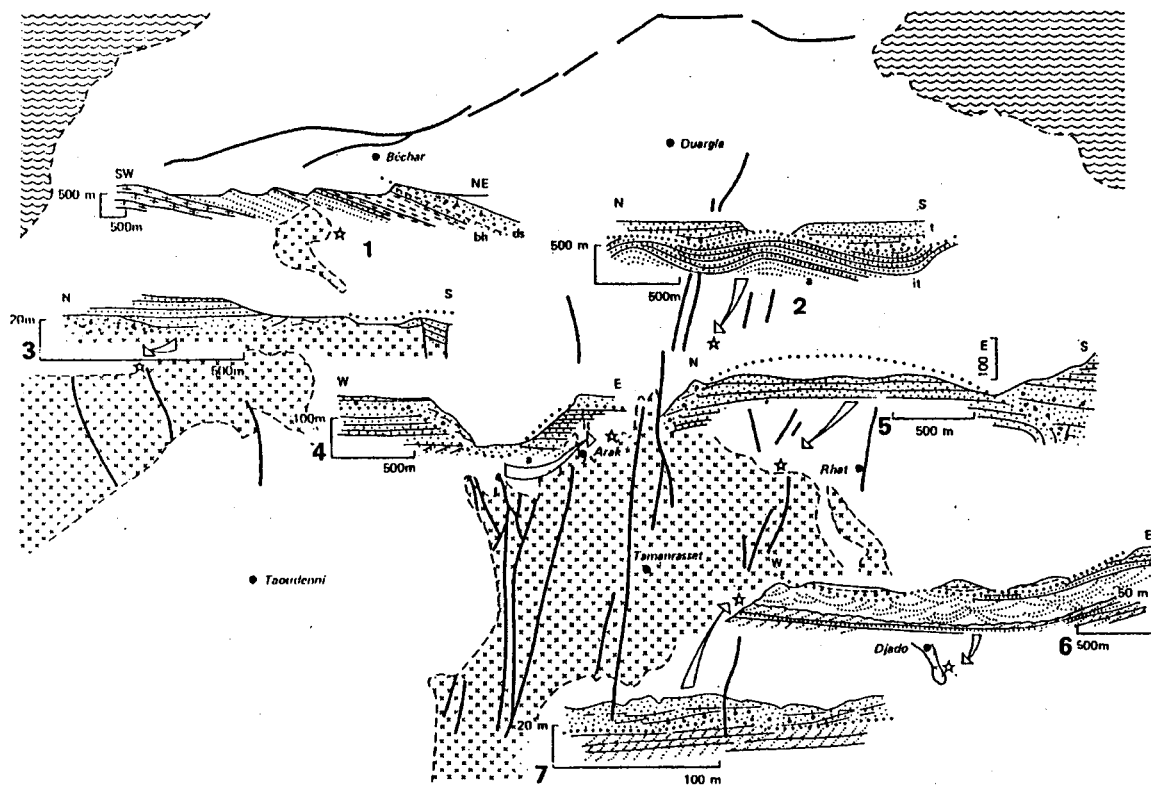


Fig.4.19. - La discordance infra -glaciaire au Sahara algérien.

1. **Ougarta** (Kheneg Et Tlaïa). La Formation glaciaire du Djebel Serraf (ds) repose en concordance sur un Ordovicien épais terminé par la formation de Bou M'Haoud (bh). Celle-ci peut être réduite ou entièrement érodée.
2. **Tan Elak**. La Formation Tamadjert (t) repose en discordance angulaire sur la Formation d'In Tahouite (it) et les Grès Inférieurs (a).
3. **Bordure septentrionale des Eglab**, au Sud-Est de Tindouf, vers 6°W. Les dépôts glaciaires reposent directement sur le socle Précambrien ou sur quelques témoins des formations antérieures, parfois conservés entre des failles.
4. **Mouydir**. Paléovallée encaissée dans la Formation In Tahouite (it) et les Grès Inférieurs (a).
5. **Tassili N'Ajjers**. Discordance de ravinement glaciaire sur les flancs d'une structure ordovicienne supposée "taconique".
6. **Sud de Djado**. Faible ravinement sur un Ordovicien peu érodé (Grès Inférieurs).
7. **Tassilis Ouan Ahaggar**, au Nord d'In Guezzam. Concordance apparente sur une série érodée. Discontinuité de sédimentation sur les grès de base. D'après Beuf *et al.* (1971), simplifiée et un peu modifiée. Les lieux de coupe sont indiqués par une étoile.

suggèrent l'ancienneté des limites Nord-occidentales de l'Afrique qui étaient déjà des zones de faiblesse au début du Paléozoïque», par opposition à la rigidité du continent lui-même.

Ni Trompette (1973) ni Deynoux (1980) n'ont observé de discordance angulaire à la base de la formation glaciaire qui repose dans le Nord-Est de la Mauritanie aussi bien sur le Cambro-Ordovicien que sur le Précambrien. Il semble qu'à ce moment là le craton Ouest-Africain soit resté indemne, même sur sa marge occidentale. En conclusion, il s'agit d'un épisode de rejeux de failles et d'épirogenèses, important par ses conséquences sédimentaires et son extension. On trouve en effet des déformations du même type, dans la même position (sous une formation glaciaire de l'Ordovicien terminal), jusqu'au Sud de l'Afrique, au sommet de la Montagne de la Table (Capetown). Ont-elles un lien avec l'orogénèse taconique ? Kazi-Tani nous écrit «*Je ne pense pas, pour ma part, qu'il y ait relation entre ces déformations et l'évènement Taconique. Par contre l'association Unité IV - discordance cartographique milite en faveur de réajustements isostatiques (rebonds isostatiques) et les érosions qui les accompagnent en périphérie de l'inlandsis lors des multiples phases de déglaciations partielles (cycles de Milankovich)*». C'est de cet évènement glaciaire dont il va être question maintenant.

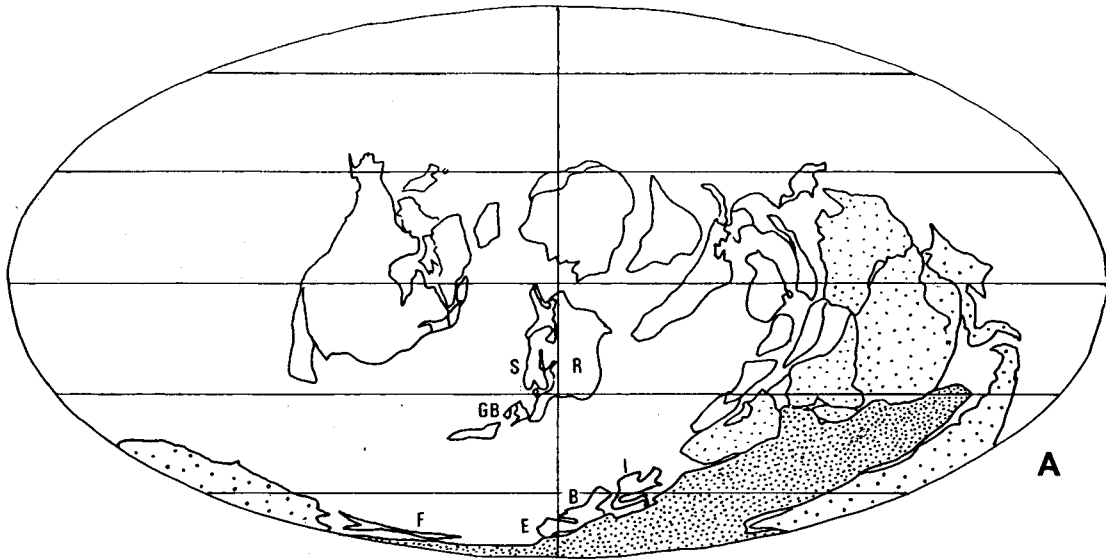
5.2. La glaciation de l'Ordovicien supérieur

Les couches qui couronnent la falaise et forment la surface du Tassili Interne ont été très tôt considérées comme une formation particulière, de même que leurs équivalents au Nord du Sahara. Cet ensemble grés-argileux (= Formation de Felar-Felar, ou de Tamadjert dans les Tassilis des Ajjers) est en effet mal stratifiée, hétérogène et limitée à sa base et au sommet par deux discontinuités nettes. A la base une surface d'érosion, dite «Discordance Taconique» : les grès peuvent reposer sur divers niveaux des formations sous-jacentes des Grès Inférieurs ou même le Précambrien. Au sommet, un contraste lithologique : le passage brusque des grès à une épaisse série d'argiles, de siltites ou de grès fins, souvent riche en fossiles comme les graptolites.

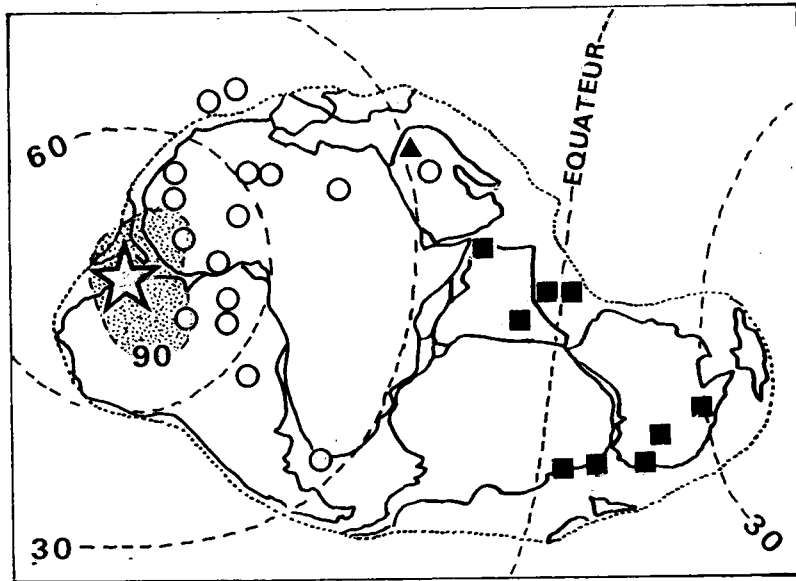
Les travaux en Algérie de l'équipe IFP-IAP ont montré qu'il s'agissait des témoins d'une glaciation, la mieux conservée qui soit au monde, à part bien sûr celles du Quaternaire. C'est de leurs travaux qu'est tiré l'essentiel des lignes qui suivent. On en trouvera ici un bref aperçu, une invitation à lire l'ouvrage qu'ils lui ont consacré (Beuf *et al.*, 1971).

L'âge de cet évènement ? Les fossiles trouvés dans les formations sous et sus-jacentes (in Tahouite et Argiles à graptolites), comme ceux, beaucoup plus rares, découverts à l'intérieur même de cette formation, sont diversement interprétés. Selon Legrand (1998) «*pour Beuf et al. il n'existe qu'une glaciation polyphasée commençant au Caradocien supérieur et s'achevant au Llandoveryen, de même que pour Havlicek et Massa (1973) qui, en Libye, distinguent cependant deux glaciations successives. Pour nous cette glaciation ne dure que le temps de l'Ashgillien supérieur... son influence se fait sentir à des moments un peu différents suivant les régions (par exemple entre le Djado et l'Anti-Atlas marocain où elle apparaît plus tardivement ... elle s'achève à un moment variable... Cette glaciation pourrait avoir duré de 7.8 à 12 Ma pour Beuf et al. (1971) et entre 1.1 et 2.5 Ma dans notre conception*». Une étude récente (Paris *et al.*, 1995) confirme l'âge Ashgill supérieur (Hirnantien) de la glaciation depuis la Guinée (bassin Bové) jusqu'à l'Arabie ainsi d'ailleurs qu'en Bohême. Par contre dans le bassin amazonien, au Brésil, elle serait d'âge Llandovery moyen et supérieur. Dans l'hypothèse brève sa durée serait comparable à celle de la glaciation Quaternaire dans l'Hémisphère Nord, et dans l'hypothèse longue à celle de l'Hémisphère Sud où elle a débuté à l'Oligocène. Paris *et al.* donnent une carte de l'extension maximale de la calotte antarctique ordovicienne qui paraît utiliser un paléopôle voisin de celui de la Figure 4.20. Mais elle serait plus réduite. Elle n'englobe ni l'Ethiopie (Enticho) ni la région de Capetown (Pakhuis) considérée comme une île englacée à l'écart de la calotte.

La comparaison de l'Inlandsis Antarctique actuel avec celui de l'Ordovicien montre une extension de celui-ci semblable à celle de la banquise en hiver aujourd'hui (Fabre, 1988b). Selon Paris *et al.* la baisse du niveau des mers due à la glaciation ordovicienne serait d'environ 70 m, donc inférieure à celle de la dernière grande



A



B

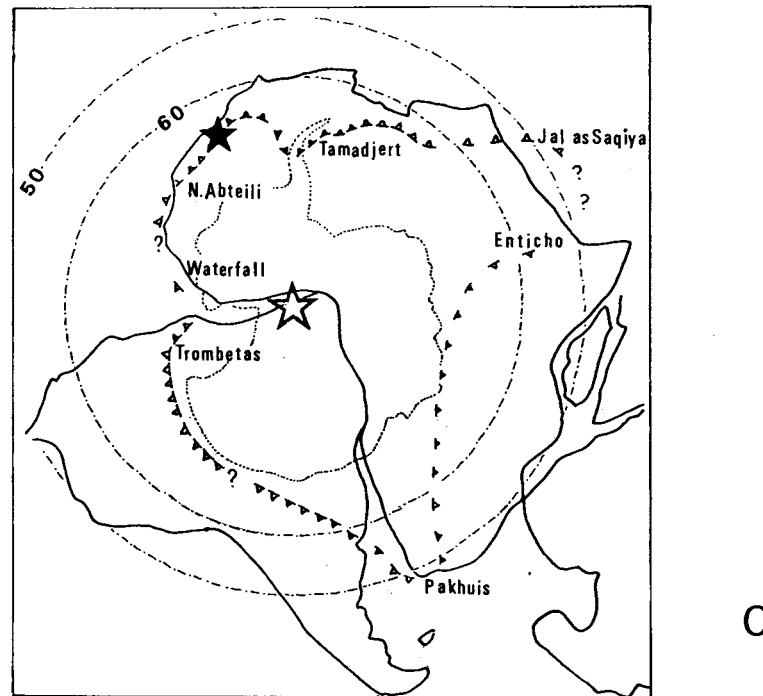


Fig. 4.20. - La glaciation ordovicienne dans le Monde. **A.** Carte du Monde à l'Ordovicien terminal (Ashgill), d'après Scotese et Mc Kerrow (1990), tenant compte des données paléomagnétiques, paléontologiques et lithologiques présentées au symposium d'Oxford (1988). L'Afrique, très déformée par la projection, a été soulignée par un pointillé dense. Elle s'étend depuis le Pôle jusqu'au delà de 30° de latitude. La Floride (F), l'Espagne (E), la France et le Benelux (B), les Balkans et l'Italie (I) sont proches du supercontinent de Gondwana (en pointillé léger). Par contre la Grande-Bretagne (GB), la Scandinavie (S), et la plate-forme russe (R) en sont séparées, comme l'Amérique du Nord, par un large océan, moindre cependant que dans les reconstitutions antérieures.

B. Dans le même ouvrage (1990), une autre projection, due à Scotese et Barrett. La position du Pôle Sud, déduite des lithofaciès caractéristiques, paraît à peu près la même (en pointillé, aire de probabilité maximale du Pôle). Carrés noirs : carbonates. Triangle noir : évaporites. Ronds blancs : tillites. Ligne pointillée : contour externe du Gondwana. Les formations glaciaires d'Afrique Australe et d'Arabie se situent vers 30° de latitude, ce qui implique une glaciation plus étendue que celle du Quaternaire. La formation glaciaire d'Arabie (Jal Al Saqiya = formation Tabuk pro parte) et le niveau salifère paraissent se situer vers la limite Ordovicien-Silurien (Young, 1981, Wolfart, 1981) avec peut-être une légère antériorité pour la tillite (Caradoc supérieur ou Ashgill inférieur). La formation glaciaire d'Enticho, en Ethiopie, n'apparaît pas ici.

C. Extension de l'inlandsis sur le Gondwana d'après Fabre (1988b). Position du Pôle d'après Morel et Irving (1978, path Y). Elle se situe à 2800km environ (1200 à 3400) de la position de la figure ci-dessus. Elle implique un décalage de 25° à 30° en latitude, ce qui situe cette fois l'Afrique Australe vers 55°-60° de latitude et l'Arabie vers 40° à 50°. Dans cette interprétation, la glaciation ordovicienne a une extension analogue à celle de la glaciation du Quaternaire (Young, 1981). Les barbelés indiquent l'extension maximale des glaces continentales à l'Ashgill. On n'a pas figuré les sédiments glacio-marins qui s'étendent beaucoup plus loin, jusqu'en Europe. En pointillé, pour comparaison, l'extension de l'inlandsis Antarctique actuel, centré sur le même pôle. Cette reconstitution, pas plus que les autres, ne rend compte de la remarque de Beuf *et al.* (1971) citée ci-après, et concernant la fonte des pingos. Elle suggère que dans les Tassilis du Nord-Ouest (Arak), le soleil venait du Sud ou du Sud-Ouest et donc que le Pôle se trouvait au Maghreb comme le suggèrent Torsvik et Trench (1991) pour l'Ordovicien moyen, et Scotese *et al.* (1999) pour l'Ordovicien terminal (pôle Sud = étoile noire), ou encore Tait *et al.* (2000). La formation glaciaire sud-africaine se trouve alors sous une latitude beaucoup plus basse.

période glaciaire du Quaternaire (Würm : -100 m à - 110 m). A la différence des précédents, Scotese *et al.*, (1999) situent le pôle Sud dans le Nord du Sahara occidental (voir §. 5.2.2c).

5.2.1. La pénéplaine pré-glaciaire : son modelé et sa genèse

Le dépôt de l'Ordovicien supérieur fait suite à des gauchissements de la plate-forme, voire à des déformations locales. Il succède aussi à une érosion qui a sculpté les séries sous-jacentes. Cette surface est bien différente de la pénéplaine infratassilienne. Tantôt on observe, comme dans l'Ougarta ou le Bled El Mass, une concordance apparente sur une série ordovicienne presque complète ou dont le terme supérieur (Bou M'Haoud) s'effile en biseau; tantôt, comme sur la bordure septentrionale des Eglab, il ne subsiste des formations antérieures que quelques lambeaux, et l'Ordovicien terminal repose directement sur le socle Précambrien. Ailleurs, notamment dans les Tassilis qui cernent le bouclier Touareg central et oriental, les couches sous-jacentes (Formations des Grès Inférieurs et d'In Tahouite) ont été déformées ou creusées de vallées profondes. Le premier à avoir eu l'intuition que les conglomérats «à galets de quartz et éléments de socle» (B.R.P., 1959) qui scellent par endroits la discordance pourraient être une tillite glaciaire, est Maurice Lelubre, en 1952 (Freulon, 1964). Mais cette hypothèse sur l'origine des conglomérats d'Ireladen, au Nord de Rhat, tomba vite dans l'oubli. En 1963, Sougy et Lécorché publient la découverte, en Mauritanie, 2000 km à l'Ouest, de galets striés dans les conglomérats de base de la série de Gareth El Hamoueïd et de stries et cannelures sur leur substratum. Rapprochant ces observations des données acquises sur la discordance de ravinement décrite depuis l'Adrar mauritanien jusqu'au Sud-Tunisien, ils font l'hypothèse d'une glaciation de type inlandsis sur tout le Nord-Ouest de l'Afrique à la fin de l'Ordovicien. Peu après, des géologues pétroliers qui étudiaient au Sahara Central les caractéristiques de réservoir des Grès Inférieurs démontrent formellement l'existence d'une telle glaciation et l'extension de ses différents faciès à travers l'Afrique occidentale (Debyser *et al.*, 1965).

Les preuves de cette glaciation sont très nombreuses. On trouve des témoins de surfaces moutonnées, cannelées ou striées, de l'Arabie

jusqu'en Mauritanie. Cannelures et stries sont dans l'ensemble, au Sahara central et occidental, dirigées S-N ou S-E - N-O, et indiquent un déplacement des glaces vers l'océan septentrional. Les figures d'arrachement et les petites fractures du substrat confirment ces directions. Elles prouvent aussi que la glace était en contact direct, sur de grandes surfaces, avec son plancher, ce qui est caractéristique des glaciers polaires froids, par opposition aux glaciers alpins sous lesquels coulent les eaux de fonte. Enfin, de la Libye au môle d'Arak, les formations sous-jacentes ont été entaillées par des vallées à bords raides, en auges, comblées ensuite par les grès, argiles et conglomérats de la Formation Tamadjert. Ces vallées fossiles, larges de 2 à 10 km, profondes de 100 m à 300 m, s'allongent elles aussi du Sud au Nord parfois sur plusieurs dizaines de km. Vers l'amont elles se raccordent brusquement à un plateau. Comme dans les vallées glaciaires actuelles ou récentes, on reconnaît dans les paléovallées de l'Ordovicien, des verrous, des surcreusements, des ombilics de confluence et des zones de diffluence de la glace. Beuf *et al.* faisaient remarquer, dès 1966, que ces vallées se situaient là où la discordance de base de la formation était maximum, c'est-à-dire dans les zones hautes les plus affectés par les mouvements épirogeniques, ce qui se conçoit aisément. On peut d'ailleurs prendre pour de petites vallées glaciaires des fossés dissymétriques formés contre des failles pénécontemporaines, comme nous l'a montré Abdallah dans la région de Dider (mission Ajjers 2000), d'autant que les torrents sous-glaciaires empruntaient les zones de moindre résistance que constituaient ces failles anciennes.

Ces surrections sont-elles d'origine tectonique comme le pensent les auteurs ? Pour Kazi-Tani (*in litt.*) «l'exemple des fjords norvégiens me paraît le meilleur pour expliquer cette morphologie, c'est à dire en périphérie d'inlandsis, allégé de la charge glaciaire et réajusté isostatiquement. Nul besoin de tectogenèse de type Taconique. Pour que l'érosion atteigne des niveaux assez bas, l'isostasie suffit !».

Mais l'érosion glaciaire est-elle bien le principal agent de la pénéplanation du Sahara occidental et central ? Deynoux (1980) pose la question de son efficacité et conclut : «Pour la plupart des auteurs... les inlandsis ne sont pas responsables de la

pénéplanation des vastes régions sur lesquelles ils progressent. Leur action sur le modelé n'est pas uniforme. Pratiquement nulle dans la partie centrale, l'érosion s'accroît à la périphérie où elle est influencée par la topographie et la lithologie; vallées et dépressions de plusieurs centaines de mètres peuvent alors apparaître... Vers le centre d'un inlandsis les vitesses de déplacement sont nulles ou très faibles... au centre d'un inlandsis les conditions thermiques sont telles à la base du glacier que la glace atteint son point de fusion et qu'il y a probablement entre le glacier et son substratum une tranche d'eau qui inhibe toute érosion...». On peut donc imaginer, dans le cas du Sahara Central et Occidental, qu'une période de pénélplanation a précédé l'installation de l'inlandsis, ce dernier s'étant borné à graver son modelé sur la surface dite «post- Taconique». Sur ce point Kazi-Tani conteste : «Un inlandsis s'installe progressivement, avec de multiples phases de croissance et de décroissance qui accompagnent les cycles de Milankovich-Groll. Cette extension saccadée suffit pour engendrer une pénélplanation dont les détails (chenaux etc.) seront comblés lors de la rétraction du glacier» (in litt.).

5.2.2. Les sédiments de la Formation de Tamadjert (ou Felar-Felar)

Les plus typiques sont des sables sur le pourtour du bouclier Touareg et des argiles micro-conglomératiques au Sahara septentrional. On y a en outre signalé des conglomérats polygéniques à galets de cristallin. Que les sables dominent paraît curieux au premier abord quand on connaît les moraines des glaciers de montagne actuels. Il y a peut être à cela deux causes :

1. La première est que ces masses de glace, là où elles érodent, écrasent les roches et produisent donc beaucoup plus de «fines» que de cailloux;
2. La seconde : les déformations qui ont précédé cette glaciation n'avaient pas créé de vraies montagnes. Une couverture sableuse (= formations de Tin Taradjeli et d'In Tahouite) s'étendait de l'Ahaggar au bassin des Iullemedden. Le socle cristallin affleurait bien loin au Sud.

Ces sables, cimentés en grès micro-conglomératiques, contiennent des grains de feldspath alors que ceux-ci étaient rares dans les formations sous-jacentes, mise à part l'anomalie

signalée plus haut dans la Formation Foum Ez Zeidiya. Ils contiennent aussi des minéraux lourds fragiles tels que l'apatite, le sphène, le grenat, la hornblende ou l'épidote. Les uns comme les autres peuvent provenir d'affleurements du socle. Mais tandis que durant le dépôt des Grès Inférieurs et de la Formation In Tahouite ils étaient détruits, cette fois ils ont été conservés : le climat froid, comme le mode de transport et de conservation s'y prêtaient. Ils contiennent aussi parfois des blocs de un à plusieurs dm, voire même 2 m de diamètre. Ces blocs proviennent soit des couches sous-jacentes (grès, siltites), soit des quartzites, des gneiss et du granite du Précambrien, comme dans les Ajjers (Tabrakart). Ils sont parfois striés. Les blocs de siltite sont tordus et resédimentés dans toutes les positions.

Les formes d'accumulation et leur répartition

Dans la Formation de Tamadjert, les sédiments, mais surtout leurs modes d'accumulation traduisent, par leur variété, des milieux de dépôt différents. Ils ont été modelés sous les glaces ou au contraire au front de l'inlandsis ou encore dans les vastes plaines périglaciaires sèches et froides, au sol gelé en quasi-permanence (pergelisol ou permafrost), ou enfin déposés dans les mers environnantes où dérivait les icebergs.

Variété à l'horizontale suivant les secteurs; variété aussi sur une même verticale. En effet il y a eu plusieurs stades d'expansion de la calotte polaire, séparés par des interglaciaires où l'inlandsis diminuait et où la mer reprenait possession des basses plaines. Cette période de glaciations et déglaciations successives aurait duré, on l'a vu plus haut, 7 à 12 Ma, à cheval sur le Caradoc et l'Ashgill, ou seulement 1.1 à 2.5 Ma si elle est limitée (au Sahara) à l'Ashgill. Elle aurait été brève dans certaines régions marginales comme le Maroc. A la suite de Beuf *et al.* (1971) nous distinguerons :

- a) les sédiments déposés sous ou à proximité des glaciers,
- b) ceux qui témoignent de périodes de retrait,
- c) les sédiments déposés dans les plaines en avant de la calotte (milieu périglaciaire continental),
- d) les sédiments d'origine éolienne ou modelés par le vent,

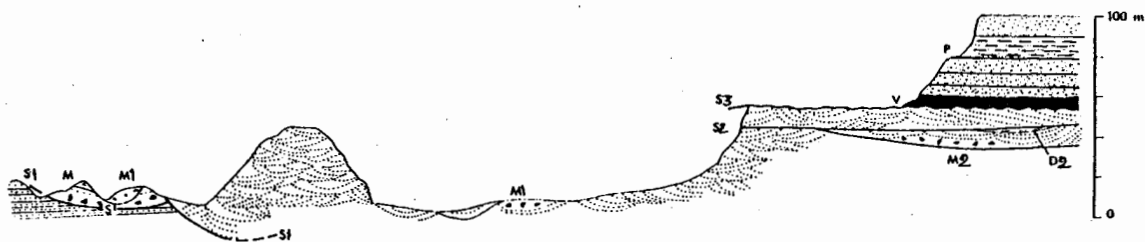


Fig. 4.21. - D'après Beuf *et al.* (1971, Fig. 208), simplifiée.

Une première surface glaciaire S1 est recouverte par une moraine locale M1 (blocs de grès et de siltites) surmontée par une moraine M2 allogène (blocs de granite etc.) et par 40 à 50 m de sables pro-glaciaires.

Une seconde surface S2 est couverte soit par des sables pro-glaciaires contenant des blocs de socle M2, soit par des dépôts de déglaciation D2.

Une troisième surface S3 supporte des argiles varvées V, et des grès et argiles périglaciaires P.

Fig. 4.22. - (voir page 187).

A. Comblement d'un chenal sous-glaciaire, d'après Beuf *et al.* (1971, Fig. 223). La voiture, au pied donne l'échelle. On remarquera l'étroitesse du chenal, profond de plus de 20 m, creusé dans les grès de l'Ordovicien inférieur, et recouvert par la moraine. S1-S2 = surfaces glaciaires.

B-C. Bord d'une petite paléovallée glaciaire, large de 200m environ, près de Dider (Ajijers). Croquis d'après photos 2000. Les couches contournées du croquis B suggèrent le rejeu postérieur d'une faille. Les grès ruiniformes (irrekam) de la dalle sommitale surmontent des couches plus tendres qui remplissent le chenal et ravinent les grès et shales bien stratifiés de la Formation In Tahouite.

D. Irrekam sur le plateau d'Iherir.

Les blocs mesurent 4 à 6 m de haut (croquis de B. Lamarche, d'après une photographie JF 2000).

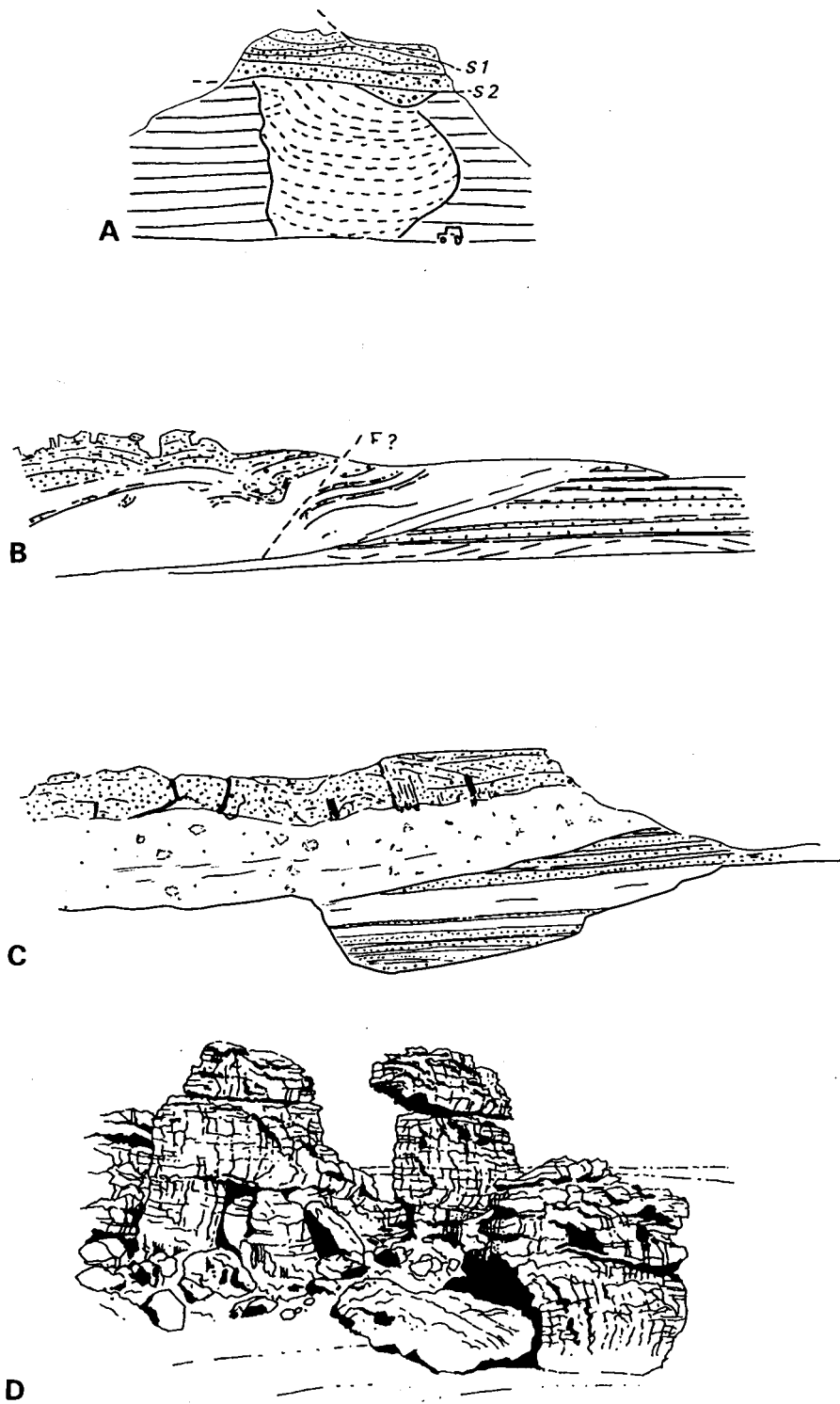


Fig. 4.22.

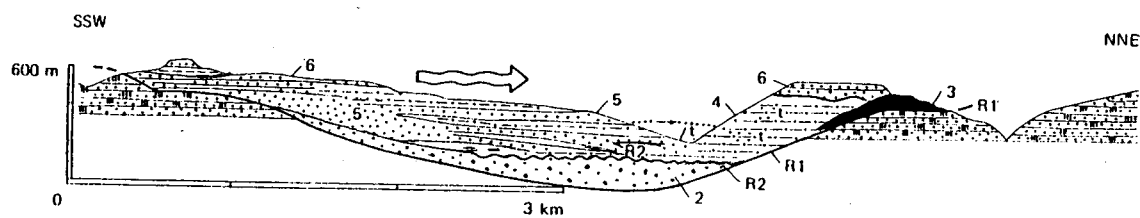


Fig. 4.23. - Coupe longitudinale du comblement d'une paléo-vallée glaciaire dans le Tassili N'Ajjers, d'après Beuf *et al.* (1971, Fig. 278).

- 1: grès à tigillites de la Formation In Tahouite. R1: surface de ravinement.
- 2: grès inférieurs. R2: plancher glaciaire à l'intérieur de la Formation Tamadjert.
- 3: argiles varvée.
- 4: siltites vertes.
- 5: grès deltaïques passant vers l'aval à des turbidites (t).
- 6: grès fins sommitaux.

Fig. 4.24. (page 189) - Hydrolaccolite (Pingo), d'après Beuf *et al.*, 1971, Figs. 246 et 247.

1. Pingo fossile dans la région d'Arak (Mouydir). Courbes de niveau indicatives. La différence d'altitude entre l'intérieur et l'extérieur est d'environ 15 m.
2. Stades d'évolution d'un Pingo :
 - A. Formation d'une lentille de glace par afflux d'eau sous pression dans une couche perméable sous le sol gelé.
 - B. Développement d'un hydrolaccolite qui soulève le sol gelé.
 - C. Début de fonte du côté exposé au soleil; le sol dégèle moins du côté du pôle.
 - D. Disparition du pergélisol et de la circulation d'eau sous pression. Formation de tourbe dans les creux.

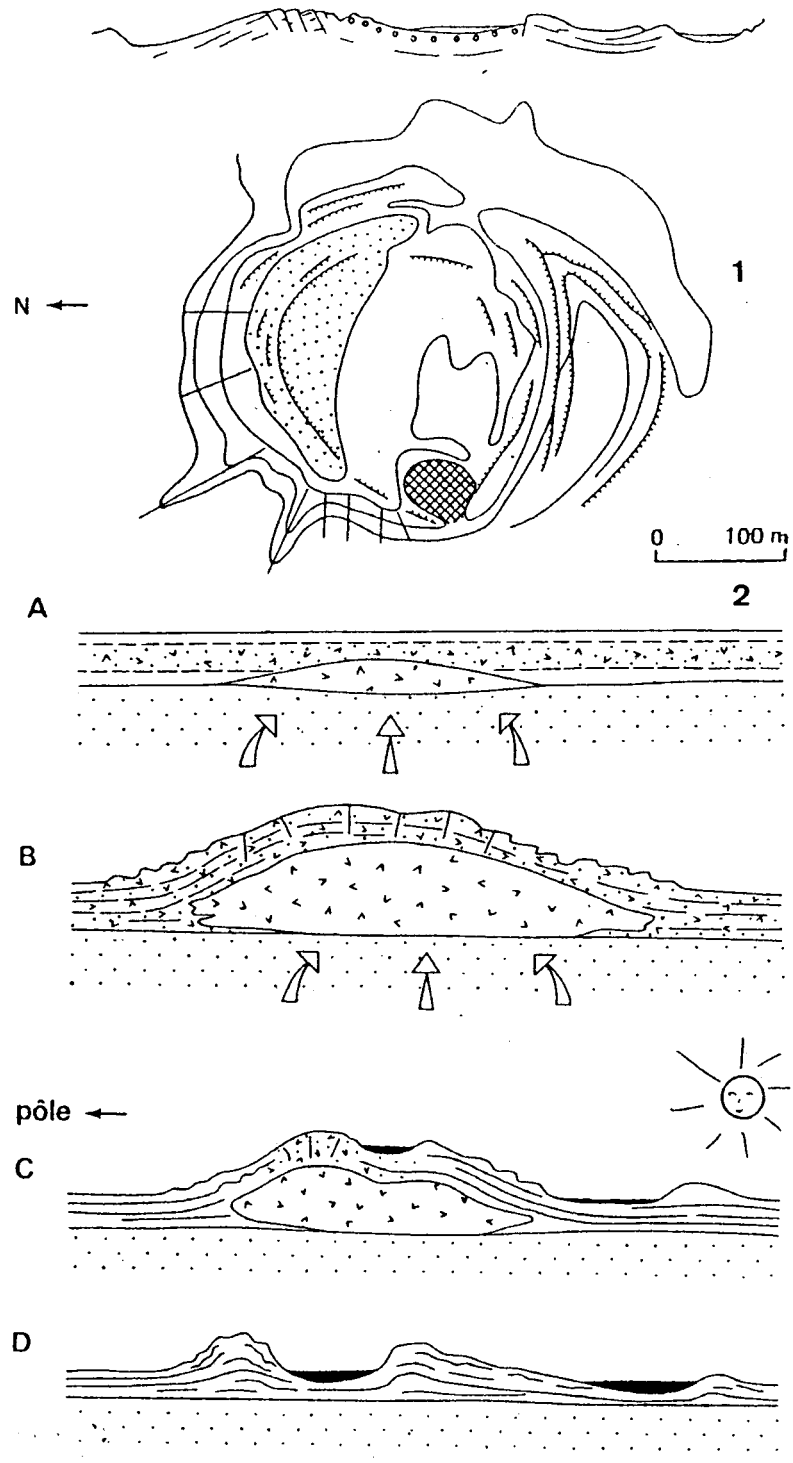


Fig. 4.24.

- e) ceux qui se sont déposés dans les lacs ou les mers voisines (périglacière lacustre ou marin),
- f) enfin les sédiments de stades interglaciaires.

a) Les sédiments déposés sous ou à proximité immédiate des glaciers

Les matériaux fins dominant dans les bourrelets morainiques au front de l'inlandsis. Mais il n'y a pas de classement mécanique comme dans les sédiments déposés par le vent ou (à un moindre degré) sous l'eau. Les moraines sont plus ou moins démolies par les avancées ultérieures des glaciers. C'est la définition du till, ou tillite : une moraine qui n'a pas conservé sa forme extérieure. Des grès non classés, hétérométriques, à matrice micro-conglomératique, emballant des blocs de taille variable, sont accumulés en désordre. Ces bourrelets peuvent être clivés et même se chevaucher mutuellement sous la poussée des glaces en amont. Vers la partie frontale de la calotte glaciaire, en particulier lorsque s'amorce une décrue, les eaux de fonte en surface du glacier s'infiltrant dans les crevasses et se rassemblent en torrents, sous la glace. Ceux-ci burinent le substrat et accumulent, dans leurs chenaux, des sables grossiers et des cailloutis. Ces grès, en lentilles mal stratifiées, montrent un mélange de grains de quartz et de feldspath brisés, non usés, et de grains Ronds-Mats qui proviennent des sables dunaires de l'amont. Lorsque les alluvions de ces paléochenaux sont cimentées précocement, elles se présentent, après la fonte des glaciers, comme des cordons en relief, plus ou moins sinueux et apparaissent bien sur photos aériennes et images satellites.

Les sédiments de remaniement pro-glaciaires sont les produits du lavage des moraines par les eaux de fonte en été. Ils sont mieux triés et présentent une stratification qui n'existe pas dans les tillites. Déposés en aval des bourrelets morainiques sous forme de cônes pentus ou très plats, ils sont parcourus par les filets d'eau ou par les torrents qui les entaillent. On observe ainsi une succession d'anciennes moraines et de dépôts de remaniement prouvant que les glaciers avançaient et reculaient au fil des siècles comme les glaciers actuels. Bien entendu les tillites et les cônes pro-glaciaires qui ont été conservés correspondent aux dernières périodes de retrait. Les autres ont été balayés à chaque nouvelle avancée des glaces. Ces

dépôts, caractéristiques d'un front glaciaire, sont fréquents dans le Sud du bouclier Touareg où l'inlandsis a dû stationner plus longtemps.

b) Sédiments témoignant du retrait des glaciers

Lorsque le glacier recule, il découvre ses moraines de fond, désordonnées et sans stratification visible. Les gorges creusées dans son plancher par les torrents sous-glaciaires sont comblés à la fois par les sédiments qui s'y déposent directement et par d'autres qui glissent sur leurs flancs raides. Des amas de glace morte subsistent quelques temps à l'aval, protégés par une couverture de sédiments. Celle-ci s'effondre dans la cavité laissée lorsque la glace fond et disparaît. De forme circulaire, ces «kettles» (= bouilloire en anglais) indiquent une déglaciation rapide. Des paquets de sables pro-glaciaires et de siltites finement stratifiées se retrouvent sur les pentes. Dans les creux qui subsistent s'installent des tourbières (voir Beuf *et al.*, 1971, Figs. 229 et 230).

c) Formes des sédiments témoignant d'un milieu périglacière continental

La Sibérie septentrionale donne un bon exemple moderne des formes créées dans les sédiments et les sols des grandes plaines en avant d'une calotte glaciaire. Sous ces climats rigoureux et souvent secs, le pergélisol (ou permafrost) ne dégèle qu'en surface. Des fentes profondes s'y produisent. En hiver, elles se remplissent de glace qui exerce une pression sur les bords. En été, lorsque cette glace fond, elles se remplissent de sédiments. Les réseaux polygonaux sont assez rares dans la Formation Tamadjert. Plus fréquent est le faciès de grès cloisonnés par des fentes sub-parallèles, plus ou moins serrées et remplies d'un grès pur aujourd'hui quartzifié.

Un phénomène caractéristique de ces plaines péri-glaciaires est la formation de petites collines rondes, de quelques centaines de mètres de diamètre. Ces boursouffures circulaires, bordées par une dépression en forme de lunule, doivent être rapprochées «des formes identiques connues dans l'Arctique : les petites collines circulaires que les esquimaux appellent Pingo et dont la formation est due au soulèvement des niveaux supérieurs du sol gelé sous la pression d'une poche d'eau se transformant en lentille de glace» (Beuf *et al.*,

1971). Ces édifices circulaires, qu'il s'agisse de Kettles ou de Pingos, sont suffisamment bien conservés dans le Mouydir (Sahara central) pour qu'on ait pu déterminer avec précision leur origine. Ils ne peuvent être confondus avec d'autres formes circulaires, volcaniques, météoritiques ou tectoniques. De telles lentilles peuvent se former à l'émergence d'une nappe profonde, non gelée, sous le pergélisol. *«La lentille de glace gonfle et donne naissance à une colline de quelques dizaines de mètres de haut. Puis par distension, le matériel qui recouvre la lentille se crevasse, et la glace, exposée au soleil, finit par fondre, en laissant à sa place un pseudo-cratère... après la fonte définitive de la glace il ne subsiste plus qu'un anneau de terrain soulevé, au centre duquel s'installe souvent une tourbière... Dans les régions de haute latitude, la faible inclinaison des rayons solaires favorise la fonte précoce des parties des pingos opposées à la direction du Pôle géographique... et ces parties tendent à se déprimer et former des lunules... La position des lunules au Sud des pingos observés dans le Mouydir tendrait à faire penser que le pôle géographique de l'Ordovicien supérieur devait se situer au Nord des régions tassiliennes»* (Beuf *et al.*, 1971). C'est ce que suggérait le Polar Wandering Path de McElhinny (1974). Torsvik et Trench (1991) le placent dans l'Est algérien, à partir de mesures paléomagnétiques sur l'Ordovicien britannique et Scotese *et al.* (1999) dans le Nord du Sahara occidental en se fondant sur les indicateurs lithologiques du climat. Par contre beaucoup d'auteurs le situent dans le Golfe de Guinée (Fig. 4.20).

d) Sédiments d'origine éolienne ou modelés par le vent

Le vent serait l'auteur de l'accumulation et du modelé des larges rides parallèles que l'on peut observer à la surface de certains bancs de grès, dans l'Ahnnet, les Ajjers ou les Tassilis du Sud. Rappelons qu'une interprétation analogue a été proposée pour les structures parallèles observées dans la formation à stromatolites d'Oglat Betina (Protérozoïque supérieur, Chap. 1, §4.2.2.). Ces dépôts éoliens s'observent souvent dans les zones où existent de larges chenaux. Comme dans le Sahara actuel le remaniement des sédiments par les cours d'eau les prédisposait à être transportés par le vent dans les déserts glacés périglaciaires, puis déposés sur les zones plus humides (littorales ?)

sous forme de loess, aujourd'hui consolidés en siltites. Par contre, en Mauritanie *«aucun dépôt typiquement éolien de type loess ou dune périglaciaire n'a été mis en évidence. Pourtant l'action du vent est manifeste lorsque l'on examine, à la binoculaire, les petits quartz millimétriques ronds-mats que l'on trouve dans les faciès grésos-argileux microconglomératiques, que ce soit dans les tillites terrestres, les tillites aquatiques ou les remaniements lacustres ou littoraux»* (Deynoux, 1980).

e) Sédiments déposés dans les lacs ou la mer

A l'échelle du Sahara, on observe le passage du Sud au Nord d'une sédimentation sableuse, morainique, pro-glaciaire ou périglaciaire à des argiles et des silts.

Les siltites et les turbidites de deltas : dans certaines séquences de la Formation Tamadjert, des siltites montrent des déformations caractéristiques de glissements sous-aquatiques. On sait qu'en été, au moment de la fonte, les rivières issues des glaciers roulent des eaux très chargées en matériel fin (la «farine glaciaire») qui se dépose sous forme de silts. Les sédiments fins ont glissé sur les pentes instables qui terminaient les deltas. Leur très basse teneur en bore (20 à 40 ppm) prouve qu'ils se sont déposés en eau douce, dans des lacs ou à l'embouchure des fleuves, ou encore dans une mer peu salée, comparable à la Baltique actuelle.

Les argiles micro-conglomératiques. Des siltites, des argiles, des grès fins argileux, marins, parfois finement stratifiées, contiennent des graviers et des blocs de toutes tailles, déposés dans n'importe quelle position et parfois striés. Par comparaison avec ce que l'on observe actuellement au voisinage des zones englacées du Groënland ou de l'Antarctique on admet qu'il s'agit de graviers et de blocs emportés en mer par les icebergs au moment de la débâcle annuelle, au sein de la glace ou collés à sa base, et provenant de la moraine. Les icebergs fondant, ces débris tombent et s'enfoncent dans la vase qui tapisse le fond marin. Les argiles micro-conglomératiques sont un faciès caractéristique de cette époque. Les sables qu'elles contiennent peuvent venir des dunes littorales. Le transport direct, au sein de la glace ou par le vent explique pourquoi l'on trouve, à côté du quartz, des minéraux fragiles qui n'auraient pas résisté à un

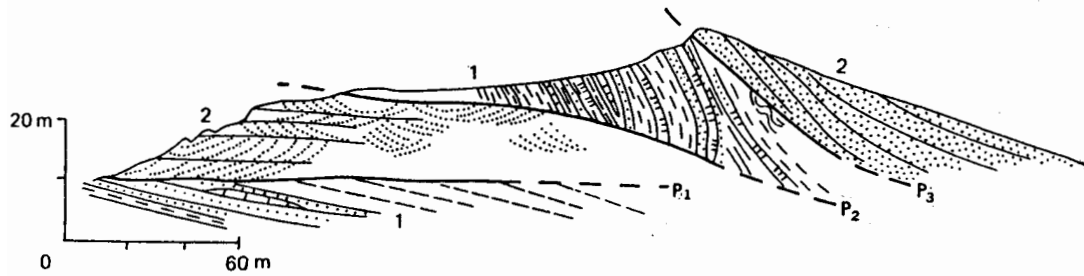


Fig. 4.25. - Coupe d'une colline à la Gara Sayada. 1. Formation de Menakeb (Ordovicien inférieur et moyen). 2. Formation d'Aouinet (= Formation Tamadjert). P1, P2, P3 : plans de chevauchement (d'après Rognon *et al.*, 1971).

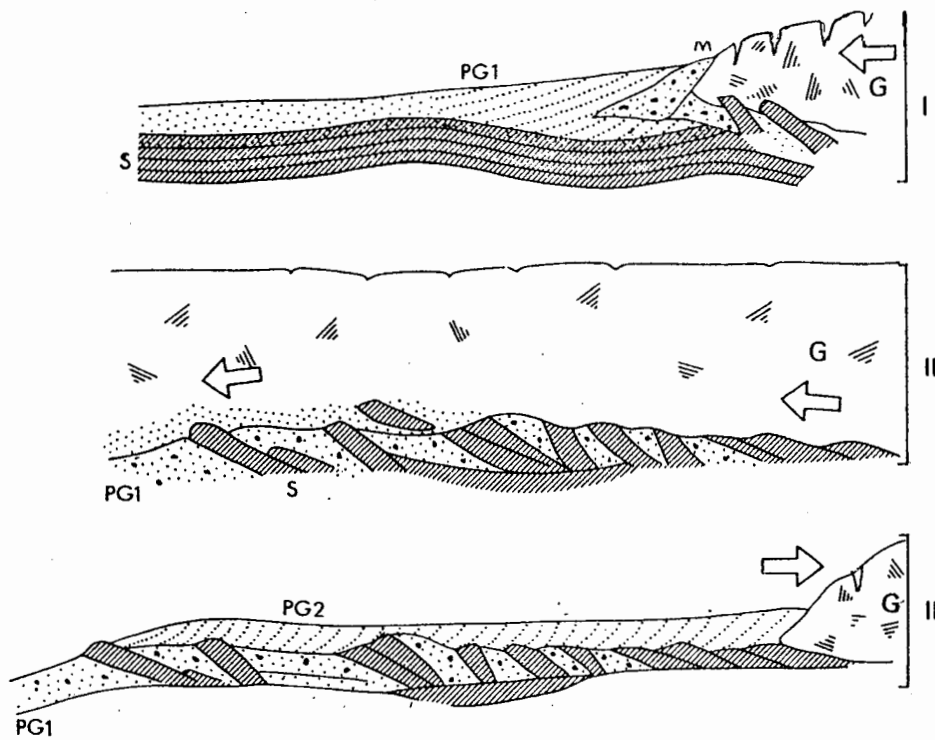


Fig.4.26. - Mécanisme possible de l'écaillage à la Gara Sayada, d'après Rognon *et al.*, 1971.

I. Phase d'avancée. S: substratum gelé qui commence à se déformer sous la pression tangentielle de la glace. PG1: premiers dépôts et cône proglaciaire. M: moraine. G: glace.

II. Phase d'extension maximum. S et PG1 alternent en écailles.

III. Le glacier (recule). Les nouveaux dépôts glaciaires PG2 de cette phase de retrait fossilisent S et PG1 déformés.

long transport par les eaux courantes. La fraction fine du sédiment, la poussière de quartz et de mica, a même origine. Les micas, comme il est bien connu en milieu glaciaire, n'ont pas subi d'autres transformations qu'une hydratation. Ces «Argiles micro-conglomératiques» sont largement développées au Sahara septentrional, mais aussi au delà : on en connaît de contemporaines jusqu'en Normandie ! Épaisses souvent de 100 à 300 m au Sahara, elles représentent le terme marin de la sédimentation glaciaire du continent.

Le carbonate des miches ou des grès calcaires. Le CO_3Ca , dissous dans les eaux très froides issues de l'inlandsis, précipite lorsque celles-ci viennent se mélanger aux eaux océaniques plus tièdes, à quelques distance des côtes. Il a pu précipiter même au maximum de la glaciation

f) Sédiments déposés dans les phases interglaciaires

Entre deux pulsions glaciaires, la mer s'élève et inonde les plaines basses, amenant avec elle des êtres vivants. C'est ainsi qu'entre deux horizons de moraines, on peut trouver des couches à tigillites. On en a découvert jusque dans des vallées glaciaires des Ajjers qui ont dû être envahies par la mer comme aujourd'hui les fjords de Norvège ou du Nord de l'Ecosse. Au Djado, des argiles à miches de grès calcaires contiennent des graptolites. Une faune de brachiopodes, lamellibranches et graptolites a été trouvées dans le même contexte au Mali (Beuf *et al.*, 1971, Fig. 281 et 283.). On verra, dans le Nord de la Libye, en Tripolitaine, pendant un interstade chaud, la formation de biostromes à bryozoaires, associés à des brachiopodes, des échinodermes, des stromatopores et des conodontes d'âge Ashgill inférieur (Massa, 1988). Les eaux marines de ces interglaciaires étaient, en Libye septentrionale, sous l'influence directe des courants marins, comme aujourd'hui le Spitzberg est tempéré par le Gulf Stream.

5.2.3. La tectonique glaciaire ou Glaciotectonique

Nous avons déjà signalé des chevauchements dans les bourrelets morainiques. Ces déformations, sous les glaces en mouvement ou à leur front,

peuvent parfois atteindre une grande ampleur. On en connaît dans les terrains récents d'Allemagne du Nord. Ils sont dûs à la pression de la glace qui avance sur un sol gelé, cohérent et rigide. Le cas de la Gara Sayada, sur la bordure septentrionale de la Dorsale Regueibat est à cet égard très caractéristique. Les premières reconnaissances (Gevin, 1960, 1968, Dourthe et Serra, 1961) y avaient montré une puissance anormale de l'Ordovicien supérieur. Sur 1040 m d'épaisseur, on observait une répétition des mêmes cycles sédimentaires, datés tous par des fossiles du Caradoc supérieur. L'étude menée par l'équipe IFP-IAP a montré (Rognon *et al.*, 1972) qu'il s'agissait de l'empilement d'écaillés d'une même formation de 80 à 100 m de puissance.

D'autres déformations de moindre ampleur sont les plis qui se font sous la glace en mouvement, par exemple sur les flancs d'une vallée. Mais, sachant que souvent ces vallées ont emprunté des zones fracturées préexistantes, il faut prendre garde à ne pas les confondre avec des plis d'entraînement dûs au rejeu postérieur de ces failles (Fig. 4.22c).

5.2.4. Paléogéographie et conclusions

Nous pouvons maintenant tenter d'interpréter et de comparer les successions observées, d'un bout à l'autre du Sahara central et occidental, en situant les successions de faciès dans l'espace et le temps. La glaciation fini-ordovicienne a comporté plusieurs stades (2, 3, ou 4 reconnus, et peut-être plus), séparés par des interstades de fonte partielle. Plusieurs planchers glaciaires et des niveaux sédimentaires caractéristiques en témoignent. Chacun a eu son extension particulière et ne présente pas les mêmes caractères partout. Par exemple, dans les Eglab, au Sud-Est du bassin de Tindouf, la première glaciation s'est faite sur le continent, comme en témoignent les surfaces striées, et les tillites continentales, tandis que la seconde se manifeste par des tillites marines. La carte 5.11. représente une somme de toutes ces glaciations. L'inlandsis se trouvait probablement au Sud, sur le continent gondwanien, centré sur des zones hautes qui devaient se situer vers le Niger, le Nigéria et l'Afrique centrale. Il s'étalait sur au moins 8 millions de km^2 , peut être 13 millions comme l'Antarctique de nos atlas ou

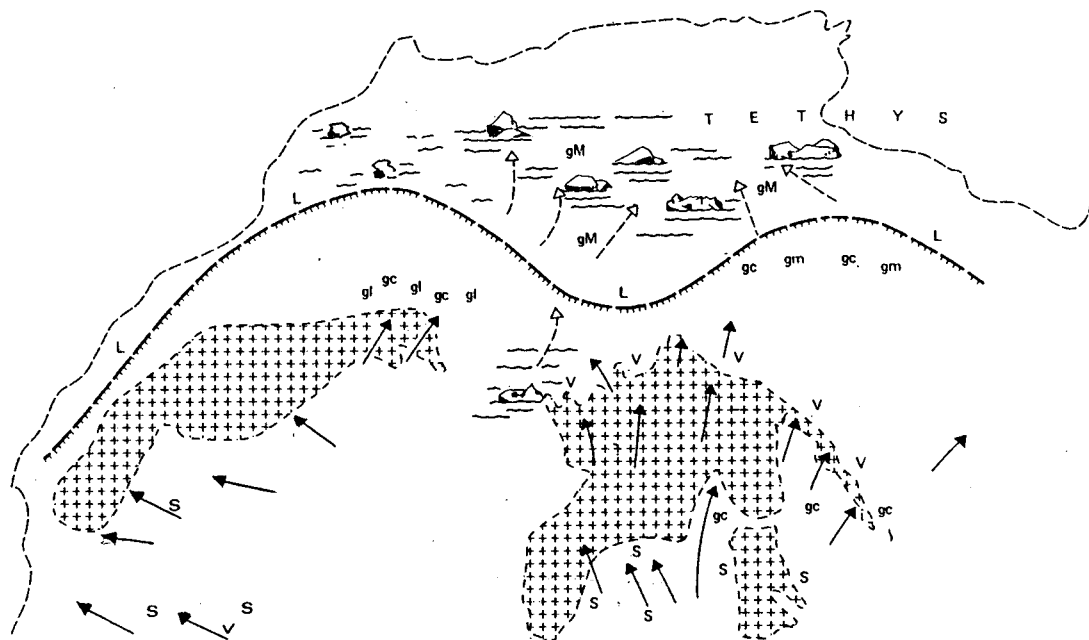


Fig. 4.27. - Esquisse de zonation des phénomènes glaciaires au Sahara algérien et dans les régions voisines, d'après Beuf *et al.* (1971) et Deynoux (1980), complété.

s. région de surfaces moutonnées et de planchers striés formés sous la calotte glaciaire.

v. région où ont été observées des vallées glaciaires avec stries et cannelures, formées dans la partie marginale de la calotte glaciaire.

gc. dépôts périglaciaires continentaux.

gl. dépôts glaciaires littoraux.

gm. dépôts périglaciaires marins.

gM. dépôts marins et de fonte d'icebergs.

L. limite d'extension maximum de la calotte glaciaire.

comme l'inlandsis d'Amérique du Nord lors des glaciations du Quaternaire.

Sahara algérien

Le Nord du bouclier Touareg montre des faciès de bordure de l'inlandsis. Des paléovallées creusées par des langues glaciaires, et des dépôts pro-glaciaires alternant avec des formations périglaciaires continentales ou marines. L'Ahnet et les Eglab ont été au moins une fois englacés, mais on y connaît aussi des faciès marins. Enfin le Sahara Septentrional n'a jamais été exondé; la sédimentation marine y est continue. Les «Argiles micro-conglomératiques» témoignent des apports par les icebergs et la banquise.

Pendant les interstades, des courants marins d'eau tiède venaient baigner les rivages. Des brachiopodes, des bryozoaires de la famille «nordique», chaude, pouvaient s'y développer et fixer, dans leurs coquilles ou leurs supports, les carbonates apportés par les eaux plus froides venues du continent. Pour Legrand (1983, 1985) la mer serait revenue définitivement dans les Tassilis N'Ajjers avant la fin de l'Ordovicien.

Confins algéro-marocains

En 1968, F.Arbej montre que les formations glaciaires qui venaient d'être décrites au Sahara Central et Occidental trouvaient leur équivalent dans la Formation du Djebel Serraf de l'Ougarta. Les grès conglomératiques à galets polyédriques, les surfaces polies et striées, les fractures en gradins démontrent que la région a été englacée, tandis que les intercalations à fossiles marins (lamellibranches ?) suggèrent des incursions de la mer. Il y signale aussi des algues du groupe des Nématophytes qui seraient associées aux sédiments glaciaires (Arbej et Koeniguer, 1979).

A côté du Ksar d'Ougarta, on observe une coupe bien dégagée. La surface des grès du membre inférieur de la Formation du Djebel Serraf montre des figures dues à la glace et au froid : surcreusement en cuvettes, fractures en gradins, fentes de gel remplies de sable éolien, etc. Les Argiles d'El Kseib qui les surmontent emballent de petits graviers de quartz. Mal stratifiées dans la partie inférieure et moyenne, elles alternent vers le sommet avec de petits lits de grès argileux vert pâle qui font le passage aux Grès d'Ougarta. Ce membre moyen, argileux, reflète encore la

présence de glaces, mais aussi un milieu de dépôt en eau douce ou marine.

Les glaciers ont sans doute en partie fondu quand se déposent les sables qui ont donné les grès du Ksar d'Ougarta. Ceux-ci pourraient correspondre, comme la Dalle de M'Kratta au Sahara Central, à la brève phase de régression et d'érosion due à la remontée isostatique des secteurs méridionaux déchargés de leur inlandsis. Mais la mer revient vite. Les niveaux supérieurs ont livré une petite faune de brachiopodes qui permet de les dater de l'Ashgill terminal (Legrand, 1985). Les deux genres cités, *Plectothyrella* et *Hirnantia*, se retrouvent dans la Formation de Memouniat, en Libye (Havlicek et Massa, 1973) et le second, sous la même espèce ou une espèce très proche. Ils appartiennent à une faune de la province Nordique bien connue en Europe. Les graptolites trouvées dans la formation des argiles de l'Oued Ali qui les surmontent donnent un âge Llandovery moyen. La glaciation est maintenant achevée (Legrand, 1985).

500 km à l'Ouest, dans le Jbel Bani, Destombes découvrirait au même moment une succession comparable, bien datée (Destombes, 1968; Destombes *et al.*, 1985, 1988). Les couches du sommet du Deuxième Bani sont elles aussi glaciaires. Elles surmontent en discordance des grès, des argiles et des calcaires qui contiennent une faune de bryozoaires, échinodermes, brachiopodes. Ce sont les mêmes que dans les Grès du ksar d'Ougarta et de l'Hirnantian de Grande Bretagne, c'est à dire de l'Ashgill supérieur. Les dépôts glaciaires sont représentés soit par des argiles micro-conglomératiques, soit par des grès grossiers ou des conglomérats. «Plusieurs horizons (souvent trois) de grès argileux microconglomératiques ... s'intercalent dans la séquence et comportent fréquemment des galets, souvent polyédriques, de roches exotiques, de granite surtout, mais aussi de rhyolites et de carbonates pélitiques ... La présence de galets de granite et de rhyolite a été observée sur plus de 400 km entre Foum Zguid à l'Est et le Kheneg M'Karz à l'Ouest» (Destombes, 1968b). Ces roches montrent que du socle précambrien affleurerait quelque part. «Au Jbel Hamsailikht, au Sud-Ouest de Foum Zguid, la dalle quartzitique qui supporte l'horizon inférieur des argiles microconglomératiques montre des traces de stries glaciaires ... et des figures d'arrachement en croissant, orientées Nord-Sud à NNO-SSE ...

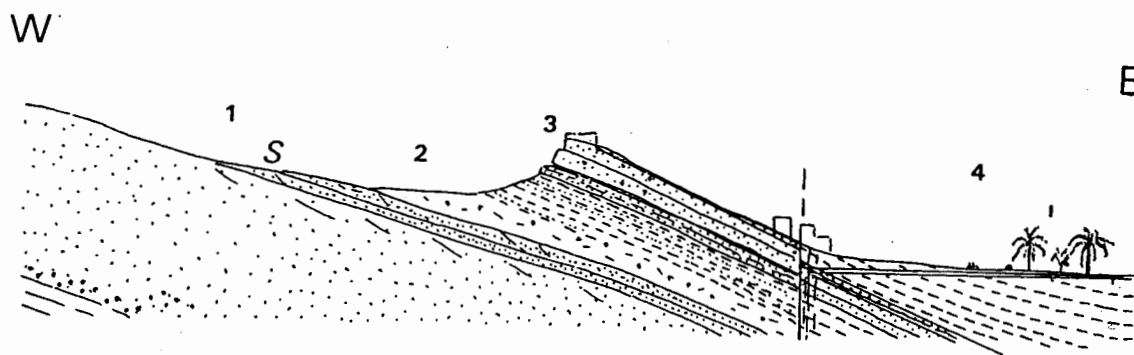


Fig. 4.28. - Croquis de la limite Ordovicien-Silurien au Ksar d'Ougarta.

1-3. Formation du Djebel Serraf.

1. Membre inférieur grés-conglomératique, quartzitique, épais de 120 m, reposant sur la Formation de Bou M'Haoud. La surface S montre des traces glaciaires.
2. Membre moyen argileux d'El Kseib, épais d'environ 45 m.
3. Membre supérieur des Grès du Ksar d'Ougarta : grès argileux surmontés de quartzites microconglomératiques en général lenticulaires.
4. Argiles de l'Oued Ali dans lesquelles est creusée la foggara qui alimente la palmeraie. La zone failleuse figurée à la limite 3-4 est probable mais encore hypothétique. Les hauteurs sont exagérées.

D'après Gomez Silva *et al.* 1963, Legrand, 1985 et des observations inédites.

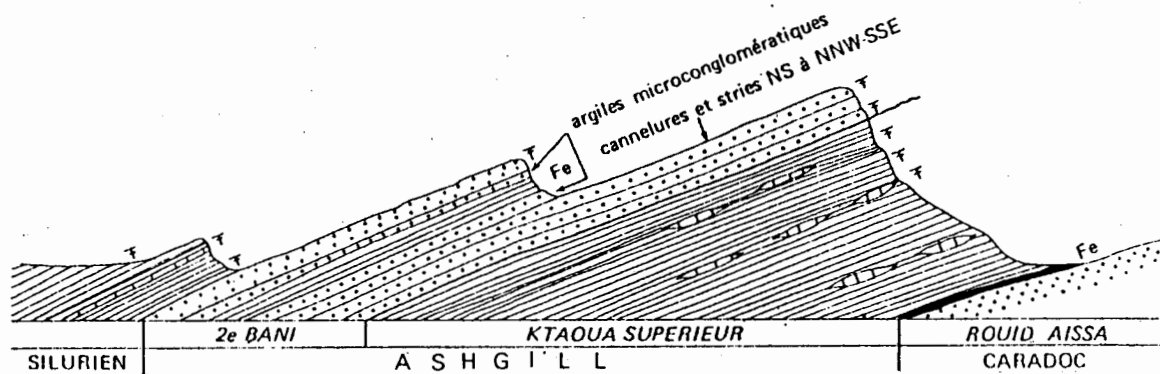


Fig. 4.29. - Coupe de l'Ordovicien supérieur de l'Anti-Atlas, d'après Destombes (1968a).

Le Deuxième Bani correspond à l'Unité IV des Tassilis (formations de Tamadjert ou de Felar-Felar). A sa base, une discordance de ravinement majeure.

Il convient de noter la présence fréquente de niveaux à faune marine intercalés au milieu des niveaux micro-conglomératiques, avec surtout des Brachiopodes et des Crinoïdes, mais aussi des Trilobites et des Echinodermes, qui permettent de les dater avec précision» (ibidem).

Destombes montre que l'Anti-Atlas n'a été atteint que par une phase glaciaire de l'Ashgill supérieur qui, en s'étendant sur une région où s'étaient déposés jusque là des sédiments marins, serait donc, comme en Libye, le stade principal de la glaciation ordovicienne, celui qui a provoqué la plus forte baisse du niveau des mers. Plus : cette phase majeure paraît avoir comporté au moins trois phases mineures, marquées par les niveaux de conglomérats. Si l'on admet, pour l'Ashgill supérieur, une durée de 1 à 3 Ma, celles-ci auraient eu chacune une durée comparable à celle de nos phases glaciaires du Quaternaire.

A ces phases mineures succédaient des périodes plus clémentes, où la mer remontait. Or la faune de ces horizons est non pas une faune froide, Malvino-Cafre, mais Nordique, d'eaux plus tempérées, alors qu'une partie de l'Afrique était encore englacée. On peut ainsi se demander si l'Anti-Atlas, comme l'Ougarta, ne représentait pas, à la fin de l'Ordovicien, une vaste presqu'île ou un chapelet d'îles comme la Terre de Graham, les Shetland et les Orcades du Sud, en Antarctique, le Spitzberg et le Groënland dans l'océan Arctique, c'est-à-dire des terres que pouvaient, à certains moments de réchauffement, venir baigner les courants tièdes venus des basses latitudes.

Mauritanie

Les traces de phénomènes glaciaires à l'Ordovicien supérieur, découvertes d'abord dans le Zemmour (Sougy et Lécorché, 1963), puis dans le Rio De Oro (Bronner et Sougy, 1969) l'ont été ensuite jusqu'en Sierra Leone. Du Nord au Sud, la formation correspondante porte les noms de Série de Garat El Hamoueïd dans le Zemmour, Groupe de N'Jakane Abteilli dans l'Adrar Mauritanien, ou Groupe de Tichit dans le Hodh. Elle y est transgressive tantôt sur le socle granito-gneissique, ou sur le Précambrien supérieur sédimentaire ou enfin sur le Cambro-Ordovicien. Deynoux (1980) insiste sur le fait qu'on n'observe pas en général de discordance angulaire lorsque la formation glaciaire repose sur des couches antérieures, mais seulement une discordance cartographique. Les

seules exceptions se trouvent au voisinage de la zone mobile où s'est formée, au Panafricain, la chaîne des Mauritanides. C'est le cas du Tagant, à l'Ouest du Hodh (Dia *et al.*, 1969). A la surface de la pénélaine, l'érosion glaciaire a sculpté de larges cuvettes à fond plat et des vallées à profil en U, profondes (jusqu'à 200 m) et que l'on peut suivre sur plusieurs km. On connaît aussi des cordons, reliques des torrents sous-glaciaires ou pro-glaciaires. Parfois transformés en quartzites, ces Grès de Tamga (Monod, 1952) forment des alignements de buttes, ou des crêtes sinueuses, bifurquées. L'érosion y découpe des blocs semblables aux *irrekam* des Tassilis Internes. On en connaît de spectaculaires dans le centre de la Mauritanie comme le cordon de Zerga qui s'allonge sur plus de 50 km au Sud Ouest de Chinguetti, les crêtes du Herrou au Nord-Est, (Deynoux, 1980), ou celles d'Aouritz et Bou Jertala dans la Majâbat septentrionale. Ces dernières, posées sur des grès à tigillites (Grès de Zli), peu évidentes au ras du sol, sont bien visibles sur images satellite SPOT (mission Monod, Lamarche et Fabre, 1993). Paléo-vallées et cordons, dirigés dans l'ensemble Sud-Est - Nord-Ouest dans le Zemmour, l'Adrar Mauritanien et le Hodh confirment, comme les stries et cannelures, que la calotte glaciaire doit être recherchée vers le Sud-Est, dans la partie orientale de la dorsale Guinéenne ou le bouclier Nigerian.

L'épaisseur des dépôts glaciaires varie de quelques mètres à 200 m. La superposition de plusieurs séquences tillite- grès- grès argileux conduit Deynoux (1980) à envisager trois ou quatre stades de croissance et de retraits de l'inlandsis. Les «Argiles à Blocs Lâchés» périglaciaires qui couronnent la formation contiennent des graptolites. Ici aussi la glaciation se termine à l'Ashgill supérieur. Au début du Silurien les argiles à graptolites ne portent plus traces de glaciation.

Libye

Il en a déjà été question. Rappelons qu'il s'agit de la Libye occidentale seulement. On y observe (Massa, 1988) comme au Sahara Central, du Sud au Nord, c'est-à-dire du bouclier Précambrien du Tibesti (le bouclier Tebbou) à la Tripolitaine, la succession dans l'espace et le temps de différents

faciès, continentaux (tillites), fluvio-glaciaires et glacio-marins. Sur le horst de Mourizidié qui prolonge la corne Nord-Ouest du Tibesti ainsi que dans le bassin de Mourzouk, les premiers dépôts glaciaires reposent sur des couches marines datées du Caradoc moyen et supérieur (Formation Melez Chograne). La Formation Memouniat qui lui succède correspond, après un interstade marin transgressif, à une phase glaciaire d'âge Ashgill. Ce sont les moraines continentales de cette seconde phase et leurs galets de socle Précambrien qui ont attiré l'attention de Maurice Lelubre en 1952. Au Fezzan il en est de même : la première phase, d'âge Caradoc selon Cocks et Fortey (1990), est représentée par des sédiments glacio-marins; une suivante par des planchers striés et des moraines continentales. Cette dernière phase, d'âge Ashgill, est là aussi transgressive et discordante sur les couches antérieures et paraît la plus importante. C'est pendant l'interstade chaud qui a précédé la phase de l'Ashgill supérieur que se sont développés les dômes carbonatés à bryozoaires reconnus en subsurface dans les sondages de Tripolitaine (Bergström et Massa, 1991; Buttler et Massa, 1996).

Ethiopie, Arabie et Afrique Australe

Dans le Nord de l'Ethiopie, l'Edaga Arbi Tillite, intercalée dans les Enticho Sandstones, était attribuée à la glaciation permo-carbonifère de Dwyka. Or elle passe à son sommet à des siltites et des shales à *cf* dropstones qui ont livré (Saxena et Assefa, 1983) des empreintes de *Discophyllum*, un Siphonophoridé proche d'une espèce connue dans l'Ordovicien de New York. Il est donc probable que l'on a là un témoin de la glaciation ordovicienne. On connaît (Massa, 1988) en Egypte et au Moyen-Orient des dépôts glaciaires d'âge comparable. En Arabie, la diamictite décrite par Young (1981) représente le témoin le plus oriental de cet événement. Elle repose sur des shales à graptolites et trilobites, les Ra'an Shales de la Tambuk Formation, datés du Caradoc ou de l'Ashgill inférieur. Les grès qui la surmontent, sans doute les *Conularia* sandstones de Wolfart (1981), contiennent un niveau d'évaporites, en particulier de sel, que l'auteur situe dans l'Asghill. Ce sel a pu se former à partir des saumures éliminées de

l'eau de mer quand se forme la glace de la banquise (Duplessy et Morel, 2000). Les grès sont recouverts par des argiles à graptolites du Llandovery inférieur. Les stries indiquent là encore une direction de transport vers le Nord. On est là sur la marge de l'Inlandsis, en bordure de l'Océan. A l'autre extrémité du continent, une formation glaciaire couronne les Grès de la Montagne de la Table (TMS = Table Mountain Sandstones), comparables à bien des égards aux Grès des Tassilis Internes. Cette formation (Du Toit, 1956), dite de Cedarberg, est maintenant datée. Les couches qui la surmontent contiennent des brachiopodes du Llandovery. Berry et Boucot (1973) estiment son âge à Ordovicien terminal-Silurien basal. Rust (1981) y distingue trois tillites superposées, prouvant que, là aussi, la glaciation a comporté plusieurs stades d'avancée et de retrait. On ne peut qu'être surpris du synchronisme du phénomène glaciaire en des points distants de 6000 km au moins, et qui se trouvaient de part et d'autre du Pôle Sud, dans les reconstitutions admises en général.

Normandie et Ibérie

Doré (1981) et Robardet (1981) ont décrit des formations glaciaires contemporaines en Normandie et dans la péninsule Ibérique; il y en a aussi en Sardaigne et en Corse. Toutes ces régions étaient proches du Gondwana. Le terme de Pélites à Fragments Polyédriques de Normandie rappelle nos Argiles micro-conglomératiques. Il s'agit d'un sédiment glacio-marin déposé en mer peu profonde et emballant des blocs (dropstones) qui peuvent atteindre 20 cm de diamètre et qui paraissent d'origine proche. Ces diamictites reposent sur des couches fossilifères datées du Caradoc inférieur; elles contiennent des blocs de calcaire à conodontes de l'Ashgill. Comme les shales et grès qui les coiffent ont livré des graptolites de la limite Ashgill-Llandovery, elles sont contemporaines de celles du Sahara. Dans la Péninsule Ibérique, les Pelitas con Fragmentos semblent déposées dans des conditions analogues, pendant la même période. Dans le centre de l'Espagne, près de Tolède, elles comportent deux niveaux distincts de sédiments glaciaires, démontrant que cette région aussi a enregistré plusieurs phases de glaciations.

6. CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

Comme c'était le cas pour l'événement «éocambrien», les dépôts glaciaires ordoviciens reposent en discordance sur n'importe quel terrain antérieur. Des tranches de terrains, épaisses de plusieurs centaines de m, ont été enlevées : la plus grande partie de l'Ordovicien manque en Mauritanie, et parfois même la couverture cambrienne et Précambrien supérieur, au point qu'au Zemmour et au Rio de Oro la formation glaciaire peut reposer directement sur le socle Archéen ou Protérozoïque inférieur. Il en est de même dans le Sud-Ouest de la Libye où l'érosion qui a précédé la Formation Memouniat a enlevé 250 à 300 m de sédiments à l'Ouest du Gargaf et où des tillites contiennent des galets de socle précambrien. Par contre, au Sahara Central, Beuf *et al.* (1971) faisaient déjà la remarque que les glaciers avaient remanié surtout du matériel sableux. Le socle de cette partie de la chaîne Panafricaine est donc demeuré en grande partie enfoui. De quelle ampleur ont été ces mouvements verticaux qui ont créé des Hautes Terres sur le continent ? et quelle est la part de l'eustatisme ? quel rôle ces Hauts Plateaux que nous imaginons ont-ils joué dans le développement de calottes glaciaires ?

Autres incertitudes : la position du Pôle à cette époque. L'Arabie, l'Afrique Australe se trouvaient-elles sous 60° ou 30° de latitude ? La glaciation était-elle de l'ampleur de notre glaciation Quaternaire, comme l'exprime le schéma C de la Figure 4.20 ou plus importante (schéma B) ? Sa présence est en tous cas prouvée de la Mauritanie à l'Arabie et à l'Afrique du Sud. La sédimentation de sel à la limite Ordovicien-Silurien, de la Libye à l'Arabie, indique dans cette marge du Gondwana une diminution des apports d'eau douce par les fleuves issus du continent et l'expulsion de saumures (Duplessy et Morel, 2000), piégées sur un plateau sous-marin peu profond quand se forme la banquise.

Cette incertitude handicape aussi la reconstitution des courants marins et des zones d'upwelling. Or c'est d'eux et du cadre paléogéographique général que dépendent non seulement la répartition des faunes marines, mais aussi celle des précipitations, des zones de hautes et basses pressions atmosphériques, donc, pour une part, le développement des calottes glaciaires.

Combien de temps a duré cette glaciation ? Nous avons vu en commençant que, suivant les interprétations, elle aurait duré 1.1 à 2.5 Ma pour Legrand (1998) ou 7.8 à 12 Ma dans l'interprétation de Beuf *et al.* (1971). Si l'on considère les tillites continentales ou le fluvio-glaciaire, on note deux, trois ou quatre phases d'expansion des glaces qui se situeraient entre la fin du Caradoc (vers 445 Ma) et celle de l'Ashgill (vers 438 Ma). Le phénomène a pu se terminer un peu plus tard, au Llandovery, en Afrique australe. Un tel diachronisme n'est guère surprenant dans ces limites de temps si l'on considère par exemple que l'expansion des glaciers dans l'Hémisphère Nord au Quaternaire (dont nous vivons un interstade) a été précédée, dans l'Hémisphère Sud, par quatre expansions des glaces de l'Antarctique, séparées par des interstades chauds, à l'Eocène (vers 50 Ma), au Miocène inférieur (vers 21 Ma) selon Birkenmajer *et al.* (1989) ou depuis l'Oligocène (Zachos *et al.*, 1992a et b).

La phase de déglaciation principale, selon Legrand (1998), serait à l'origine du dépôt des argiles à grains de quartz, transgressives sur tous les termes antérieurs et datées de la limite Ashgill moyen à supérieur dans le Djado et la moitié inférieure de l'Ashgill supérieur dans l'Anti-Atlas et l'Ougarta. Elle serait suivie par une phase d'émersion (isostatique ou épirogénique) à sédimentation continentale et brèves incursions marines (grès fins à tigillites), puis un retour à des conditions marines littorales manifestées par le dépôt des grès à *Hirnantia* de l'Ashgill supérieur. «*A ce stade nous admettons que la glaciation est terminée. Cependant des interrogations demeurent ... la persistance de petits inlandsis reste donc une possibilité*» (Legrand, 1998).

Dans le monde vivant, le refroidissement dû à la glaciation ordovicienne aurait amené un développement du provincialisme des faunes marines (Finney et Xu, 1990). Wyatt (1995) précise : «*Because Late Ordovician sea level was so high, glacially-induced regressions of similar magnitude to Quaternary regressions would have dramatically increased the input of dissolved load into the shallow sea. This «pollution» effect may have been one cause of the extinction*». Cette régression marine est bien visible dans les bassins d'Ouest en Est du Sahara (Guiraud et Bosworth, 1999). Elle ne paraît cependant pas avoir été de même ampleur que celle de la fin du Précambrien

ou du Permien. L'Ordovicien est donc, sous une apparente unité, une période riche en événements, discrets mais importants.

- Fluctuations eustatiques, induisant des dépôts d'oolites ferrugineuses, de phosphates et d'uranium.

- Epanchages sableux, fluviaux ou glaciaires, constituant pour les périodes suivantes, des magasins à hydrocarbures et à eau.

- Magmatiques dans le bouclier Touareg (Aïr), le bouclier Nigérien et l'Afrique centrale (Cahen *et al.*, 1984). Cette période voit, au milieu du

Caradoc, se produire la plus importante chute de cendres volcaniques connue au Phanérozoïque (Huff *et al.*, 1992). On devrait en retrouver la trace dans les sédiments. Les cendres proviennent d'un magmatisme felsitique calco-alcalin de part et d'autre de l'océan Iapetus en train de s'ouvrir.

- Tectoniques. L'Afrique subirait-elle alors passivement les effets de cette dérive ? Des mouvements verticaux se traduisent par des rejets de failles et des épirogenèses, plus rarement par des flexures. Eux aussi joueront un rôle important dans la constitution des pièges.



Fig. 4.30. - Grès des Tassilis Internes au Nord Ouest de Djanet. Dessin B. Lamarche.

Chapitre 5. - Le Silurien

Jean Fabre et Nacereddine Kazi-Tani

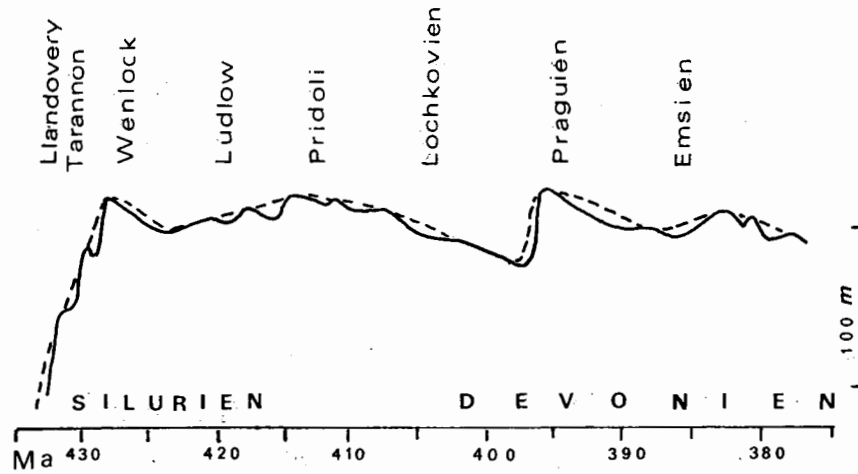


Fig. 5.1. - Courbe de la variation eustatique 435-375 Ma, établie pour le Sahara par Kazi-Tani et Boumendjel (1998). Au Silurien inférieur le niveau marin monte rapidement, par saccades. Le Silurien moyen et supérieur est une période de hauts niveaux permanents qui contraste avec celle qui a suivi. Traits pleins : cycles de court terme. Tirets : cycles long terme. Dates d'après Odin, 1994.

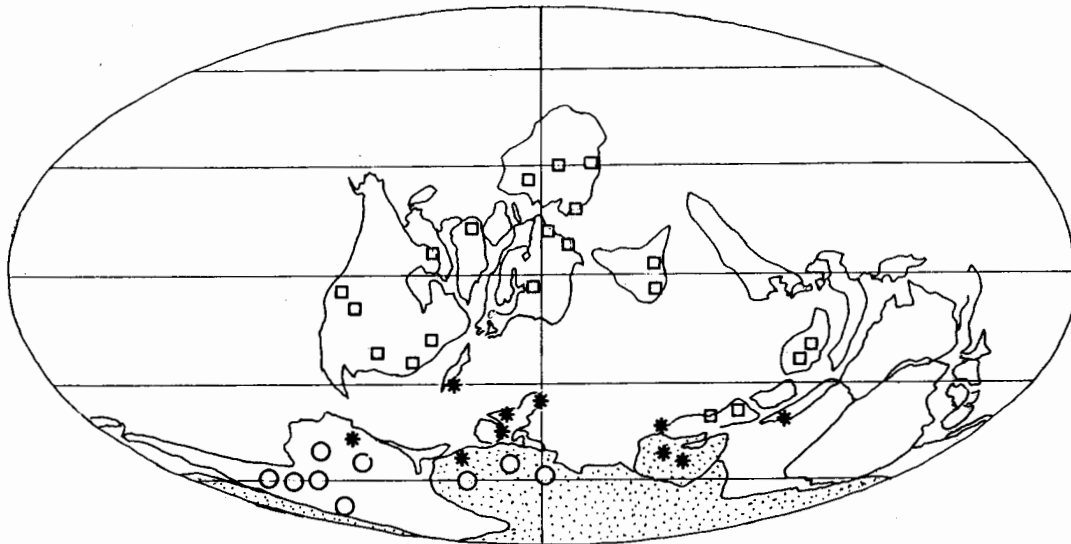


Fig. 5.2. - Le Nord de l'Afrique (en pointillé) face à l'océan au Silurien moyen-supérieur (Wenlock-Ludlow), d'après Cocks et Fortey (1990). Cercles : faune à *Clarkeia*, précurseur polaire de la faune malvino-cafre du Dévonien inférieur, conservée dans des roches détritiques. Carrés : faune cosmopolite dans des carbonates. Etoiles : idem dans des roches détritiques.

Autour du bouclier Touareg, la dépression intra-tassilienne s'est creusée dans les Argiles à graptolites du Silurien. Après la glaciation de l'Ordovicien terminal, le niveau des mers monte. Un peu partout se déposent des argiles riches en matière organique (black shales). Au cours du Silurien inférieur, le Sahara est submergé en plusieurs étapes. L'inondation est maximale vers le Wenlock. Ensuite des apports sableux préparent au dépôt des Grès Supérieurs du Dévonien. Dans les faunes siluriennes du Sahara coexistent des espèces «chaudes» connues en Europe et en Amérique du Nord et des espèces amenées par les courants venant des régions polaires australes proches. Des granites et des éruptions volcaniques attestent d'un magmatisme vers la limite Ordovicien-Silurien. On verra successivement le Silurien des marges des boucliers Touareg et Tebbou, (§2), puis celui du Sahara nord-occidental et septentrional (§3 et 4), et enfin celui du Sahara occidental (§5).

1. INTRODUCTION

Quand on parle de Silurien, au Sahara comme en d'autres régions du Monde, ce terme évoque d'épaisses formations argileuses et silteuses, riches en matière organique. Au Sahara ce nom est lié à un paysage : la dépression molle, d'argiles vert pâle ou rose, qui sépare, au Nord du bouclier Touareg, les plateaux gréseux des Tassilis Internes, d'âge Ordovicien, de ceux des Tassilis Externes, datés du Dévonien inférieur.

On dispose à son sujet de plusieurs synthèses : celle de Berry et Boucot (1973) englobe tout le Sahara; celles de Legrand (1974, 1981, 1983, 1985, 1995, 1998) concernent surtout l'Algérie, mais aussi les régions voisines, Maroc, Tunisie, Libye, Niger, Mauritanie; celle de Hollard et Willefert (*in Destombes et al.*, 1985) le Maroc; celle de Deynoux *et al.* (1985) l'Afrique de l'Ouest et une partie de l'Afrique centrale et enfin celle de Guiraud et Botsworth (1999) les bassins du Nord-Est de l'Afrique. Ces travaux nous permettent de survoler le sujet et de focaliser notre attention sur certains points, sans prétendre à un exposé complet de l'évolution biologique, sédimentologique et structurale de telle ou telle région.

La période est courte, moins de 30 Ma, soit à peu près comme l'Eocène ou le Lias. Elle est aussi, avec l'Ordovicien inférieur et le Crétacé, l'une de celles où le niveau moyen des océans a été le plus haut pour des raisons mal élucidées (Fig. 5.1). Boucot (1990) y voit deux causes :

- La lente remontée isostatique de l'Afrique et de l'Amérique du Sud qui avaient été couvertes par le, ou les inlandsis de l'Ordovicien supérieur. Mais une telle remontée peut-elle durer si longtemps, alors que l'on cite des chiffres de quelques dizaines de milliers d'années pour celle de la Scandinavie après la fonte des glaciers du Quaternaire ? Pour Kazi-Tani «*cette hypothèse a le double inconvénient de méconnaître que le rebond isostatique qui survient consécutivement à une déglaciation est quasi-instantané; et qu'un réajustement isostatique positif soulève les régions côtières et entraîne un effet régressif*».
- La fonte des glaces sur les parties centrales du continent durant le Silurien inférieur. Mais on ne retrouve pas de débris de roches qui auraient pu être transportés par les icebergs dans l'océan puis fossilisés dans les sédiments. On pourrait imaginer d'autres causes, comme le développement de dorsales dans l'Océan Pacifique en voie d'expansion. «*Le long terme qui culmine à 435 Ma a effectivement une signature tectono-eustatique (effet de Dorsale)*» (Kazi-Tani, *in litt.* 1999). Corollaire à cette remontée eustatique : dans bien des lieux du Monde il se dépose des «Black Shales», c'est à dire des argiles sédimentées en milieu réducteur marin et riches en plancton. Leur teneur en matière organique en fait des roches-mères d'hydrocarbures.

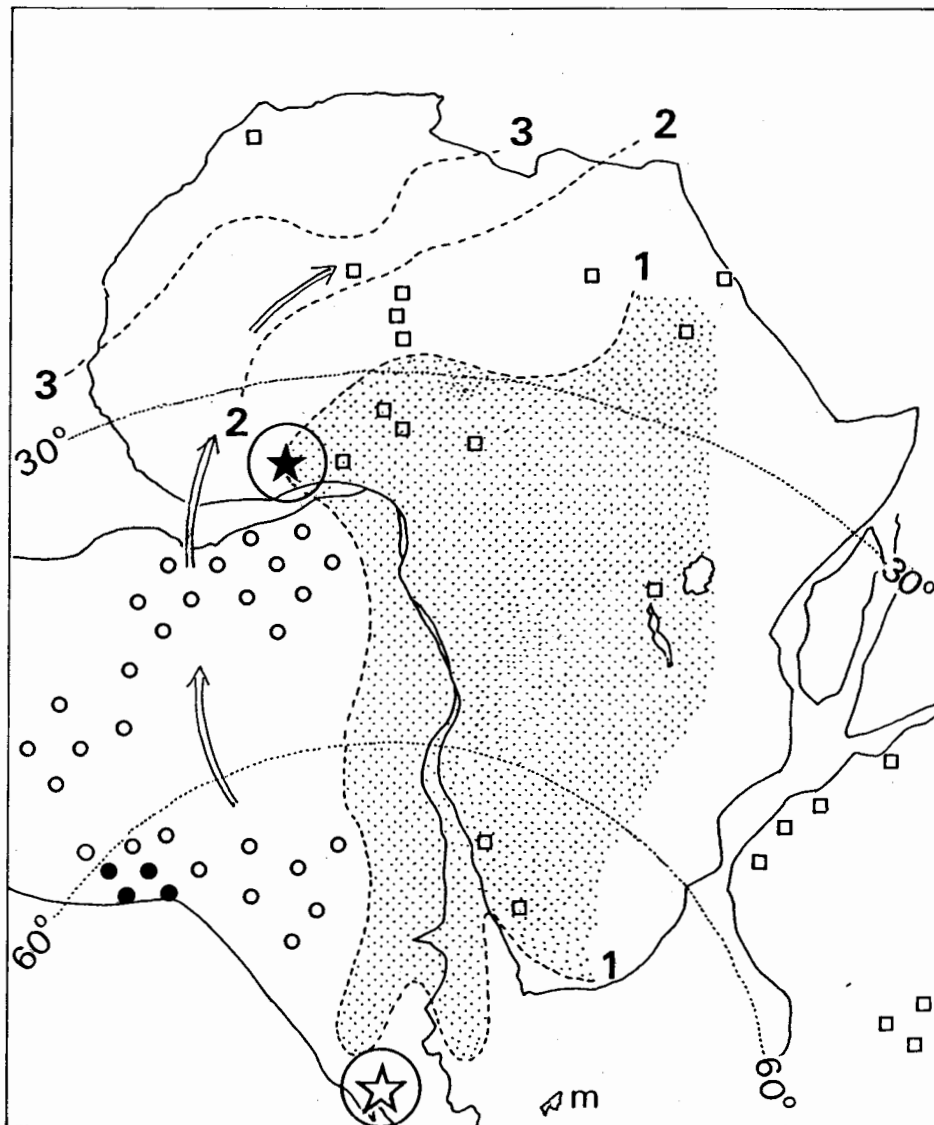


Fig. 5.3. - L'Afrique gondwanienne au Silurien, de 430 Ma à 400 Ma environ (Silurien moyen-supérieur).

Etoile vide: Pôle Sud magnétique d'après Van Houten et Hargraves (1987) mesuré sur un granite de l'Aïr. 30°-60°: Paléolatitudes. *Etoile noire* : pôle Sud à 420 Ma (Ludlow) proposé par Scotese *et al.* (1999). *Pointillé* : région supposée demeurée émergée. 1: extension de la transgression silurienne dans le Nord de l'Afrique et limite de faciès en Afrique australe. 2: ligne de rivage (?) au Ludlow moyen. 3: ligne de rivage (?) au Ludlow. *Carrés vides*: zones d'anomalies thermiques manifestées par une rééquilibration K /Ar et/ou des intrusions de granitoïdes. *Ronds vides*: faunes froides, malvino-caffres siluriennes en Amérique du Sud. *Ronds noirs*: faunes chaudes, appalachiennes, arrivant sur la côte Ouest d'Amérique du Sud. *Flèches*: courants marins froids venant de la mer boréale silurienne, dans l'hypothèse Pôle Sud de Van Houten et Hargraves. Dans celle de Scotese *et al.* (1999), le Sahara centro-occidental se trouverait entre 60° et 80° de latitude Sud. *m* : îles Malouines (= Malvinas ou Falkland). D'après Berry et Boucot (1972, 1973), Rust (1973), Dalmayrac *et al.* (1980), Klitzsch (1981), Fabre (1988).

Faunes et flores

Les poissons qui avaient fait leur apparition à l'Ordovicien, se développent surtout au Silurien moyen et supérieur. Tous les grands groupes d'invertébrés sont maintenant représentés. Les échinodermes, et surtout les crinoïdes fixés sur le fond et fragiles, pourront être de bons indicateurs du degré d'agitation des eaux. Dans les eaux chaudes, les madréporaires et les bryozoaires peuvent construire des récifs. Les brachiopodes, et en particulier les brachiopodes articulés (Spiriféridés, etc.) deviennent abondants et diversifiés. C'est l'inverse chez les trilobites dont le nombre de familles diminue. L'un des principaux fossiles-guides est maintenant formé par les graptolites. Ceux-ci connaissent une évolution rapide qui fait que chaque biozone ne dure guère plus de 1 Ma. Dès 1985, Lejal-Nicol montrait que des végétaux vasculaires existaient déjà au Silurien. La découverte de flores terrestres progresse beaucoup depuis quelques années (Fanning *et al.*, 1990; Edwards, 1990). Mais on en sait encore trop peu pour en tirer des indices climatiques.

Cette homogénéité dans l'espace, comme l'évolution rapide dans le temps ont, entre autres, amené Jeppsson (1990) à choisir le Silurien comme une période-test pour rechercher les causes des cycles océaniques plus ou moins frais ou chauds en fonction du stockage du CO₂ dans les eaux profondes des océans et les effets sur le dépôt des carbonates. Au contraire de la période précédente, les climats du Silurien sont peu contrastés. Comme à l'Ordovicien et au Dévonien, on peut encore distinguer deux grands domaines biologiques (Berry et Boucot, 1973; Boucot, 1990).

- Le domaine Malvino-Caffre

Son extension est à peu près la même qu'à l'Ordovicien, mais la faune se renouvelle. Il se caractérise par un petit nombre de familles, de genres et d'espèces qui ont vécu dans des eaux fraîches ou froides. On n'y trouve ni dépôts calcaires bien développés, ni récifs, ni évaporites, et sur les terres émergées, ni latérites, ni bauxites, ni couches rouges. On n'y trouve pas de conodontes, de coraux, de bryozoaires ou d'algues calcaires. Ce domaine englobe l'Afrique Australe,

une partie de l'Afrique de l'Ouest, l'Amérique du Sud (hormis une partie des Andes et du fossé amazonien) et une partie de la Floride.

- Le domaine Silurien Septentrional

On y distingue la région Nord-Atlantique (*pro parte* appalachienne) et celle de l'Oural. Ce domaine est caractérisé par des faunes «chaudes», des faciès carbonatés, des récifs, des évaporites, et, en milieu continental, des croûtes calcaires. En fait, ces faciès n'apparaissent pas tout de suite, mais seulement au Wenlock, vers 425 Ma. Ils se développent au Ludlow (421-414 Ma) et deviennent rares au Pridoli (414-408 Ma). Ils sont interprétés comme des formations de basses latitudes mais non équatoriales. L'un des types classiques de ce domaine se trouve en Scandinavie, dans l'île de Gothland où il a été pris autrefois comme modèle du Gothlandien. La répartition de ces domaines reflète les paléolatitudes mais aussi les grands courants marins.

La limite entre les deux grandes provinces n'est pas toujours nette et peut varier au cours du Silurien. On admet qu'une bonne partie du temps elle passait à travers le Sahara. Le Maroc et le Sahara nord-occidental étaient d'obédience septentrionale («chaude») tandis que le Sahara central et méridional se trouvaient en domaine malvino-caffre (froid). Mais cette distinction ne peut se faire que lorsque les fossiles et les roches qui les contiennent s'y prêtent, ce qui n'est pas le cas dans les faciès gréseux. En dépit de la modération des contrastes, le Silurien paraît avoir été une période de migration de plaques assez rapide, et en particulier du Gondwana vers le Nord. Bachtadse et Briden (1990) avancent le chiffre de 23 cm par an c'est-à-dire «deux fois le maximum actuellement observé» (Kazi-Tani, *in litt.*). Ceci devra donc être confirmé par une analyse paléomagnétique plus poussée. Mais dès lors on peut se poser la question, dans le cadre d'une «membrane tectoniques» (Freeth, 1978, 1979), de la relation possible de ce déplacement et des épirogenèses régionales que nous verrons plus loin.

Comme pour tous les temps du Paléozoïque (hormis le Permien), la position des Pôles est incertaine. Nous avons adopté (dans le chapitre précédent, Fig. 4.20) un Pôle Sud dans le Golfe de Guinée à la fin de l'Ordovicien. Un Pôle Silurien

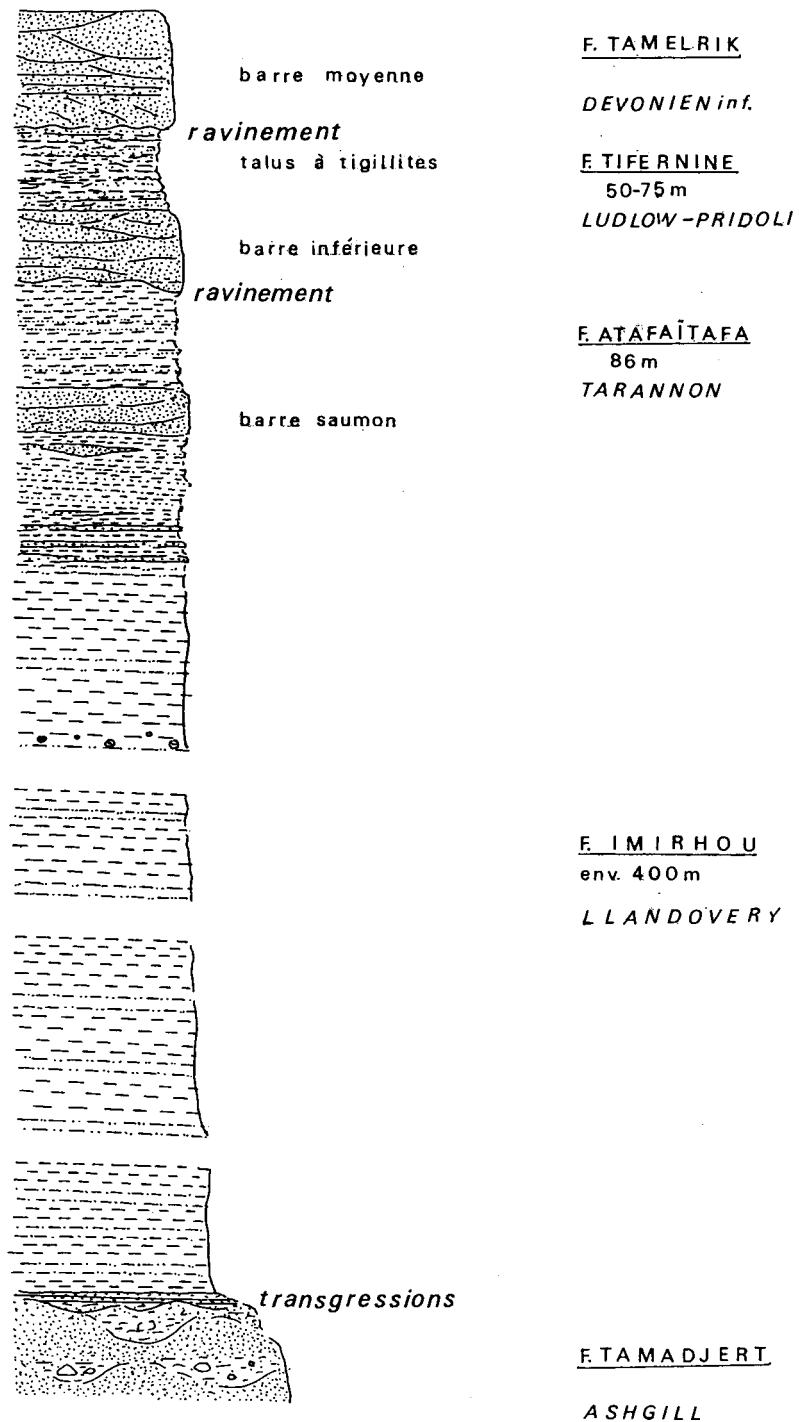


Fig. 5.4. - Schéma d'une coupe du Silurien des Ajjers dans l'oued Imirhou et l'oued Tekade, selon Bekkouche (1992); âges selon Legrand (1983). Dans l'Ouest des Tassilis N'Ajjers la Formation Atafaïtafa serait plus jeune : Wenlock-Ludlow. Les Grès des Tassilis Externes débutent avec la Barre Inférieure d'âge Silurien supérieur. Legrand (1983) situe (avec des réserves) la Formation Tifernine dans le Pridoli.

inférieur, vers 435 Ma, se situerait, d'après Van Houten et Hargraves (1987) à l'Ouest de la Patagonie. Mesuré sur un granitoïde de l'Air et donc moins sensible aux remagnétisations que les mesures faites sur sédiments, il peut être pris en considération. «*Le déplacement rapide vers le Nord du Gondwana pendant le Silurien, accompagné d'une transgression marine largement étendue, peut avoir progressivement fermé l'océan Paléozoïque en produisant l'assemblage de la Pangée*» (Van Houten et Hargraves, 1987). La régression à la fin du Silurien serait en relation avec la collision des plaques Armoricaïne, Baltique et Laurentienne (orogénèse calédonienne tardive). Gardons-nous cependant de schématiser car, nous fait remarquer Kazi-Tani (*in litt.*) «*Une collision plus importante (alpino-himalayenne) n'est responsable, d'après les calculs, que d'une chute eustatique mineure : moins d'une vingtaine de mètres. Par ailleurs le minimum eustatique de l'époque est dans le Praguien et non dans le Pridoli*».

Au Sahara, l'analyse, en affleurements et en subsurface, des stratigraphies dans les différentes régions par Legrand (1983, 1995, 1998), et fondées sur la macrofaune et en particulier les graptolites, permet des corrélations et fait apparaître le diachronisme de formations et les variations de faciès et d'épaisseur, notamment au voisinage d'accidents majeurs. Comme le rappelle Freulon (1964) «*c'est au Tassili N'Ajjers que le Silurien a été, pour la première fois, mis en évidence en Afrique. C'est en effet sur des échantillons recueillis par M. Foureau lors de sa grande mission transsaharienne ... le 18 Décembre 1898, que Munier-Chalmas devait reconnaître la présence de Graptolites déterminés ensuite, après la mort de ce dernier, par E. Haug comme des Climacograptus probablement gothlandiens*». Avant donc d'esquisser les variations des formations siluriennes à travers le Sahara, on prendra un exemple concret dans le secteur où ce système a été découvert (Dubois *et al.*, 1965; Bekkouche, 1992; Abdallah, 1995; mission SH, 2000).

2. LE SILURIEN SUR LA MARGE DES BOUCLERS TOUAREG ET TEBBOU

Dans les Ajjers les couches tendres, Silurien inférieur, qui déterminent la Dépression Intra-tassilienne, sont groupées dans la Formation Imirhou, du nom du grand oued qui draine la région. Elles se sont déposées pendant une période (10 à 15 Ma) de haut niveau marin. Les premiers sédiments qui moulent les inégalités de la surface des grès glaciaires de la Formation Tamadjert (Ashgill) sont des grès bien lités, épais de 1 à 2 m, déposés en milieu marin peu profond. Certains contiennent une forte proportion de grains RM et pourraient représenter l'étalement, sous l'eau, du sable de dunes littorales. D'autres grès montrent une majorité de grains EL. Quelques fossiles datent ces lits de l'Ashgill supérieur, et d'autres du Silurien. On observe plusieurs pulsions transgressives. Dans les grès s'intercalent des horizons ferrugineux, quartzeux et oolitiques, souvent bioturbés (pistes, tigillites) qui soulignent des débuts de transgressions.

Des argilites et des siltites, souvent micacées, constituent la plus grande partie de la Formation Imirhou. Quelques grès fins viennent s'y intercaler. Dans la partie supérieure apparaissent à certains niveaux des boules carbonatées de 5 à 30 cm de diamètre, réparties au hasard. Elles ne représentent pas des lits calcaires avortés mais sont dues à des phénomènes diagénétiques précoces dans le sédiment (Kazi-Tani, 2000). Dans la mer vivaient des graptolites (*Monograptus*, *Diplograptus*) et de petits bivalves. Ces couches se sont déposées au Llandovery (étude en cours par Boumendjel *et al.*).

Au sommet, les grès (Grès d'Ouret) prennent plus d'importance au sein des argiles. Ces couches, grano-croissantes, constituent la Formation d'Atafaïtafa. Selon Legrand (1981, 1983) elles se situent dans le Tarannon ainsi que dans le Wenlock aux Tassilis N'Ajjers occidentaux.

Les «Grès de Tifernine» d'âge Ludlow-Pridoli, les ravinent et sont surmontés par des siltites, des argiles et des grès sédimentés dans des chenaux d'estran et affectés d'une intense bioturbation. Ces couches forment la base des Grès Supérieurs qui débuteraient ici pendant la fin du Silurien.

Cette coupe est un point minuscule du Sahara central. Voyons ce qui s'est déposé tout autour dans les mers siluriennes et d'abord au Silurien inférieur, seul bien représenté dans la coupe des Ajjers.

2.1. Le Silurien inférieur (Llandovery, Tarannon, 435 à 430 Ma)

Comme nous l'avons vu au chapitre précédent on peut observer, dans la zone de passage de l'Ordovicien au Silurien, la succession de plusieurs phénomènes :

a. La fonte des glaciers qui provoque une remontée de la mer, une première transgression et la fossilisation des formes d'érosion et des dépôts glaciaires et périglaciaires de la Formation de Tamadjert (= Felar-Felar). C'est ce que remarquaient dès 1964 Dubois et Mazelet; c'est elle qui nous vaut aujourd'hui de pouvoir observer dans des conditions exceptionnelles les traces de la dernière glaciation ordovicienne. Ces couches sont couronnées par des grès à brachiopodes et lamellibranches de l'Ashgill terminal.

b. Une remontée isostatique de la région, soulagée de son poids de glaces. Les dépôts marginaux sont en partie remaniés en larges rides sinueuses. Chaque ride correspond à une ligne de rivage, marquant ainsi les étapes de la régression.

c. Une nouvelle transgression généralisée provoquée, soit par la fonte plus tardive de glaciers situés plus près du pôle, soit par l'arrêt de la remontée isostatique et la reprise du phénomène de subsidence de la plate-forme au Sahara central (subsidence thermique ?). *«Il y a une coïncidence nécessairement fortuite puisque les phénomènes relèvent de causes distinctes, entre le début d'une subsidence thermique au Sahara central à 438 Ma, et le début de la déglaciation de l'inlandsis ordovicien (435 Ma)»* (Kazi-Tani, in litt., 1999).

Legrand (1998) est beaucoup plus nuancé. Pour lui la sédimentation silurienne au Sahara *«début en fait dès l'Ordovicien terminal...»*. Elle est *«essentiellement argileuse mais les apports sableux y jouent un rôle important, en soulignant les principales étapes...»*. *«On peut distinguer deux domaines qui s'interpénètrent : un domaine septentrional où la mer semble progresser du Nord vers le Sud et un domaine méridional où ... la mer*

semble progresser du Sud vers le Nord et de l'Est vers l'Ouest. L'inlandsis ayant fondu avant l'extension de la mer silurienne nous ne pensons pas que les mouvements de celle-ci relèvent... d'un phénomène glacioeustatique majeur, contrairement à ce qui est ... admis ... Dans le Nord ils nous semblent ... relever de lents mouvements tectoniques (fermeture de l'océan Iapetus) ... des variations d'une calotte glaciaire réduite, très éloignée, en période interglaciaire... Dans le Sud s'ajoutent au début le rebond glaciaire puis une déformation semblant se propager comme une onde... Ainsi ce n'est pas un eustatisme général qui commande l'extension du domaine marin mais bien la combinaison de déformations épirogéniques et de flux sédimentaire».

Des argiles à fossiles marins se déposent donc. Elles s'accumulent d'abord dans les zones les plus subsidentes car la plate-forme n'est pas homogène mais formée de blocs distincts. *«La paléogéographie du Silurien inférieur pour ce qui est du Sahara algérien s'ordonne ainsi autour d'un bassin hoggarien (domaine méridional) (Legrand, 1989) fermé très tôt vers l'Est mais devant s'ouvrir au moins de façon intermittente vers l'Ouest ... et de deux dépressions ... l'une depuis les chaînes d'Ougarta jusqu'à l'Azzel Matti et l'autre ... sur les confins algéro-libyens»* (Legrand, 1998).

Selon Legrand (1995), les derniers dépôts glaciaires seraient représentés par la formation argilo-gréseuse d'In Abeggui. Ils sont surmontés, dans les Tassilis Ouan Ahaggar, par une formation d'argiles souvent silteuses (Formation Tedjert) transgressives sur un modelé glaciaire et qui contiennent des graptolites du Llandovery inférieur. Les uns sont connus ailleurs (*Dimorphograptus*, *Monograptidae*), d'autres ont été découverts dans la région (*Diplograptus africanus*, *Glyptograptus tariti*. Legrand, 1969). Ces secteurs seraient devenus subsidents très tôt après le départ des glaces. En d'autres points, dans le Mouydir par exemple, les premières couches conservées sont d'âge Llandovery moyen.

La composition de ces argiles est assez remarquable. Elles contiennent un pourcentage de kaolinite anormalement fort et inexplicable pour des sédiments déposés en mer (Beuf *et al.*, 1966). La proportion de feldspath détritique décroît du Sud vers le Nord comme on peut s'y attendre si l'on admet qu'ils viennent de l'érosion de roches

crystallines qui devaient affleurer dans le bouclier nigérian ou en Afrique centrale, et des granites qui se mettent en place dans l'Aïr vers 455-400 Ma. C'est l'inverse pour le bore fixé sur les minéraux argileux. Sa teneur est proportionnelle à celle du ClNa du milieu de sédimentation. A la base de la formation elle est très faible, de l'ordre de 60 à 120 ppm dans le bassin des Ajjers, et 12 ppm seulement dans le Tassili du Tafassasset au Sud-Est du bouclier Touareg. Ces teneurs impliquent un milieu d'eau peu salée, analogue à la Baltique actuelle (60 à 100 ppm dans le Golfe de Botnie). Dans l'Idjerane, au Nord-Ouest du bouclier Touareg, elle reste relativement basse jusque dans la zone de passage au Dévonien. Par contre, elle est normale (250 ppm) dans un horizon traversé en sondage près de Ouargla, au Sahara septentrional (Beuf *et al.*, 1966).

Où se trouvaient les rivages ? Des argiles à graptolites du Llandovery inférieur existent dans les Tassilis Ouan Ahaggar, au Sud du bouclier Touareg (Lessard, 1969). Mais Legrand (1995) insiste sur les variations de faciès Est-Ouest et Nord-Sud que l'on y observe. Par exemple le Llandovery inférieur à graptolites est inconnu à l'Ouest d'In Guezzam et on observe dans l'Est du bassin des faciès très littoraux. «*Si on en juge par les isopaques successives dressées par J. Claret et C. Tempère (1965) ...les rivages paléozoïques se positionnaient à l'interface entre le bassin du Tamesna et un paléo-Aïr.... la logique eustatique long-terme y est respectée*» (Kazi-Tani, *in litt.* 1999). On connaît aussi des argiles à graptolites du Llandovery inférieur sur les deux bords de la cuvette de Mourzouk (Plauchut et Faure, 1959).

Au Sud d'In Ezzan, aux confins de l'Algérie, du Niger et de la Libye, ces argiles reposent par l'intermédiaire d'un conglomérat sur 30 m de cendres, brèches volcaniques, tufs, lits de basalte et de grauwackes qui témoignent d'un volcanisme d'âge Ordovicien supérieur ou Silurien inférieur. Là, le Silurien est peu épais; parfois la partie supérieure manque, érodée avant ou au début du Dévonien. Les argiles sont souvent mêlées à des siltites et des grès fins. Ces roches sont riches en pistes (*Harlania*, *Cruziana*) et en lamellibranches. Dans l'Est du bassin de Mourzouk, elles peuvent reposer directement sur des granites (Jacqué, 1963, Massa, 1988). Vers le Sud-Est, on en retrouve à 1000 km de là, dans l'Ennedi. Mais on ne peut

situer de façon précise l'extension de la transgression à l'Ouest et à l'Est du Tibesti. Autrefois, le fait que le Silurien inférieur soit mieux représenté au Sud du Sahara qu'au Nord avait fait penser à une transgression venant du Sud. Nous savons maintenant que la véritable cause est à chercher dans les différences d'ampleur de la subsidence et un déplacement des aires en voie d'affaissement.

Legrand (1998) envisage deux zones déprimées Est-Ouest; l'une allant du bassin de Taoudenni à celui de Mourzouk, l'autre au Maghreb, séparées par une zone haute discontinue. Kazi-Tani (1998, inédit) écrit : «*On constate ainsi qu'à l'échelle du Sahara algérien les assises basales du Silurien disparaissent du sud vers le nord. Le phénomène s'observe symétriquement au sud du Hoggar vers le Niger. Mais il faut tempérer ce schéma de distribution car de nombreuses exceptions existent, par ex. dans le Rio de Oro et à l'ouest du bassin de Tindouf, dans certaines parties de l'Anti-Atlas et la majeure partie du Maroc, le Tafilalet etc. On avait pensé (Yapaudjian, 1972) que cette lacune partielle ou totale du Llandovery était due à un phénomène de progradation SE-NW depuis les Tassilis N'Ajjer vers l'Ougarta. Mais la présence de nombreuses contrées septentrionales, notamment marocaines où cette règle est mise en défaut ne permet pas de retenir cette explication. L'autre hypothèse (Legrand, 1998) consiste à envisager une zone E-W allongée depuis le Taoudeni jusqu'au bassin de Mourzouk, en affaissement, séparée d'une zone également en affaissement dans le Maghreb par une zone haute dont la culmination s'étale en largeur du N Gourara au Ben Zireg et en longueur du Béchar à la Djéffara. Une connection creuse du Tanézrouft au Touat et jusque dans l'Ougarta et le Maïder en rompt l'homogénéité. La longueur d'onde de la déformation d'ensemble est à l'échelle du millier de kilomètres ce qui ne permet pas d'envisager une explication isostatique post glaciaire. Du reste certaines zones affaissées au début du Silurien étaient sous surcharge glaciaire (Taoudeni-Hoggar) tandis que d'autres étaient restées à l'écart de l'inlandsis (Maghreb). Il reste donc l'explication d'une distension intra-plaque sans rapport avec les phénomènes glaciaires*». L'échelle de ces phénomènes incite donc à chercher la cause soit dans une distension intra-

plaque soit peut-être dans un dôme thermique d'origine profonde.

Les horizons carbonatés sont l'exception. On les trouve sous forme de nodules, de miches ou de petits bancs à différents niveaux du Silurien inférieur ou moyen. On peut penser que les lits calcaires que l'on trouve dans le premier niveau transgressif sont dus à la précipitation du CO_3Ca dissous dans les eaux froides venues des terres du Sud ou du Sud-Est, au contact des eaux marines plus tièdes de l'océan. C'est peut-être aussi le cas pour certains carbonates d'origine biochimique : dans le Llandovery inférieur du bord oriental du bassin de Mourzouk, au droit du horst de Mourizidié, on connaît des horizons assez continus de siltites carbonatées à orthocères, crinoïdes, *Cardiola*, bryozoaires, tentaculites etc., associés à des débris phosphatés. Pour Jacqué (1963), ces dépôts se seraient formés au large d'un rivage situé à l'Est. Massa (1988) pense que ce rivage devait suivre le bord du Tibesti. Il interprète les faciès carbonatés «comme des sédiments peu profonds, de faible énergie. La précipitation des carbonates pourrait être liée à un faciès marin d'eaux claires ... peu chargées en fractions argileuses. Latéralement on observe soit des calcaires dolomitiques, soit des argiles à Graptolites reposant directement sur des granites. Un banc décimétrique conglomératique ou bréchique composé d'éléments ignés ou métamorphiques, constitue une coupure nette entre socle et sédimentaire». Et l'auteur se pose la question : «Comment expliquer localement l'absence totale de Cambro-Ordovicien ?». La présence de Cambrien sur les flancs du môle de Mourizidié rend l'hypothèse d'une érosion anté-Silurien discutable. Massa en propose une autre : celle de la mise en place, juste avant le dépôt du Silurien inférieur, d'un pluton granitique de type «complexe annulaire» anorogénique, analogue à celui qui, plus au Nord, recoupe à l'emporte-pièce les grès du Cambrien (Klitzsch, 1966). Remarquons que ce magmatisme serait contemporain du volcanisme évoqué ci-dessus et de certains complexes annulaires de l'Air (Cahen *et al.*, 1984).

Au Nord du horst, dans le bassin du Dor El Goussa, Klitzsch, Lejal Nicol et Massa (1973) ont signalé, dans les argiles vertes et rouges du sommet de la formation, les plus anciennes plantes vasculaires siluriennes connues à ce jour. Il s'agit

de Psilophytes et de Lycophytes dont certaines, comme *Archaeosigillaria* et *Protolepidodendron*, sont les ancêtres des Sigillaires et Lépidodendrons du Carbonifère. L'analyse du flanc occidental de ce bassin, vers la frontière algéro-libyenne, apporte des éléments complémentaires. Le Llandovery inférieur y est représenté par la Formation Iyadhar, formée d'argiles silteuses ou hématitiques et de siltites riches en feldspath et en minéraux lourds résistants. Les intercalations de grès carbonatés y sont rares. Massa y distingue quatre zones de graptolites. La Formation Tannezuft qui lui succède en continuité, toujours marine et bien datée du Llandovery moyen (5 zones de graptolites), est transgressive au Nord sur l'Ordovicien. Elle est aussi plus riche en siltites.

Cette évolution s'accroît dans la Formation Acacus sus-jacente, où les grès fins dominent. Des courants venus du Sud amènent des grains de quartz mais aussi des minéraux venus d'un socle métamorphique. Ce sont des minéraux résistants comme le zircon, la tourmaline, le rutile, le staurotide, mais aussi des minéraux fragiles comme l'amphibole : «la présence de hornblende brune peu altérée donne à penser que des roches effusives peu éloignées ont été érodées. De telles roches doléritiques ont été cartographiées au Niger (Plauchut et Faure, 1959). Elles sont connues pour être intra-siluriennes» (Massa, 1988). Ces grès, qui admettent des intercalations d'oolite ferrugineuse, sont couverts de pistes (*Harlania*, *Cruziana* etc.) et ont livré en outre quelques mollusques et des fragments de trilobites et de Gigantostracés, déjà apparus dans les mers ordoviciennes. Ils auraient gagné les eaux saumâtres et douces au Silurien. Ceux du Fezzan (Depitout, 1962; Freulon, 1964) paraissent avoir vécu en milieu littoral. Ils atteignaient 0 m,50 à 0 m,65 de long, donc moins que les géants américains (2 m) qui vivaient dans des eaux plus chaudes. En allant vers le Nord les couches deviennent plus argileuses, moins épaisses et de faciès plus marin. A défaut de graptolites, ces quelques restes permettent quand même de les attribuer, selon Massa, «au Llandovery moyen élevé, peut être supérieur, pouvant même atteindre, pro parte, le Wenlock (?)».

C'est à ces formations du bassin de Mourzouk qu'implicitement ou non les auteurs (Berry et Boucot, 1973; Trompette, 1983; Deynoux *et al.*,

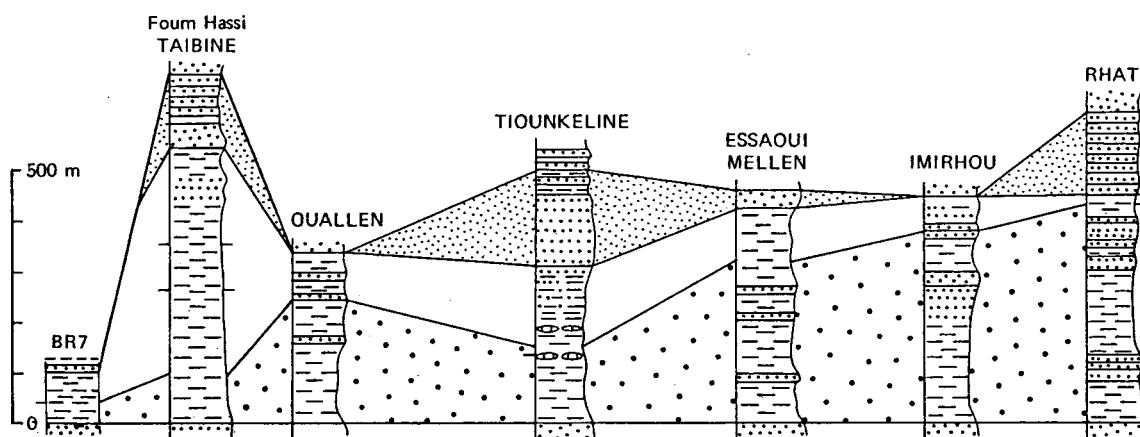


Fig. 5.5. - Evolution du Silurien moyen et supérieur au Nord du bouclier Touareg, d'après un document inédit de Amard (1970). La zone de gros points correspond au Llandovery ; celle à pointillé fin, à la «Zone de passage» entre Silurien et Dévonien. Horizon de référence inférieur : le toit de la formation glaciaire. Horizon de référence supérieur: base du Siegenien (Praguien).

1985) se réfèrent quand ils évoquent les dépôts siluriens du Borkou et de l'Ennedi, entre le Tibesti et la frontière du Soudan. La Formation de la Piste du Dohone comme la Formation de Bedo y sont assimilées à la Formation Tannezuft. Il est assez remarquable de constater que la première débute, comme c'était le cas au Nord du Tibesti, par un membre inférieur carbonaté, surmonté par des argiles à Monograptidés et qu'elle se termine par un membre gréseux : c'est la «trilogie typique d'un cycle eustatique équilibré» remarque Kazi-Tani (*in litt.*, 1999). Quant à la Formation de Goring, constituée de grès à *Harlania* et tigillites elle est assimilée à la formation Acacus. On note donc qu'à plus de 1000 km du bassin de Mourzouk et du horst de Mourzidié, on observe une évolution comparable : une transgression marine précoce, accompagnée du dépôt de quelques carbonates suivis par celui d'argiles à faune pélagique, puis de grès qui amorcent une régression, précoce elle aussi.

2.2. Le Silurien moyen et supérieur (Wenlock-Ludlow-Pridoli = 430 à 410 Ma env.)

Une régression se fait sentir vers la fin du Llandovery. Le Silurien moyen et supérieur est assez mal représenté sur le pourtour du bouclier Touareg. Au Nord et à l'Est de l'Ahaggar, la formation est mince et s'enrichit en sable. Dans les Ajjers par exemple, des bancs de grès à stratification entrecroisée viennent s'intercaler dans les argilites sableuses à tigillites, et indiquent une évolution vers des eaux peu profondes. Cet apport sableux serait plus précoce à l'Est qu'à l'Ouest. On a vu que dans le bassin de Mourzouk la formation gréseuse de l'Acacus qui surmonte en continuité les argiles à graptolites du Llandovery (Formation Tannezuft) était d'âge Llandovery moyen à supérieur et peut être Wenlock. La Formation des Grès du Tadrart qui la recouvre en discordance est d'âge Eodévonien (Massa et Jaeger, 1971).

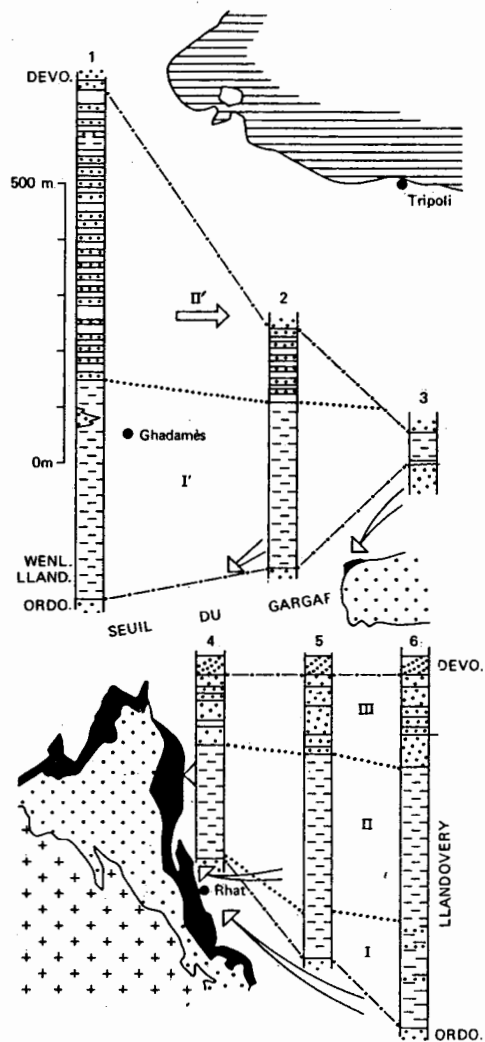


Fig. 5.6. - Le Silurien de Libye occidentale, d'après Massa et Jaeger (1971).

On notera l'opposition entre les successions des deux bassins de part et d'autre du seuil du Gargaf.

Bassin de Ghadamès-Berkine :

1. Coupe composite de sondages en Tripolitaine septentrionale.
2. Coupe composite de sondages en Tripolitaine méridionale.
3. Coupe d'Aouinet (=Awaynat) Ouenin. I' : Formation des argiles principales. II' : Formation des alternances grés-argileuses. Le Llandovery et le Wenlock sont très réduits.

Bassin de Mourzouk (flanc Ouest) :

4. Coupe de Serdeles Ouest.
5. Coupe de Rhat.
6. Coupe de l'oued Iyadhar. I: Formation des argiles d'Iyadhar. II: Formation des argiles Tannezuft. III: Formation des grès Acacus. Le Llandovery est très développé.

En noir sur la carte : le Silurien. Points: Cambro-Ordovicien. Croix : Précambrien.

A l'Ouest, dans l'Ahnet, le Silurien moyen et supérieur, fortement réduit, ne contient plus guère de grès. Entre ces deux secteurs, dans le bassin d'Illizi, au Djebel Idjerane et en quelques autres lieux, de petits niveaux calcaires, pétris d'orthocères, sont intercalés dans les argiles. Il ne s'agit plus là de précipitation chimique péri-glaciaire mais bien d'un sédiment d'origine biologique, déposé en eau moins froide, lors de brèves interruptions des apports argileux.

Au Sud, dans les Tassilis Ouan-Ahaggar, la chronologie est demeurée longtemps confuse. Une formation argilo-ferrugineuse, dite d'Efeimazerta (Claret et Tempère, 1965), vient s'intercaler entre la Formation de Tedjert et les grès grossiers ferrugineux d'Anou Izileg du Dévonien inférieur. Klitzsch *et al.* (1973) suggèrent que cette Formation d'Efeimazerta pourrait être équivalente de la partie supérieure de la Formation Acacus du bassin de Mourzouk. Des argilites, des grès, des dépôts ferrugineux, des conglomérats à galets de quartz, d'argile et parfois de roches volcaniques la composent. Ils représentent les dépôts corrélatifs d'une surface d'érosion plane, mis à part quelques reliefs résiduels (Beuf *et al.*, 1971). Des coulées de laves basiques y sont associées en bordure de l'Adrar des Iforas et de l'Aïr (Collin *et al.*, 1960). Elles pourraient être contemporaines du volcanisme Pré- ou Eo-Dévonien de l'Est du bouclier Touareg et du Djado. L'allure des sédiments, comme la rareté d'éléments comme Ca, Mg, Na, K, et la teneur variable en Si, Al, Fe, évoque un faciès continental de type sidérolithique tandis que la présence de feldspath, peu cohérente en apparence avec cette hypothèse, suggère une alimentation proche en matériel frais. La Formation Acacus est dépourvue de feldspath mais contient des amphiboles ! (Massa, 1988).

Bref ces faits encore dispersés portent à penser qu'après le Llandovery une nouvelle pulsation épirogénique se produit dans le Sud du bouclier Touareg, peut être aussi à l'Est et au Sud-Est, provoquant l'arrivée de sables fins et de fer dans la mer silurienne. Le climat a changé; il serait devenu plus chaud.

3. LE SILURIEN D'OUGARTA, DU MAROC ET DU SAHARA SEPTENTRIONAL

Les argiles et siltites à graptolites sont bien développées au Sahara septentrional. De nombreux sondages pétroliers les ont rencontrées sous une couverture de terrains méso-cénozoïques.

Contrairement à ce que nous avons vu au Sud, le Llandovery est là souvent mince ou mal représenté, voire absent; par contre les argiles du Ludlow peuvent être très épaisses. C'est dans le Silurien des Monts d'Ougarta qu'ont été levées les premières coupes qui ont servi de référence (Gomez Silva *et al.*, 1963; Massa *et al.*, 1965; Boumendjel, 1987).

3.1. Le Silurien de l'Ougarta

Au débouché du Foum Et Tlaïa où nous avons fait une coupe du Cambrien et de l'Ordovicien, les argiles siluriennes sont masquées par les cailloutis et le reg qui s'étend vers Zerhamra. Pour les observer, il faut aller 80 km au Sud, près du village d'Ougarta où nous avons déjà vu la coupe de l'Ordovicien terminal. Au-dessus des grès de l'Ashgill supérieur qui forment une crête isolée en avant du grand glacis ordovicien, s'étendent dans la plaine les argilites qui constituent la Formation de l'Oued Ali. On peut aisément en étudier la partie inférieure dans les foggaras du village, creusées en direction des grès. Ces argilites noires, à petits bancs gréseux, stériles dans les 4 ou 5 m de la base, sont, au-dessus, couvertes d'empreintes de graptolites et riches en matière organique et en sulfures. En surface elles se couvrent d'efflorescences blanches et jaunes, et contiennent de l'alun qui est parfois récolté pour le tannage des peaux ou comme médicament.

Selon Legrand (1985), la Formation de l'Oued Ali commencerait ici «*par une passée de grès ferrugineux à nodules ferrugineux, puis un banc de grès auquel succèdent des argiles versicolores et des grès grossiers argileux à Climacograptus sp. Viennent enfin des argiles noires à Climacograptus aff. rectangularis McCoy, Orthograptus aff. mutabilis Elles et Wood, P. (Metaclimacograptus) phrygonius Tornquist, Rastrites sp. d'âge Llandoveryen moyen*». Le Silurien basal n'a pas été

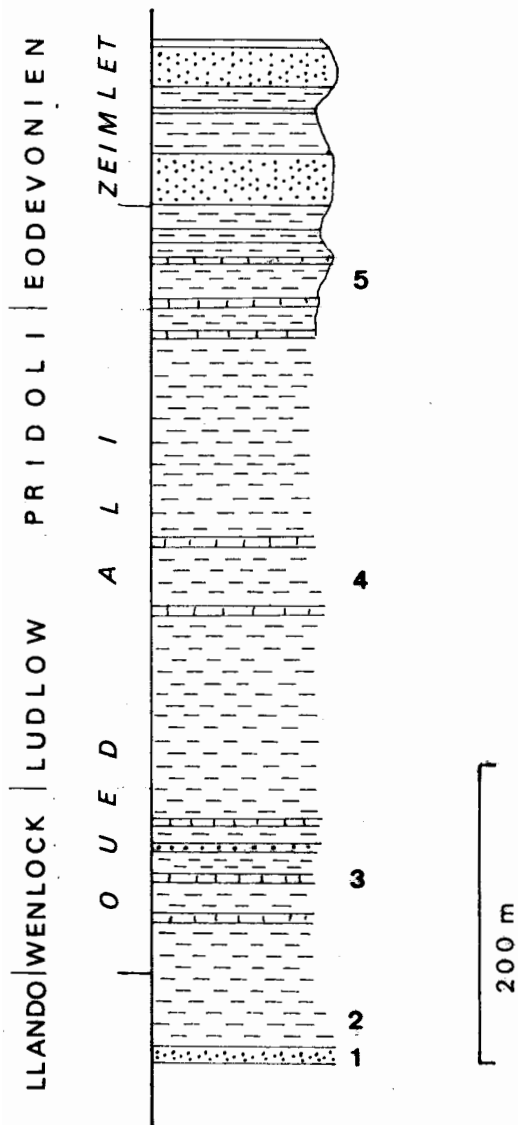


Fig. 5.7. - Colonne stratigraphique du Silurien d'Ougarta, d'après Massa *et al.* (1965) et Boumendjel (1987).

5: argilites et lits calcaires à *Scyphocrinites*. L'épaisseur des intercalations carbonatées est très exagérée.

4: argilites à rares lits carbonatés.

3: argilites à lits carbonatés, Wenlock.

2: argilites d'âge Llandovery moyen et supérieur (?).

1: grès du Ksar d'Ougarta; sommet daté de l'Ashgill terminal.

reconnu ici, soit qu'il ait été érodé, soit qu'il existe condensé et représenté par des lits ferrugineux, comme en Libye. Quarante mètres de couches représenteraient ici le Llandovery moyen, supérieur, et le Wenlock. Ces deux étages sont donc ici réduits stratigraphiquement. Mais ils le sont peut-être aussi par la tectonique. En effet, non loin du contact des Grès d'Ougarta sous-jacents, on note, dans les argilites, sur quelques mètres, une schistosité de fracture accompagnée d'un gaufrage des joints de stratification. Toutes les empreintes sont sérécitisées. Il est évident qu'un accident passe dans ce secteur. Il a tronqué des couches et facilité l'émergence des sources captées ici et dont l'eau provient des grès de l'Ordovicien.

Pour faire la suite de la coupe il faut aller 7 à 8 km au Nord, au bord de l'oued Ali. Là une flexure fait apparaître les grès du Djebel Serraf (sommet de l'Ordovicien). Les couches de transition que nous avons vues dans les foggaras d'Ougarta sont ici masquées par les alluvions, mais les géologues pétroliers ont creusé un grand nombre de trous pour atteindre la roche saine. Ces argilites de l'oued Ali sont ici épaisses de 500 à 600 m. Quelques minces bancs calcaires en rompent la monotonie. L'un d'eux a livré des orthocères, quelques petits trilobites (*Phacops*), des lamellibranches (*Cardiola*) caractéristiques du Silurien, des débris de poissons cuirassés (Massa *et al.*, 1965) et des graptolites, ici *Monograptus colonus* qui indique déjà la base du Ludlow. Ces argilites à lits et lentilles carbonatées s'étendent dans la plaine jusqu'au pied de petites collines formées par les grès de Zeimlet (Dévonien inférieur).

On distingue trois membres dans la Formation de l'oued Ali : un membre inférieur surtout argileux que Legrand (1981) attribue au Llandovery et au Wenlock; un membre moyen dont la base est soulignée par deux bancs de calcaire noir que le même auteur range dans le Ludlow et le Pridoli ; et un membre supérieur qui serait à cheval sur le Pridoli et le Lochkovien (Dévonien inférieur). Pour Boumendjel (1987), qui se fonde non plus sur les graptolites mais sur les Chitinozoaires, ces dernières couches seraient à placer dans le Lochkovien.

Vers la limite inférieure de ce dernier membre on peut trouver des groupes de grosses boules dégagées de leur gangue. Ce sont des

Scyphocrinites, un crinoïde dont les calices sont parfois bien conservés. Le plus important de ces horizons, une véritable encrinite, est un bon repère. Il signale au sur le terrain la proximité de la limite Silurien-Dévonien, marquée par l'apparition de *Monograptus uniformis*. Ce niveau à *Scyphocrinites* caractérise aussi des sédiments déposés en eau calme. Ces crinoïdes, ancrés sur le fond par leurs «lobolithes», sont des animaux fragiles dont les frêles calices n'auraient pu subsister en milieu agité. Des crinoïdes comparables vivent actuellement au large de la Nouvelle-Calédonie par 200 à 800 m de fond (Roux, 1990).

3.2. Extension vers le Djebel Hèche

Les premiers graptolites trouvés dans les argilites indiquent déjà le Llandovery supérieur ou Tarannon. Au-dessus la succession est semblable à celle de l'Ougarta. Les lits calcaires n'apparaissent qu'au Ludlow. La route de Béni-Abbès à Adrar en traverse deux bancs pétris d'orthocères à la hauteur du Djebel Hèche.

3.3. Maroc

Les premiers dépôts siluriens connus sont Llandovery inférieur, tant dans le Tafilalt que dans le Haut-Atlas, le Massif Hercynien Central et les Jebilet; le Silurien inférieur paraît cantonné dans quelques cuvettes. L'effacement des zones hautes, émergées, ou non subsidentes, ne sera effectif, à quelques exceptions près, qu'à la fin du Silurien inférieur (Tarannon) et terminé au Wenlock (Destombes *et al.*, 1959). Là encore le Silurien est représenté par des argilites à graptolites. Une synthèse en a été donnée par Hollard et Willefert (*in* Destombes *et al.*, 1985).

3.4. Bassin du Grand Erg Occidental

Vers Béchar, le Silurien devient beaucoup moins épais (Massa, *et al.*, 1965). Au Nord-Est de Béchar, dans la région de Ben Zireg, il est représenté par 240 m d'argilites à graptolites à la base, surmontées par une alternance d'argilites et de dolomie argileuse à radiolaires, ostracodes, lamellibranches (*cf* *Cardiola bohémica*), encrines,

orthocères et trilobites (Dalmanitidés). Au-dessus réapparaissent des argilites à graptolites contenant plusieurs bancs à *Scyphocrinites* et orthocères. Ces argiles s'enrichissent vers le haut en siltites; le sommet est rubéfié. Les premiers dépôts dateraient d'un niveau élevé du Wenlock; tout le reste se serait déposé pendant le Ludlow. Au Nord de Ben Zireg, dans le secteur de Teniet Ghenia, le Silurien est moins épais encore (110 m). Des lits de phtanite apparaissent. Ils sont ici au sommet de la formation, mais débutent plus tôt dans les affleurements plus septentrionaux. Ces phtanites, absentes du faciès saharien, sont caractéristiques d'un faciès maghrebin et corso-sarde du Silurien.

Les cartes paléogéographiques établies par Legrand (1981) montrent, pendant le Silurien inférieur et une partie du Silurien moyen, deux zones émergées L'une, à Béchar, orientée Nord-Ouest-Sud-Est et l'autre sous le grand Erg Occidental. Elles sont séparées «*par un couloir (Oued Namous et Oued Rharbi) où une sédimentation argileuse s'effectue depuis le Llandoveryen moyen. A l'Est et à l'Ouest de ce couloir les premiers niveaux du Silurien sont datés du Wenlockien supérieur avec une sédimentation argileuse. A partir du Ludlowien inférieur elle devient argilo-carbonatée. Elle se poursuit sans discontinuité au Gédinnien inférieur*» (Assès, 1987).

4. LE SILURIEN DU SAHARA OCCIDENTAL

Dans la synclise de Tindouf, le Silurien, comme le reste du Paléozoïque, est plus épais au Nord qu'au Sud. C'est le cas dans l'Anti-Atlas comme ce l'était dans l'Ougarta et au Sahara septentrional. Hollard en esquissait dès 1970, les grandes lignes en partant d'une coupe levée à Iriqui, à l'Est de Foug Zguid, vers 6°30'W. Le Silurien débute par un Llandovery déjà élevé, représenté par les grès en plaquettes de l'Azib Chebbi (20 m à 30 m). La transgression se fait sur un paléorelief post-glaciaire et se généralise au Llandovery supérieur. La sédimentation devient alors argileuse : 300 m d'argilites à graptolites, encore d'âge Llandovery supérieur, correspondent à l'extension maximale de la transgression.

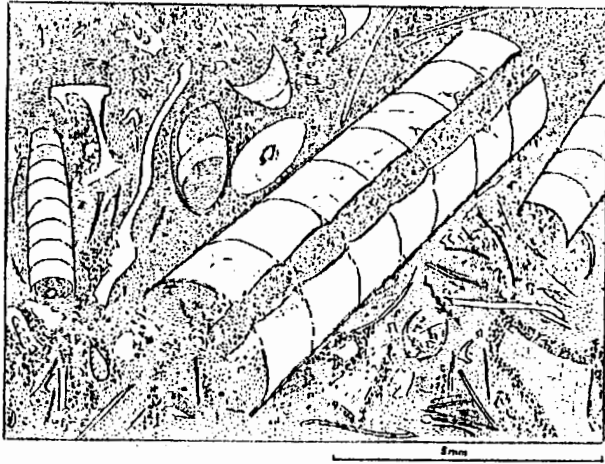


Fig. 5.8. - Calcaire à orthocères dans la partie supérieure des argilites de l'Oued Ali, à Fegaguira (Timimoun). Dans un calcaire argileux à texture fine, on observe des sections longitudinales, obliques ou transversales d'orthocones brisés, de coquilles diverses et quelques débris d'encrines (d'après une photographie de Sacal, 1963).

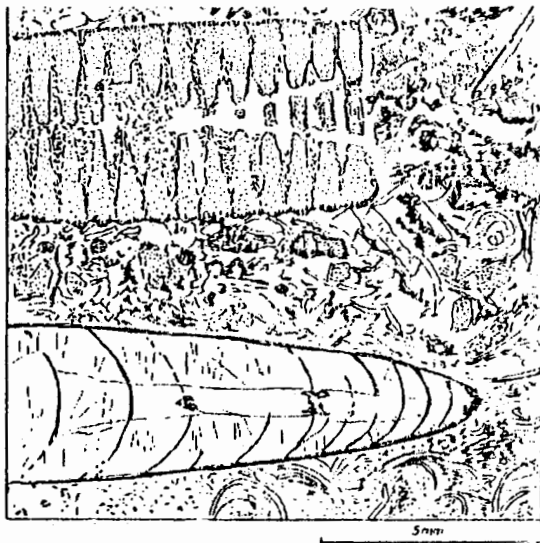


Fig. 5.9. - Calcaire bioclastique à encrines et orthocères. Partie supérieure des argilites de l'Oued Ali à Fegaguira (d'après une photographie de Sacal, 1963).

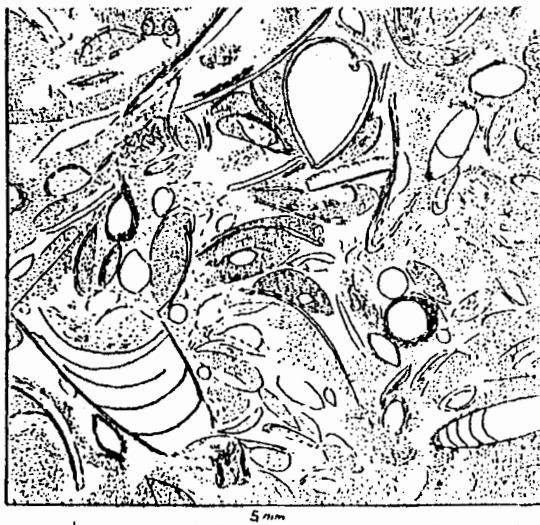


Fig. 5.10. - Calcaire microdétritique à petits brachiopodes, ostracodes et orthocères. Formation des argilites de l'Oued Ali à Taouz (Tafilalt). Les fossiles sont soit entiers, soit brisés, ou les valves séparées. Certains ont été remplis de boue calcaire au moment de la sédimentation. D'autres, demeurés vides, ont été remplis ensuite de calcite claire. La matrice est micritique. D'après une photo de Sacal (1963).

L'apparition de grès fins, de nodules puis de bancs calcaires dans les argilites caractérise un troisième terme, épais de 600 m, d'âge Wenlock-Ludlow inférieur. Avec l'apparition des faciès carbonatés la faune se diversifie : orthocères, trilobites, brachiopodes, lamellibranches, dont *Cardiola interrupta*. Le Silurien se termine par 200 m d'argilites entrecoupées de lits gréseux, carbonatés ou non, à *Scyphocrinites*. Les graptolites indiquent le Ludlow supérieur.

Vers l'Est la puissance du Silurien décroît : de 500 m dans le Maïder, à environ 150 km de là, elle n'est plus que de 150 m à l'Est d'Erfoud, environ 100 km plus loin. Il en est de même vers le Sud-Ouest, dans le Zemmour, et vers le Sud. Les sondages dans le Sud de la synclise ont traversé le Silurien et le Cambro-Ordovicien le plus souvent très réduits.

Legrand, prenant comme type la coupe de la Gara Kaddour, au Sud de Tindouf, entre Djebilet et Aouinet Legrâa, déjà décrite par Gevin (1960), distingue, dans la formation de ce nom, épaisse d'une vingtaine de mètres, deux membres (Fig. 5.12). Un membre inférieur (niveaux 3 à 7) a livré à la base *Monograptus priodon*, *M. tindoufi* n. sp, dont l'âge serait Wenlock. L'horizon 7 à petits galets d'argile et de phosphate contient *M. priodon f. lata*, des trilobites, des orthocères, des brachiopodes et des ostracodes. Le membre supérieur, argilo-silteux, se termine par des siltites beiges et un calcaire bleu violacé en petites plaquettes.

Plus au Sud encore, au delà de la Dorsale Regueibat, dans le bassin de Taoudenni, au Mali mais surtout dans l'Adrar mauritanien, on retrouve un Silurien de faciès et d'épaisseur comparables. Au Mali, des argilites à graptolites du Silurien ont été découvertes par Monod près de la frontière mauritanienne, à Tinioulig (Villemur, 1967) - Mejahouda. Elles seraient d'âge Wenlock ou Llandovery (Marchand *et al.*, 1972). Mais on n'a retrouvé ces argilites ni au Nord de Taoudenni (Trhaza), ni à l'Est (In Dagouber) : par non-dépôt ? ou par érosion au Dévonien inférieur ? Par contre, 350 km au Sud-Est le sondage d'Atouila, foré par Esso en 1985, a rencontré, entre un Dévonien moyen (?) et les grès de l'Ordovicien terminal, 20 à 30 m argilo-gréseux noirs à brachiopodes, mais sans graptolites. Ces couches représenteraient un Silurien benthique peu épais. L'étude des

acritarches suggère cependant un Silurien plus épais. Dans le Nord-Ouest du Tanezrouft, en Algérie, le sondage R 51 de l'EREM (recherche minière) s'est arrêté, sous les grès mésozoïques, dans des argilites noires à petits brachiopodes et graptolites. Etant donné la position de ces trois indices, intermédiaires entre le Sahara central et l'Adrar mauritanien, il serait très souhaitable que leur faune de graptolites puisse être comparée à celle du Sahara algérien (Legrand, 1981, 1998). En Mauritanie, dans le «Groupe de l'oued Chig», épais au maximum d'une centaine de mètres, Trompette (1973) distingue trois membres, datés du Llandovery au Ludlow. Des lits de phosphate, d'oolite ferrugineuse et d'ocres viennent s'intercaler dans le membre supérieur.

5. BASSIN DE GHADAMES-BERKINE

Sur les confins Algérie-Libye-Tunisie on retrouve un schéma comparable, à ceci près qu'en Libye les faciès septentrionaux sont séparés des faciès méridionaux par le seuil du Gargaf (Fig. 5.6). Dans le bassin de Mourzouk, au Sud, le Silurien inférieur est bien développé et le Ludlow est gréseux et réduit. Ceci provient en partie de ce que son sommet est tronqué par érosion sous le Dévonien inférieur. Le seuil a donc émergé vers la limite Silurien-Dévonien. Dans le bassin de Ghadamès-Berkine et le Sud-Tunisien, au-dessus des argilites du Llandovery-Wenlock, des siltites micacées et des argilites alternant avec des grès fins correspondent au Ludlow inférieur. Ils sont riches en fossiles marins, mais aussi en spores terrestres. L'analyse des faciès (Assès, 1987) dans les carottes de sondages suggère en effet des apports depuis une terre émergée qui pourrait se trouver au Sud-Est, «*mais bien plus au sud que celle imaginée dans sa reconstitution. L'Air émergé pourrait bien fournir les détritiques*» (Kazi-Tani, *in litt.*). Les principaux niveaux carbonatés se trouvent dans le Wenlock. Le Ludlow est dilaté par rapport au reste du Silurien : dans le Sud Tunisien, Llandovery + Wenlock représentent 140 m à 150 m de couches tandis que le Ludlow inférieur et moyen dépasse 900 m. C'est une proportion analogue à celle de l'Ougarta. Le

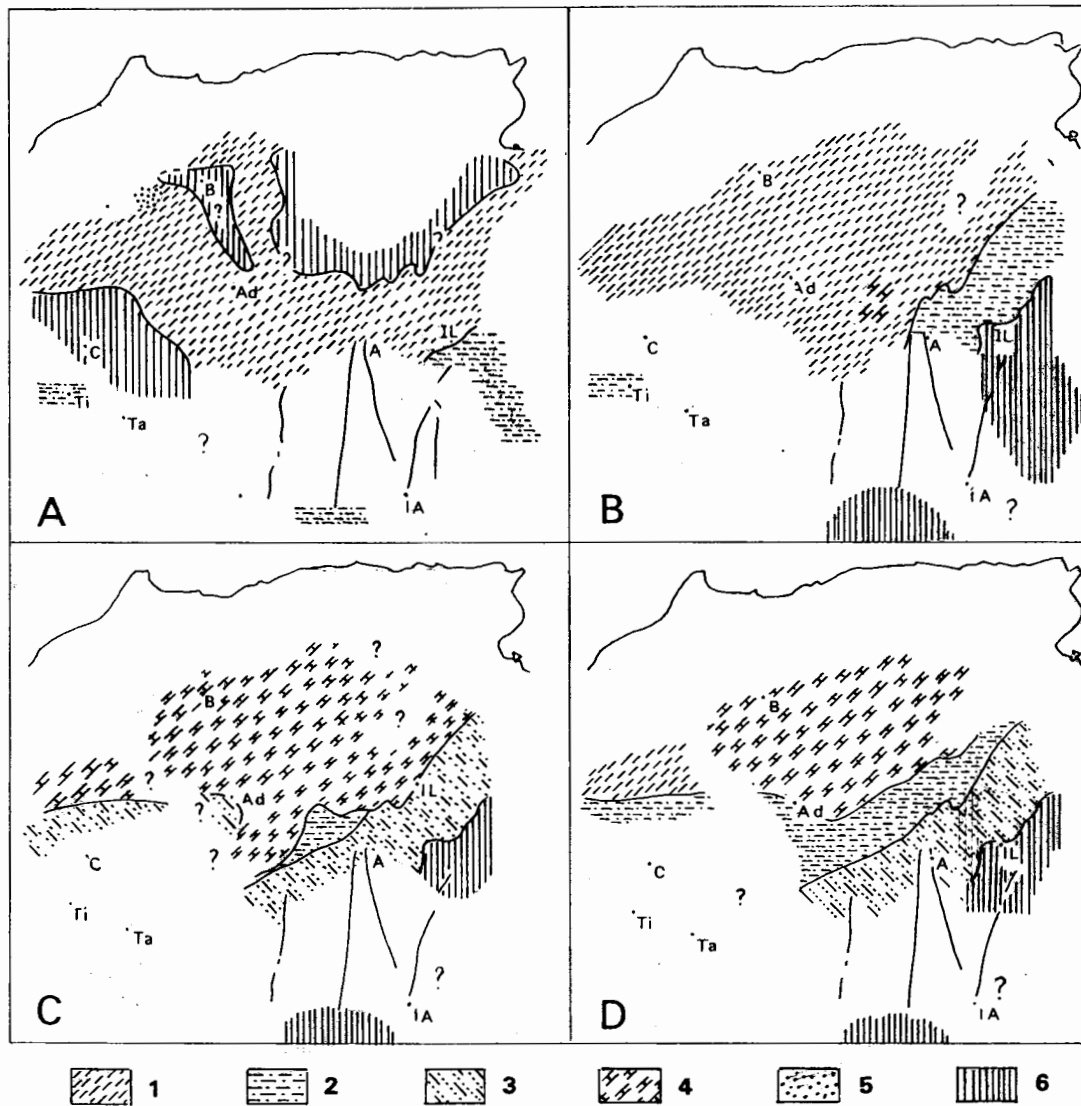


Fig. 5.11. - Sédimentation silurienne au Sahara central et occidental, d'après Legrand (1981) simplifié.

A: Llandovery moyen et supérieur.

B: Wenlock supérieur.

C: Ludlow inférieur.

D: Pridoli.

1: sédimentation argileuse. 2: sédimentation argileuse puis argilo-sableuse. 3: sédimentation sablo-argileuse.

4: sédimentation argilo-calcaire et calcaréo-argileuse. 5: sédimentation sableuse. 6: absence de dépôt au

Llandovery ou érosion antérieure au Wenlock. Ad: Adrar. A: Amguid. B: Béchar. C: Chegga. IA: In Azaoua.

IL: Illizi. Ta: Taoudenni. Ti: Tinioulig (ajouté au schéma de Legrand).

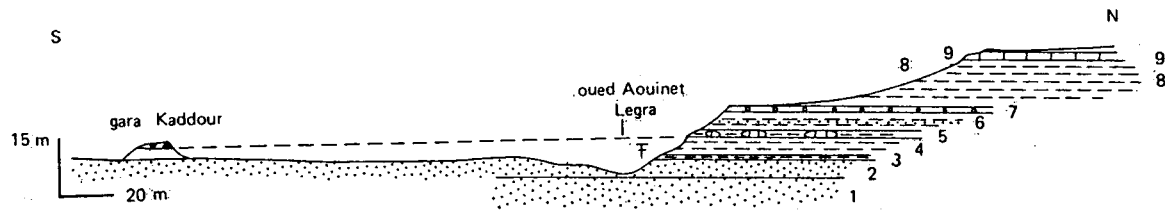


Fig. 5.12. - Le Silurien du flanc Sud de la synclise de Tindouf. Coupe de la gara Kaddour (Gevin, 1960 et Legrand, 1969).

- 1-2: grès ordovicien.
- 3: argilites, siltites et grès ferrugineux à moules internes de fossiles.
- 4: argilites grises et violettes.
- 5: argilites gréseuses à miches carbonatées.
- 6: argilites lie-de-vin à lits gréseux.
- 7: microconglomérats à miches calcaires (encrines, trilobites).
- 8: argilites et siltites.
- 9: calcaire à encrines, trilobites et gastéropodes.

NB. Les numéros sont ceux de la coupe de Gevin (1960, p. 87).

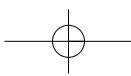
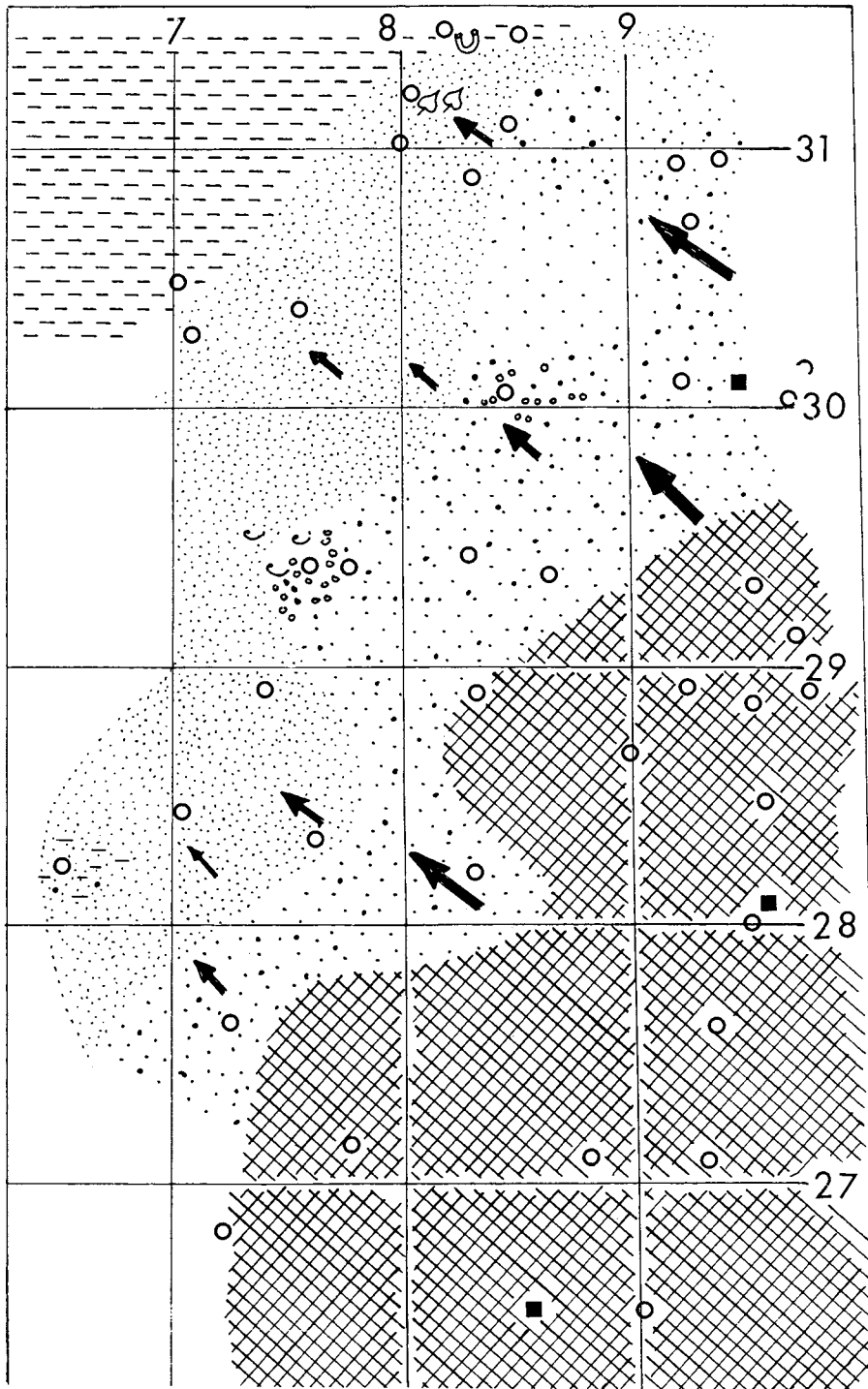
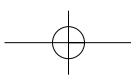
second contient quelques bancs de calcaires coquillers à orthocères, encrines (*Scyphocrinites*), graptolites, Gigantotraccés etc. On y a signalé des roches volcaniques : 50 m de dolérite dans le sondage SN1 du Sud Tunisien : s'agit-il d'une coulée contemporaine ou d'un sill qui pourrait être aussi bien Dévonien inférieur que Jurassique ?

L'évolution, constatée au Sahara septentrional, d'une sédimentation d'abord condensée au Wenlock, suivie de l'accumulation rapide de matériel détritique fin, argileux et silteux, se retrouve jusqu'en bordure de la Méditerranée (Assès, 1987). Mais là, les nappes sableuses et les argiles font place à des dépôts condensés siliceux pendant le Wenlock (phtanites à Tifrit, en Oranie). Ces différences n'excluent pas des similitudes : on retrouve en Kabylie les *Scyphocrinites* au même niveau qu'au Sahara (Legrand, 1981)

6. BILAN ET QUESTIONS

Le dépôt des argiles siluriennes succède à la fonte de la calotte glaciaire qui, à la fin de l'Ordovicien, s'était avancée sur le Sahara central et occidental. Cet inlandsis a-t-il persisté plus

longtemps en Afrique centrale ? Pendant combien de temps la mer qui baignait le Sahara demeura-t-elle une mer froide, périglaciaire et à quel moment se réchauffa-t-elle ? Les avis sont partagés sur ce point, faute de données suffisantes. Certains pensent, au vu des altérations observées en Mauritanie, que la mer était chaude, au moins au Silurien moyen et supérieur. D'autres suggèrent que quelques glaciers ont pu subsister pendant le Llandovery, voire le début du Wenlock. La présence de kaolinite en quantité notable dans les argiles siluriennes (jusqu'à 70% et 80%) a parfois été interprétée comme la preuve d'un climat froid. Ces argiles dérivent sans doute de la farine glaciaire, des roches du vieux socle précambrien écrasées sous les inlandsis de l'Ordovicien terminal, en particulier sur ses marges, et stockées sur le continent puis amenées ensuite à la mer au cours du Silurien. Mais sous quel climat s'est faite l'altération du feldspath en kaolinite (Millot, 1964) ? La composition isotopique de l'oxygène de différents horizons carbonatés, par exemple des calcaires à orthocères ou brachiopodes, pourrait donner des indications sur la température des mers qui baignaient le Sahara. On parle toujours des «Argiles à Graptolites», et le problème dépasse le



Sahara ! On a vu que les silts et les sables fins étaient présents. Or il ne s'agit pas de matériel frais arraché à des terres émergées plus ou moins proches. On peut se demander s'ils ne proviennent pas du remaniement de stocks déjà déposés sur le rivage ou sous la mer par des courants, ou encore de matériel apporté par les fleuves ou les vents d'hiver depuis le centre du Gondwana.

La faune s'apparente, suivant les lieux et les moments, à la famille Malvino-Caffre, caractéristiques d'eaux froides, ou aux faunes d'eaux plus tempérées du domaine «Nord Silurien». Par ailleurs, pour Berry et Boucot (1972), les graptolites, pourtant pélagiques, auraient pu être influencées par la profondeur ou le confinement. Le groupe de *Monograptus priodon* par exemple, abondant dans le Sud (à proximité de l'actuel bouclier Touareg), indiquerait une profondeur plus faible, un milieu plus proche du rivage, que les faunes diversifiées du Sahara septentrional et du Maroc.

L'abondance de la matière organique conservée dans les sédiments fait du Silurien un «black shale» typique, et la principale roche-mère du pétrole saharien comme l'avait pressenti Kilian (1957). Certains de ses niveaux ont aussi constitué des pièges pour des métaux, comme le molybdène ou l'uranium. Le premier peut atteindre, dans le Silurien inférieur, des concentrations de 200 ppm à 300 ppm. Le second fournit, à la limite Llandovery-Wenlock, un bon repère pour les diagraphies. Ces métaux proviennent sans doute du remaniement de granites tardifs comme on en connaît dans le bouclier Touareg ou le bouclier Regueibat.

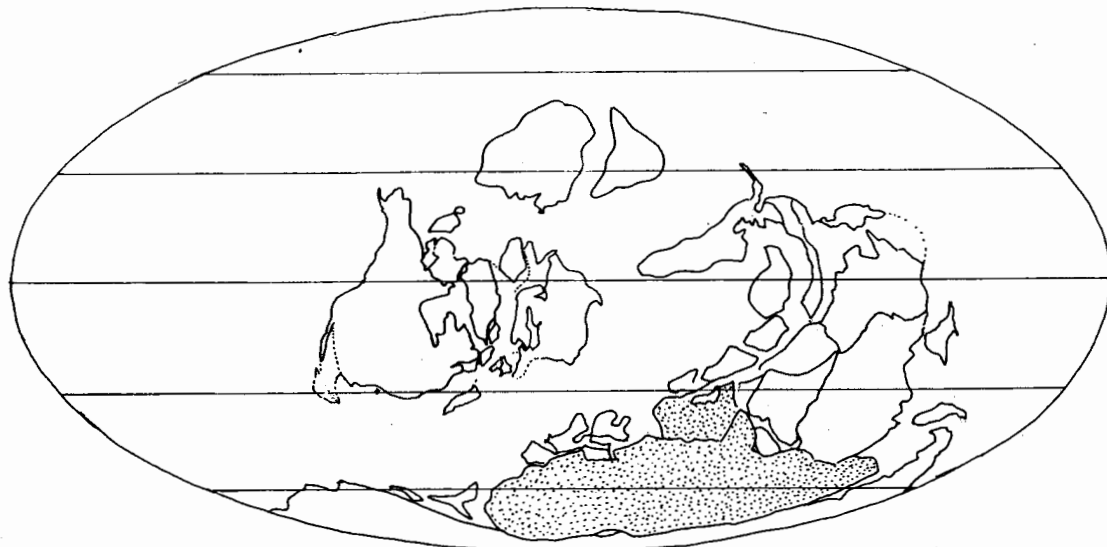
Les variations d'épaisseur et le déplacement des aires épirogéniques ou subsidentes posent d'autres problèmes. Certes le Silurien est dans le Monde une période d'eustatisme positif. C'est aussi une période de climats peu contrastés à la surface de la Terre. Toutefois les cartes de faciès montrent que la sédimentation silurienne évolue dans l'espace du Sud au Nord, d'Est en Ouest, comme aussi au cours du temps, du Llandovery au Pridoli. Elle est donc déterminée, au Sahara, non seulement par les événements eustatiques mondiaux, mais aussi par des facteurs régionaux. Les premiers dépôts datés (Llandovery inférieur, 435-438 Ma) se trouvent selon Legrand (1981) dans le Tafilalt, c'est-à-dire le Sud marocain instable, dans les Tassilis du

Nord-Ouest (Tassili de Tarit), du Nord-Est (Tassilis N'Ajjers oriental) et du Sud (Tassili Ouan Ahaggar). Pour Yapaudjian (1972), cela pourrait s'interpréter par une progradation Sud-Nord. Au Sud, dans les Tassilis Ouan-Ahaggar, la sédimentation argileuse puis argilo-sableuse fait place, au Llandovery supérieur et au Wenlock inférieur à une sédimentation sableuse. On voit apparaître des sédiments littoraux, voire même lagunaires. Au Nord, par contre, s'accumulent des sédiments marins. Legrand a qualifié cette évolution de «bascullement saharien» (1970). La dalle saharienne lentement se déforme, une attitude qui va s'exagérer au Dévonien. Des sables fins et des argiles se déposent en amont tandis qu'une partie du plus fin, des argiles, continue son chemin plus loin vers l'océan. Des lits calcaires vont s'y intercaler à la fin du Wenlock (vers 425 Ma) mais surtout au Ludlow et au Pridoli (vers 420-410 Ma). Une fois de plus, c'est dans le Sud-Tunisien, l'Ougarta et le flanc septentrional de la synclise de Tindouf, c'est-à-dire à proximité des marges des cratons, que l'on observe les épaisseurs les plus grandes. C'est aussi, notons-le, une période où se produirait une évolution des roches en relation avec une anomalie du flux de chaleur. D'après Kaplan et Faure (1967) les argiles d'El Gassi, d'âge Tremadoc (vers 490 Ma), accusent des âges de 420 Ma à 430 Ma; Allègre et Caby (1971) ont cité 420 Ma dans le bouclier Touareg. Mais, pour être recevables, ces chiffres obtenus avec des techniques dépassées doivent être confirmés par de nouvelles mesures. Or le sujet vaut qu'on s'y attache car dans l'Aïr (Sud-Est du bouclier Touareg), Cahen *et al.* (1984) font état de mesures en Rb-Sr sur des granites qui ont donné des âges siluriens mais aussi ordoviciens : l'Adrar Bous (420 ± 4 Ma, 487 ± 5 Ma), l'Adrar Tamgak (431 ± 7 Ma, mais aussi 460 ± 12 Ma), l'Iksou (421 ± 15 Ma). Ils indiquent aussi l'âge en K-Ar de biotites du granite de Guissat (422 ± 10 Ma). La question se pose donc d'une relation possible entre diagenèse au Nord, épirogenèse et magmatisme intracratonique au Sud.

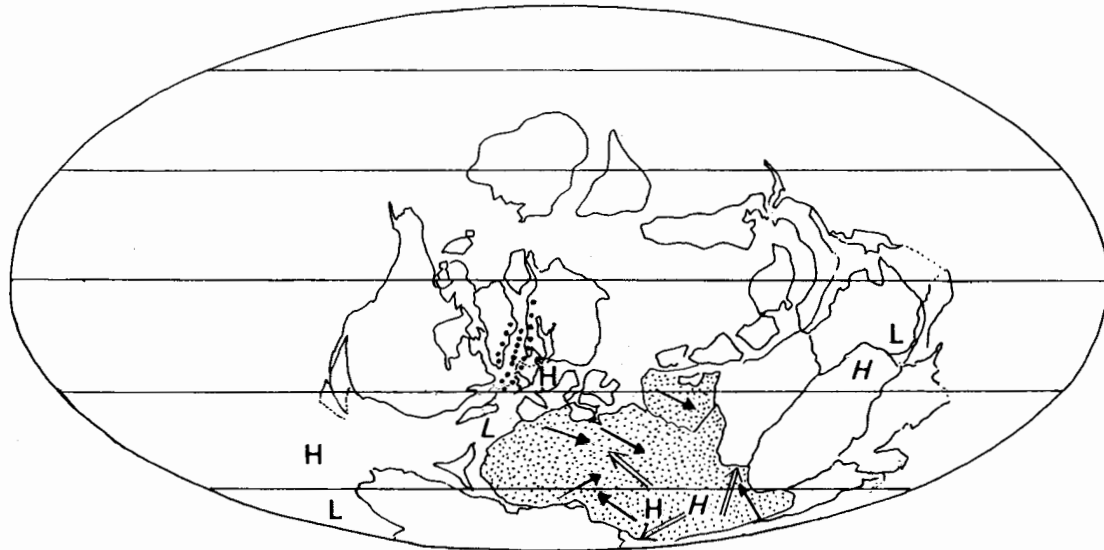
Enfin, si le Silurien apparaît comme une période de calme orogénique longue de 25 à 30 Ma, la trace de l'héritage de zones plus fragiles du socle précambrien se manifeste encore discrètement dans l'ancien domaine pan-africain, depuis la suture avec le Craton ouest-africain vers le

méridien zéro, jusqu'aux zones mobiles sub-méridiennes du Tihemboka, du Tafassasset ou de l'Aïr. A l'Est comme à l'Ouest, vers la Libye comme vers le Mali, des zones paraissent plus stables, plus fréquemment émergées, comme si, au Sud-Est du Sahara algérien et du Tibesti existait un domaine stable, comparable, *mutatis mutandis*, au craton ouest-africain. On a opposé, en commençant, les variations eustatiques mondiales aux phénomènes orogéniques discrets de la dalle saharienne. Certes, il n'est pas question de chercher dans ces derniers un écho direct de déformations orogéniques qui se seraient produits en marge. Mais on peut penser qu'ils sont en relation avec le déplacement de la plaque et aux contraintes subies alors par celle-ci, et remarquer que sur la côte orientale de l'Amérique du Nord, de l'autre côté de l'océan en train de se fermer, le début et la fin du Silurien voient se produire des coulissements et

des chevauchement de «terrane» (Lafrance et Williams, 1992). Vers la limite Silurien-Dévonien, la dalle saharienne se gauchit dans le Sahara méridional, et un réseau de fleuves s'installe, érodant la couverture et charriant des sables. On entre dans le second grand épisode détritique du Paléozoïque saharien : le Dévonien inférieur. Des bombements se produisent au Nord comme au Sud. On note alors aussi des remontées de roches volcaniques dans le Sud, de l'Adrar des Iforas au Tibesti. Transition graduelle comme au Sahara central algérien, ou passage rapide d'une province à l'autre comme sur la frontière algéro-libyenne : la couverture silurienne apparaît ainsi comme un vêtement deux pièces, dans les mêmes tons : la jupe du Silurien inférieur à laquelle fait suite et que recouvre en partie la veste du Silurien supérieur.

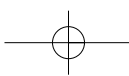


SILURIEN SUP.



DEVONIEN INF.

Fig. 6.1. - Position des masses continentales au Silurien supérieur (Ludlow) et au Dévonien inférieur d'après Scotese et McKerrow (1990), dans l'hypothèse de la fermeture du Iapetus (le Proto-Atlantique) au cours du Paléozoïque inférieur. L'Afrique et l'Arabie sont soulignées en pointillé. Dans la carte du Dévonien inférieur, on a indiqué les zones climatiques de hautes pressions (H) et de basses pressions (L) et quelques directions de vents dominants : caractères droits et flèches pleines pour l'été (austral), caractères italiques et flèches vides pour les pressions et les vents d'hiver (austral), en partie d'après Parrish (1982). Ce schéma n'est évidemment pas valable avec le chemin du pôle défini par Tait *et al.* (2000). Les gros points, aux confins Europe - Groënland, situent la chaîne calédonienne.



Chapitre 6. - Le Dévonien

Jean Fabre, Nacereddine Kazi-Tani et Alexis Moussine-Pouchkine

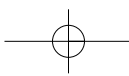


Tableau 1. - Subdivisions du Dévonien d'après les travaux du Comité international de Stratigraphie, 1979-1989. Les premiers âges radiométriques cités sont ceux de GS et Ch. Odin (1994), sauf pour la base du Praguien, les seconds ceux de Gradstein et Ogg (1996).

- 360 Ma ou 354 Ma :

STRUNIEN ou Zone d'Etroeungt, Ardenne belge. Autrefois considéré comme zone de passage au Carbonifère; aujourd'hui comme partie terminale du Famennien. Le stratotype se trouve dans la Montagne Noire, à La Serre (France.)

FAMENNIEN. Le nom vient des «schistes de la Famenne» (Ardennes). La base choisie est une zone à conodontes (*Palmatolepis triangularis*). Le passage Frasnien - Famennien est une période d'extinction d'espèces. Nouveau stratotype proposé dans la Montagne Noire (France). Cet étage voit l'apparition et la disparition des Clyménies.

- 365 Ma ou 364 Ma :

FRASNIEN. L'assise des Calcaires de Frasnes en Belgique est le type traditionnel de cet étage. Les limites, inférieure et supérieure, ont été définies dans la Montagne Noire.

- 375 Ma ou 370 Ma :

GIVETIEN. Le type en est les Calcaires de Givet, dans la vallée de la Meuse, à la frontière Belgique - France. Le stratotype de la limite inférieure a été défini dans le Tafilalt.

- 380 Ma :

EIFELIEN. La base en est définie à la fois dans l'Eifel, en Allemagne, par une zone de conodontes, et en Bohême, près de Prague, pour les faciès pélagiques. Le terme de Couvinien n'est plus utilisé; cet étage débutait un peu plus tôt.

- 385 Ma ou 391 Ma :

EMSIEN. Le stratotype originel a été pris dans le Massif Rhénan. La base est définie par une zone de Conodontes (*Polygnathus dehiscens*) dans une coupe de l'Ouzbekistan. Le début de cet étage voit la disparition des graptolites et l'apparition des goniatites.

- 390 Ma ou 400 Ma :

PRAGUIEN. La base est définie par la première apparition d'un conodonte (*Eognathodus sulcatus présulcatus*) dans une coupe au Sud-Ouest de Prague, en Bohême. Il correspond à peu près à l'ancien étage Siegenien. Le Coblencien des anciens auteurs groupait Siegenien + Emsien.

- 412 Ma :

LOCHKOVIEN. Le type se trouve en Bohême. Cet étage correspond au Gédinnien + Siegenien inférieur de l'ancienne nomenclature.

- 410 Ma ou 417 Ma :

Limite SILURIEN- DEVONIEN : première apparition de *Monograptus uniformis*

Les Tassilis Externes et les fossiles de l'Ougarta : deux images d'une histoire en deux actes, sur deux domaines. Les 20 premiers millions d'années rappellent l'Ordovicien : des sables au Sud, étalés sur des plaines ou près de rivages, et l'Océan au Nord, où se mélangent différentes faunes. De l'Emsien à l'Eifélien, la mer s'étale jusqu'au Sud du Sahara et y reste 30 Ma. Un transect, de l'Ougarta et l'Anti-Atlas jusqu'au delà du Bouclier Touareg, complété par des aperçus vers la Libye et la Mauritanie, montrent comment les faciès révèlent la persistance de structures méridiennes anciennes et que de nouvelles apparaissent. Au Famennien, des sables arrivent en masse tandis que des sillons se creusent au Nord-Ouest, prémonitoires des tectogénèses varisques du Carbonifère maghrébin. Des magasins pétroliers et des minerais de fer sont aussi des traits importants du Dévonien saharien.

1. INTRODUCTION

Au Nord, à l'Est et au Sud du bouclier Touareg, au-delà de la dépression intratassilienne, les Grès des Tassilis Externes et les formations argilo-calcaires et argilo-gréseuses qui les surmontent représentent le système dévonien. Le nom vient de la province de Devon, dans le Sud-Ouest de l'Angleterre. Mais le type a été mal choisi à l'époque, car les couches y sont déformées et plus ou moins métamorphiques. Aussi, les coupes de référence des étages ont-elles été prises dans des sédiments marins aux confins de l'Allemagne, de la Belgique et de la France, dans les Ardennes et le Massif Rhénan. Par la suite, d'autres étages ont été définis en Bohême (rép. Tchèque), dans la Montagne Noire (France) et dans le Tafilalt (Belka *et al.*, 1999; Bultinck et Walliser, 2000; Feist et Orth, 2000).

La découverte du Dévonien au Sahara est fort ancienne. Elle serait due à Overweg, compagnon de Barth dans son périple de 1850, de Tripoli à Tombouctou et au Tchad. Il signale son existence en Libye. Quelques années plus tard, Bou Derba découvrait des *Spirifers* dans des grès de la région d'Illizi.

Au Dévonien inférieur se produit la collision qui donne naissance à la chaîne calédonienne en Grande Bretagne, en Scandinavie et sur la côte orientale du Groënland. Les molasses de cette chaîne sont représentées par les Old Red Sandstones (O.R.S.) ou Vieux Grès Rouges qui, au début de la géologie, ont été le **type** du Dévonien (comme les Nouveaux Grès Rouges le seront du Permien). La collision sera plus tardive au

Sud. Elle donnera, au Dévonien moyen, la chaîne acadienne d'Amérique du Nord. Longtemps on a considéré qu'au Sahara les discordances, les rejeux de failles, les bombements, le magmatisme des 20 premiers millions d'années du Dévonien étaient une conséquence directe ou indirecte de l'orogénèse calédonienne, sans chercher d'autres explications. Or cette orogénèse n'en est pas la seule cause possible comme nous le fait remarquer Kazi Tani (*in litt.*). On peut, par exemple, considérer que, dans les plaques non concernées par les collisions calédoniennes comme c'est le cas pour l'Afrique, la réponse des bords de bassins à la subsidence et à l'eustatisme rend compte des discordances observées. Ainsi, suivant les régions, on relèvera des successions continues, du Silurien au Dévonien, ou, au contraire, des lacunes et des discordances. Pour nous conformer à l'usage, on qualifiera cependant ces déformations de «calédoniennes» sans que cela signifie qu'elles soient en relation avec la chaîne qui se forme à ce moment-là en Scandinavie et en Ecosse. Plus tard, au Dévonien supérieur, d'autres mouvements verticaux se produiront, en particulier au Sahara nord-occidental. Ils sont l'expression du début de l'orogénèse Varisque, bien connue au Maroc (Michard, 1976).

Les grandes provinces fauniques que l'on pouvait distinguer à l'Ordovicien et au Silurien, et en particulier l'opposition entre une faune froide et une faune plus chaude ou tempérée, se retrouvent au Dévonien malgré le rapprochement des continents. Tous les affleurements recensés, au

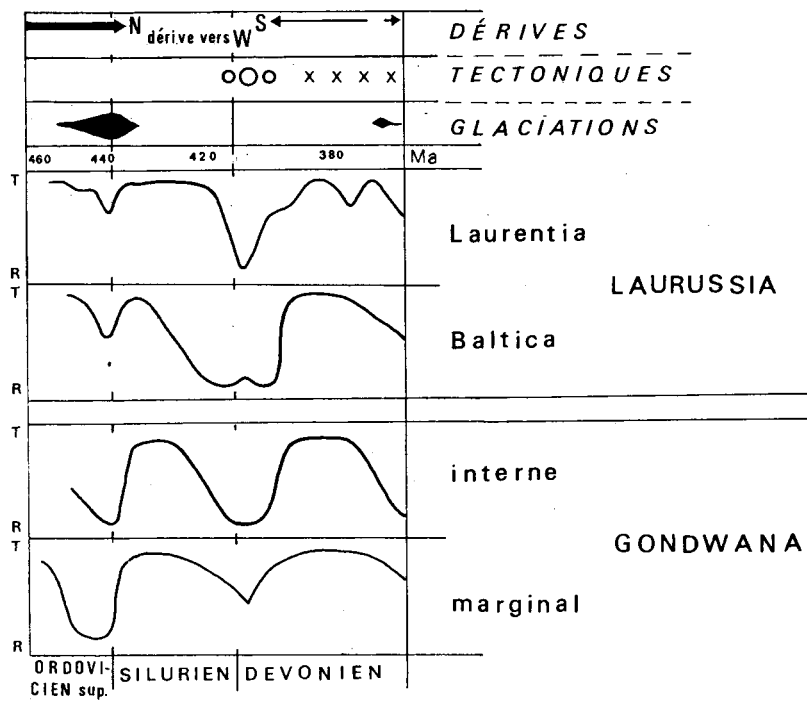


Fig. 6.2. - Principaux événements depuis la fin de l'Ordovicien jusqu'à celle du Dévonien, d'après Van Houten et Hargraves (1987, simplifié).

DERIVES : les flèches indiquent une dérive du Gondwana, et en particulier de l'Afrique, vers le Nord (N), puis le Sud (S) et à nouveau vers le Nord, et leur épaisseur est proportionnelle à la vitesse estimée. Au Silurien l'Afrique aurait dérivé vers l'Ouest.

TECTONIQUES :

oOo = orogénèse calédonienne, au sens strict.

XXX = phases d'extension de la marge septentrionale du Gondwana occidental et du Sud de la Laurussia.

Les courbes au-dessous indiquent les grandes tendances régressives et transgressives observées dans la Laurussia (= Amérique du Nord + Europe pro parte) et le Gondwana.

T : transgression. R : régression.

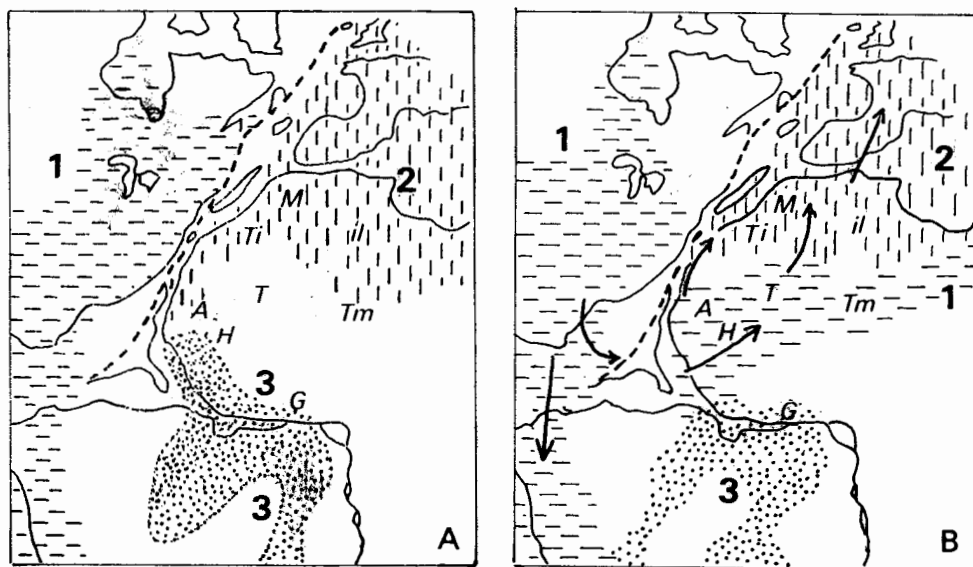


Fig. 6.3. - Les grandes provinces fauniques du Gondwana nord-occidental, de l'Europe de l'Ouest et du continent Laurentien pendant l'intervalle Lochkovien-Emsien (carte A) et à l'Eifélien supérieur-Givétien (carte B) d'après Racheboeuf (1990).

Les flèches sur la seconde carte indiquent le déplacement des faunes.

1: province NE américaine.

2: province du Vieux-Monde.

3: province Malvino-Cafre.

Le terme de "province NE Amérique", hérité des périodes précédentes, est impropre car ces faunes "chaudes" colonisaient aussi les mers de la côte occidentale de l'Amérique du Sud c'est à dire d'une partie du Gondwana.

Les faunes de la province "Vieux Monde" sont aussi des faunes chaudes. Ce sont elles qui ont, au début, servi de référence.

L'extension de la province "Malvino-Cafre" est ici limitée à celle des mers connues au Dévonien inférieur.

M: meseta marocaine. A: Adrar mauritanien. Ti: Tindouf. T: Taoudenni. H: Hodh. il: Illizi. Tm: Tamesna.

G: Ghana.

Fond cartographique d'après Van der Voo (1988).

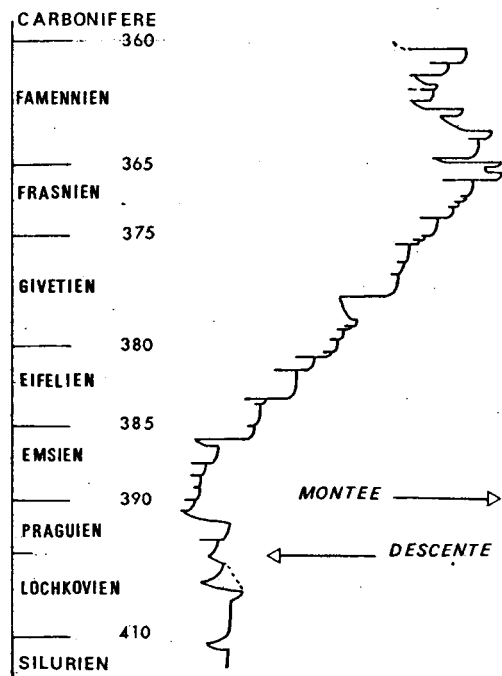


Fig. 6.4. - Courbe eustatique qualitative pour la période dévonienne d'après Johnson *et al.* (1985), légèrement modifiée par Dennison (1985). On n'a pas reporté les zones de conodontes figurant sur l'original. Cette courbe, fondée sur les stratigraphies américaines (Nevada, Virginie, Ouest Canada) et européennes (Belgique, Allemagne) surprend au premier abord quand on cherche, pour l'Emsien, à l'appliquer au Sahara où la stratigraphie doit encore être affinée. On remarquera le brusque approfondissement au Givétien moyen (Feist, *com. or.*). Pour Johnson *et al.* les régressions majeures ont pu être causées par la croissance et la décroissance de rides océaniques. Par contre, les derniers cycles du Famennien pourraient être dus à des glaciations continentales. La double remontée du Frasnien supérieur, en engloutissant les écosystèmes récifaux, serait-elle la cause de l'extinction de la faune benthique qui était si variée dans le Dévonien moyen saharien ?

Sahara central comme au Sahara occidental et au Maroc, livrent une faune benthique de type «Ancien Monde», ou «ardenno-bohémienne», différente à la fois de celle de la province biologique «NE Américaine» et de celle de la province «malvino-cafre», caractéristique des bassins sud-africains et sud-américains et considérée comme «froide». Cependant, au Dévonien, la distinction qui régnait auparavant est moins nette. Les ensembles biogéographiques se fragmentent; dans le Dévonien du Ghana, on observerait un mélange des trois faunes (Boucot *et al.*, 1983). De plus, l'évolution des faunes benthiques s'accélère et les climats paraissent se différencier. Le Dévonien n'est pas pour autant une période glaciaire. Certes, quelques diamictites ont été signalées en Amérique du Sud; mais elles sont douteuses et mal datées. Le Sahara, lui, se trouve vers 40 à 60° de latitude, c'est-à-dire celle de nos zones tempérées actuelles. Au début, les graptolites jouent encore un rôle important de marqueur biostratigraphique lorsque les faciès s'y prêtent, comme dans l'Ougarta. Chez les Arthropodes, les trilobites sont moins variés que précédemment, mais encore bien représentés. On retrouve encore des Gigantostacés. Les poissons cuirassés se développent, tant en mer que dans les eaux saumâtres ou douces du littoral. Ils descendent de formes du Silurien.

Les végétaux terrestres du Dévonien inférieur sont encore primitifs et les critères de leur détermination assez frustes : la largeur des tiges par exemple. Ce sont surtout des Lycophytes, comme les ancêtres des Sigillaires ou des Lepidodendrons. «*During the Devono-Carboniferous, Libya and surrounding areas were covered by a very important and diversified Lycophytic flora which prevailed over the other plants in this part of the world*». Mais cette flore n'est pas cantonnée à la région : «*North African palaeofloras and in particular Libyan Lycophyta exhibit characteristics which appear (at the same time or later) in different localities of Gondwana, Euramerica, Cathaysia and Angara countries*» (Lejal-Nicol, 1972, 1991). Les végétaux vont se perfectionner par la suite : la flore du Dévonien supérieur annoncerait-elle celle du Carbonifère ? Wendt et Belka (1991) puis Meyer-Berthaud *et al.* (1999) décrivent un tronc à structure conservée dans le Dévonien supérieur de l'Anti-Atlas

marocain. D'abord appelé *Archaeopteris* car assimilé à une fougère arborescente, il dominait les forêts. Ses zones de croissance prouvent l'alternance de saisons. Cet arbre du groupe des gymnospermes, bien adapté, disparaît cependant à l'aube du Carbonifère. Le début de la glaciation qui survient alors (glaciation de Dwyka), soumet le Sahara à des vents froids polaires. C'en est peut-être la cause.

2. LE SAHARA AU DÉVONIEN INFÉRIEUR

On verra surtout ici la période 410-390 Ma, c'est-à-dire le temps des étages Lochkovien et Praguien pendant lesquels se déposent les «Grès Supérieurs» des Tassilis Externes. Cette période est longue : 20 Ma, soit presque autant que le Silurien tout entier. Les sables viennent du Sud ou du Sud-Est, amenés par des fleuves qui allaient se jeter dans la Téthys au Nord. C'est donc au Sahara septentrional, de la Saoura et l'Anti-Atlas à l'Ouest, jusqu'au bassin de Ghadamès-Berkine à l'Est que vont se déposer, en milieu marin ou littoral, les séries les plus complètes et les mieux datées par des fossiles. Bultinck et Walliser (2000) en ont donné une claire synthèse.

2.1. Saoura - Ougarta - Tafilalt

Le Dévonien affleure au Sud-Ouest de Béni Abbès, entre l'oued Saoura et les Monts d'Ougarta. Il est formé de sédiments marins, épais (2500 m), fossilifères, et sans lacunes importantes. C'est une série de référence pour les corrélations intercontinentales. Menchikoff et ses collaborateurs en ont donné une première description à l'occasion du Congrès géologique international de 1952, tenu à Alger (monographies régionale n°2). Ensuite de nombreux géologues s'y sont intéressés, pétroliers comme Legrand, ou universitaires comme Moussine-Pouchkine ou Alberti (1981a et b). Nous prendrons comme succession-type celle que l'on observe à une trentaine de km au Sud de Béni Abbès, de part et d'autre de la route nationale 6 (Figs. 6.5 et 6.6). La sédimentation dévonienne commence par des argiles semblables à celles du Silurien sous-jacent. Seule une patiente recherche

de fossiles permet de situer la limite entre les deux systèmes. On place celle-ci à l'apparition de *Monograptus uniformis*, un peu au-dessus de l'horizon à *Scyphocrinites* que nous avons trouvé dans la Formation de l'Oued Ali. Cet horizon se trouve, rappelons-le, vers le sommet du Pridoli (Boumendjel, 1987).

On a vu ci-dessus que le passage du Silurien au Dévonien se fait au sein d'une sédimentation argileuse continue. «C'est un peu plus tard que l'on assiste à une reprise de la sédimentation sableuse fine (formation des grès de Zeimlet) à laquelle succède une sédimentation argileuse... parfois interrompue par des dépôts calcaires...» (Legrand, 1983). A cette dernière correspond la formation des Argiles du Saheb El Djir où les minces bancs calcaires peuvent être très fossilifères. Les Monograptidés (*M. uniformis*, *M. hercynicus*, etc.) et les trilobites (*Acastella*) trouvés dans les formations de Zeimlet et de Saheb El Djir permettent d'attribuer ces couches au Lochkovien. Les calcaires contiennent des brachiopodes, notamment des spiriféridés (*Howellela mercuri*, *H. inchoans*, etc.) et des lamellibranches du Gedinien des Ardennes.

La Formation des Grès de Dkhissa qui s'est déposée ensuite se signale dans la plaine comme une succession de petites crêtes basses formées de grès roux ou de calcaire, séparées par des dépressions d'argiles et de grès argileux en plaquettes. Les petits bancs calcaires, ferrugineux, sont souvent pétris de fossiles : des brachiopodes (*Eospirifer togatus*, *H. eg. mercuri*) et, au sommet, *Acrospirifer primaevus*, *Euryspirifer paradoxus*, *Leptaena rhomboidalis*, *Athyris undata*, etc., des gastéropodes, des bryozoaires (*Favosites*), des tabulés (*Cleistopora geometrica*, etc.). Les débris de coquilles ou de polypiers, souvent pêle-mêle et les stratifications entrecroisées dénotent un milieu agité, probablement peu profond, favorable à la prolifération de la vie, en de brèves périodes où l'apport d'argiles et de sables fins se ralentissait. Les plaquettes de grès fins, argileux, peuvent contenir de petits brachiopodes, ou des lamellibranches, disposés à plat, sans remaniement apparent.

Par analogie avec l'Ardenne, ces faunes de Dkhissa étaient considérées comme siegeniennes. Legrand a montré que les membres inférieur et

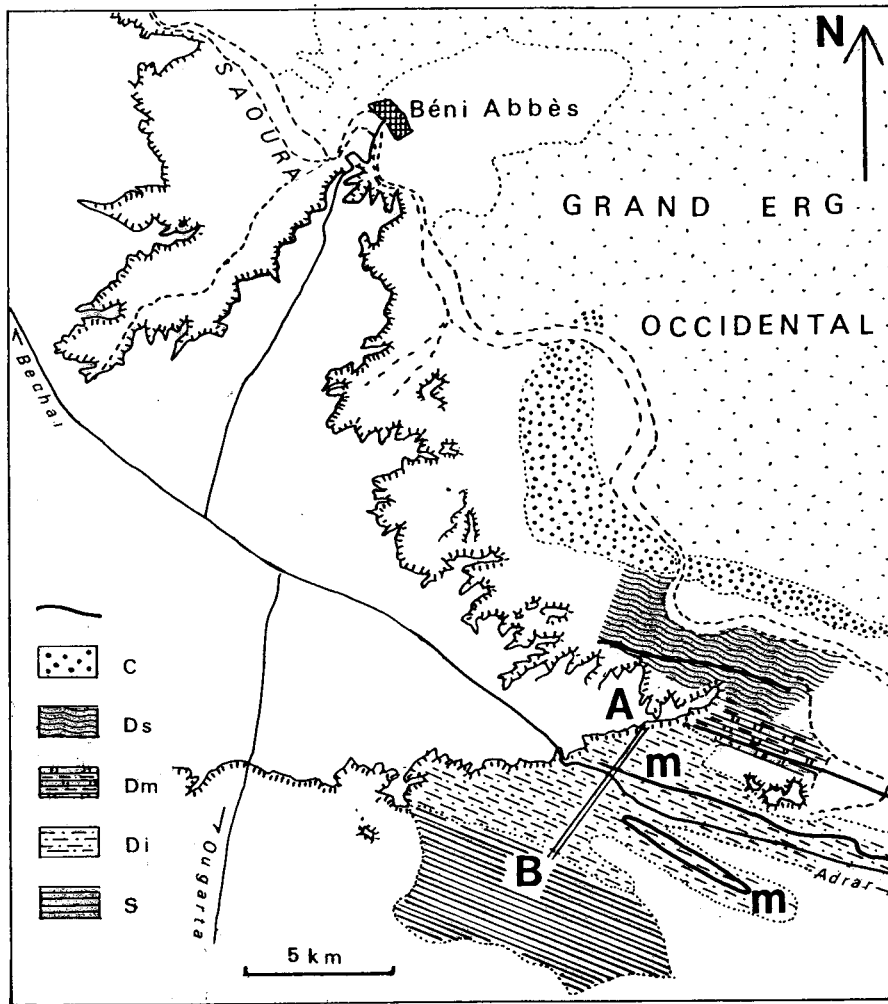


Fig. 6.5. - Situation de la coupe dite "du km 30" dans le Dévonien de la Saoura. Traits épais: bancs repères. m: "Muraille de Chine", d'âge Emsien. C: grès de Marhouma, à la limite Dévonien - Carbonifère. Ds: Dévonien supérieur argileux et gréseux à calcaires griottes. Dm: Dévonien moyen argilo-calcaire. Di: Dévonien inférieur argilo-gréseux. S: Silurien. A-B: coupe ci dessous.

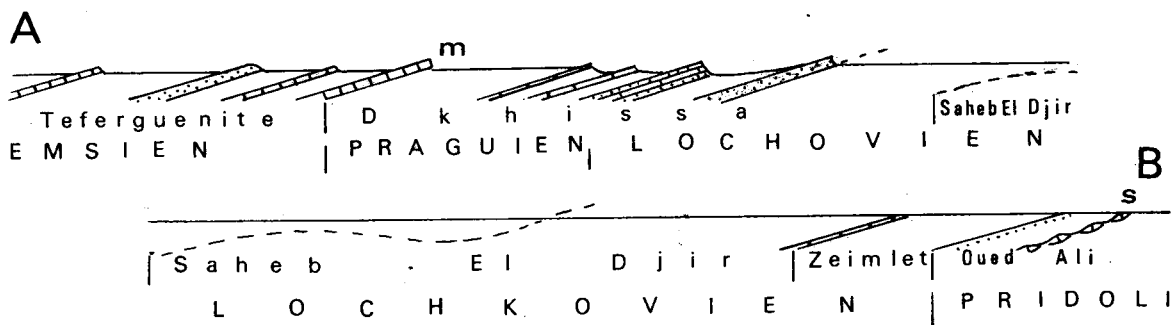


Fig. 6.6. - Coupe schématique dans le Dévonien inférieur, d'après Amard et Moussine-Pouchkine (*inédit*). m: "Muraille de Chine", calcaires bioclastiques de l'Emsien. s: Horizon à Scyphocrinites (Silurien terminal). Pour la clarté de la figure l'épaisseur des bancs calcaires et gréseux a été exagérée et leur nombre très réduit.

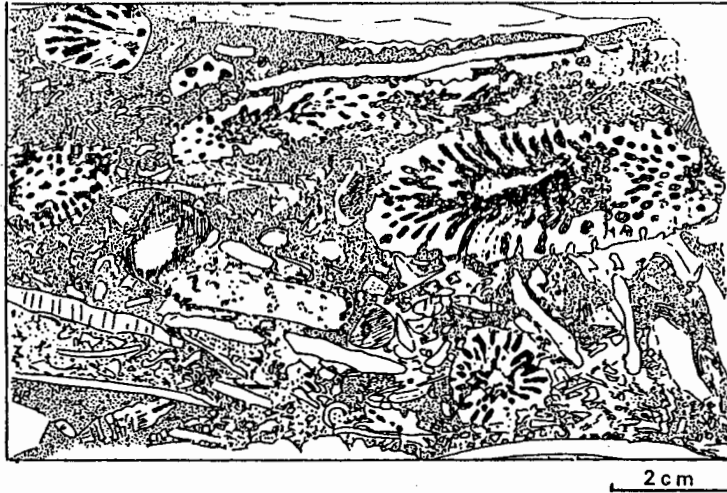


Fig. 6.7. - Formation de Dkhissa : microfaciès d'un calcaire bioclastique argilo-ferrugineux à grains de quartz, contenant de nombreux bryozoaires brisés, de rares trilobites, etc. (Croquis d'après une photo de Sacal, 1963).

moyen de cette formation devaient encore être rangés dans le Gédinnien (Lochkovien) et que seul le membre supérieur serait d'âge siegenien (ou praguien de la charte actuelle). A la base de la formation un petit conglomérat à galets d'argile ou une croûte ferrugineuse indiquent peut-être une brève lacune. La sédimentation de Dkhissa, surtout argilo-gréseuse a pu se faire, selon Delfaud (1973), dans la zone marginale d'un delta dont nous chercherons plus loin l'origine. Legrand (1983) semble considérer les Grès de Dkhissa comme une manifestation de «*la phase orogénique majeure du Dévonien au Sahara algérien... l'arrivée de matériel détritique grossier ne se produisant qu'avec un certain retard*».

Au Nord, vers l'océan, dans le Tafilalt, le Maïder ou le secteur de Ben Zireg, les séries dévoniennes, surtout marneuses et calcaires, étudiées et décrites par Hollard, puis par Wendt *et al.*, révèlent une sédimentation continue pendant tout le Dévonien inférieur. Longtemps on en avait douté. Mais Alberti (1981, 1982) a montré que l'on y retrouve toutes les biozones de trilobites et de tentaculites d'Europe centrale (à une exception près) et que «*l'émersion supposée du Nord-Ouest du Sahara à la fin du Lochkovien paraît désormais moins crédible*» (1982a). Si ces séries sont plus continues et plus fossilifères que dans l'Ougarta, elles sont en revanche moins épaisses. Au Tafilalt, le Lochkovien est représenté par des argiles noires à nodules calcaires datées par des graptolites (*Monograptus hercynicus*). Il est couronné par un

calcaire noir. Habituellement épais, il s'effile, à l'Est d'Erfoud, sur le horst de l'Hamar Lagdad. A la fin du Praguien, une régression est soulignée par des altérations continentales. Cette régression peut être celle que suggère la courbe eustatique. Mais, nuance Kazi-Tani (*in litt.*). «*Le minimum régressif du Dévonien se trouve effectivement au Praguien, mais moyen plutôt que terminal*». La mer revient ensuite : des argiles et des calcaires se déposent au cours de l'Emsien.

L'ensemble Anti-Atlas – Haut-Atlas est, au Dévonien inférieur, une zone instable, en bordure de la plaque africaine. Dans le Nord du Tafilalt, les «*réefs*» de l'Hamar Lagdad, alignés d'Ouest en Est, 15 à 20 km à l'E-S-E d'Erfoud, sont significatifs. Le plancher est formé par du Silurien condensé, surmonté par 75 m de pépérites basaltiques (Michard, 1976) d'âge Lochkovien supérieur. La surface de la formation volcanique est rubéfiée; elle correspond peut-être à un ancien sol et indiquerait une émergence au cours du Praguien.

2.2. Le Dévonien inférieur autour du bouclier Touareg

1000 km au Sud-Est de la région que nous venons de voir, le Dévonien affleure largement au Nord, à l'Est, et au Sud du bouclier Touareg. Il y a été analysé en détail car certaines de ses formations peuvent être des magasins pétroliers.

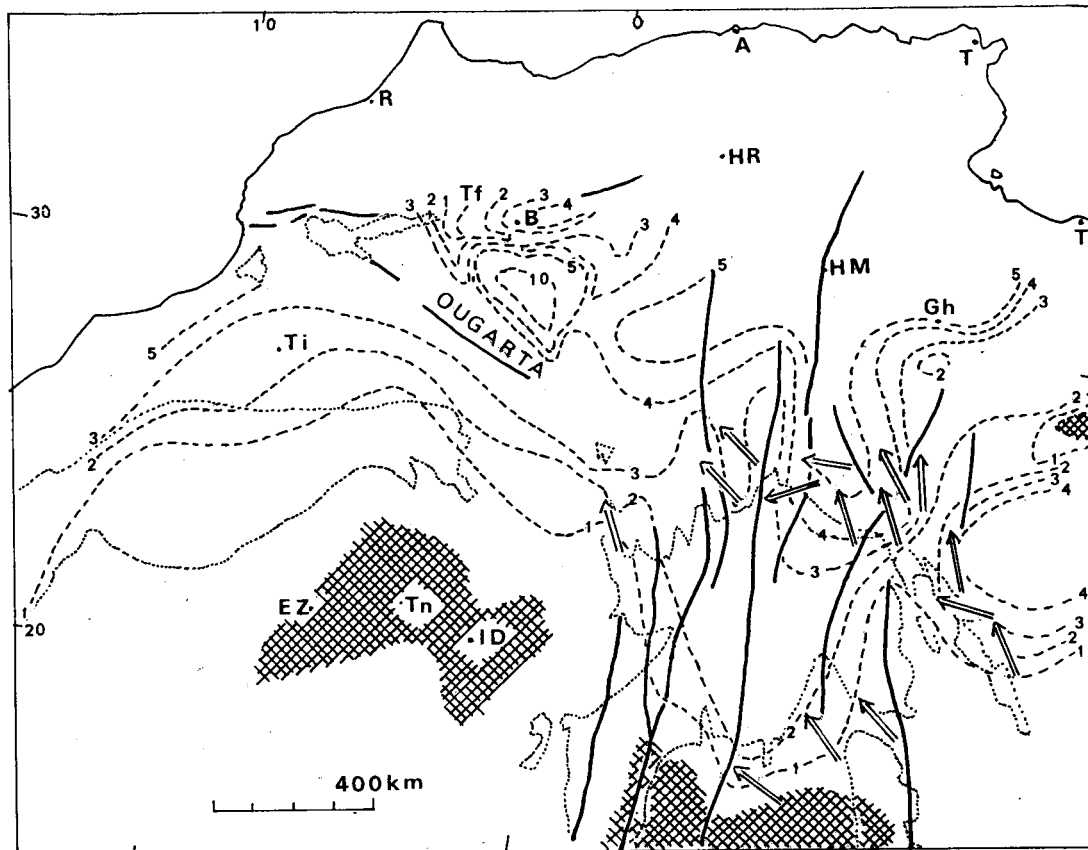


Fig. 6.8. - Esquisse des isopaques du Dévonien inférieur au Sahara central et occidental (d'après les données publiées).

Les valeurs des courbes sont indiquées en centaines de mètres d'épaisseur. Un croisillon indique les secteurs où le Dévonien basal manque par érosion ou non-dépôt. On a esquissé par un pointillé fin le contour des boucliers Reguibat, Touareg et des boutonnières de l'Anti-Atlas, et par un trait fort quelques-unes des fractures majeures. Les flèches indiquent des directions moyennes d'écoulements fluviaux (Fig. 6.13).

Dans le Nord-Est du "bassin" de Taoudenni (Tn), les premiers sédiments qui reposent sur les grès ordoviciens sont d'âge Eifélien (ou pour une part, Emsien?) dans les coupes d'El Zerem (EZ) et In Dagouber (ID). Le craton ouest-africain demeure stable. Au Nord et à l'Est du craton, les grandes fractures héritées du Pan-africain influencent les épaisseurs.

R: Rabat. A: Alger. T: Tunis. HR: Hassi R'Mel. Tf: Tafilalt. B: Béchar. T: Tripoli. HM: Hassi Messaoud. Gh: Ghadamès. Ti: Tindouf.

Le Dévonien inférieur est au premier abord une répétition de ce que l'on avait à l'Ordovicien : des nappes de sables venues du Sud et qui viennent s'étaler sur une plaine côtière. Entre l'Ougarta marin et ces affleurements, nous avons des points d'observation intermédiaires : le Gourara (Timimoun), le Touat (Adrar), le Bled El Mass (Reggan). Nous pourrions ainsi suivre de loin en loin les changements qui se produisent dans la série par rapport à la coupe du kilomètre 30 de la Saoura.

L'évolution est ici très différente de ce que nous avons observé en allant vers le Tafilalt. Le Dévonien inférieur s'amincit vers le Sud-Est. En bordure du bouclier les calcaires ont disparu. Il y a moins d'argiles et les grès sont de plus en plus grossiers. Ce sont eux qui forment les Tassilis Externes ou «Grès Supérieurs» de Conrad Kilian. Les lacunes et les surfaces d'érosion sont nombreuses et les fossiles plus rares. Sous l'apparente unité du Tassili on observe des variations : tel horizon gréseux ou argileux qui paraît continu n'aura pas le même âge partout. L'étude détaillée de ces variations permet de mettre en évidence les différences d'ampleur de la subsidence, ou des mouvements de bascule qui affectent la plate-forme. Nous en verrons quelques exemples caractéristiques.

2.2.1. Le Dévonien inférieur dans l'Ahnet et les Ajjers

Le Dévonien inférieur de l'Ahnet

Dans l'Ahnet, le Dévonien inférieur a d'abord été étudié par Follot (1952), puis par l'équipe de l'Institut Algérien du Pétrole - Institut Français du Pétrole. Des grès constituent les grands plateaux de l'Asejrad, l'Edikel et le Tassili de Tarit. Leurs falaises dominent la dépression intra-tassilienne, creusée dans les argiles du Silurien. Ils s'ennoient au Nord sous les couches plus tendres du Dévonien moyen et supérieur du Pays Pré-Tassilien. Cette falaise s'abaisse vers l'Ouest car les couches s'amincissent dans cette direction.

1. Le talus au pied de la falaise montre, lorsqu'il est dégagé de ses éboulis, une alternance de bancs décimétriques durs de grès, et d'argiles gréseuses plus tendres, qui forme la transition

entre les argiles du Silurien et la falaise elle-même. C'est là que l'on trouve les derniers graptolites.

2. Au-dessus viennent des bancs de grès séparés par des lits argileux et des niveaux ferrugineux. Certains sont bien stratifiés et contiennent des tigillites. La surface de certaines dalles est couverte de moules de brachiopodes ou de pistes de trilobites ou de vers.
3. Les niveaux tendres sont un peu plus épais au-dessus. Ils alternent avec des grès carbonatés qui contiennent des brachiopodes : *Brachyspirifer rousseaui*, *Chonetes*, *Tropidoleptus rhenanus* (un petit brachiopode très commun au Praguien supérieur-Emsien inférieur dans tout le Tassili), des tentaculites, etc. Des surfaces de grès montrent des traces en hélice, les *Spirophyton*, qui rappellent, en plus fruste, les *Cancellophycus* du Jurassique. On les connaît, au Dévonien, jusqu'en Afrique australe. Sont-ce des algues ou les traces de déplacement d'une annélide autour de son terrier ? Tous ces sédiments suggèrent une mer au fond sableux, où pouvait se développer une faune sédentaire de brachiopodes, d'annélides, qui s'accommodait des eaux troublées par l'arrivée périodique d'argiles.
4. Des grès massifs, en gros bancs compacts, forment la crête de la falaise. Les grandes stratifications obliques, les surfaces de ravinement à la base des bancs, évoquent une sédimentation dans des fleuves, des estuaires ou d'immenses estrans. A certains niveaux les feuillets obliques ont été rebroussés en plis couchés. On attribue ce phénomène au glissement du banc sus-jacent sur les couches inférieures, déposées sur une pente faible et encore mal consolidées. L'analyse des stratifications obliques et des gouttières, et celle des chenaux qu'elles dessinent, montre un déplacement du sable du Sud-Est vers le Nord-Ouest (Beuf *et al.*, 1968, 1971). Ce sera aussi le cas à l'Est de «l'axe de Foug Belrem» (vers 3°10'E); mais ici dans l'Ahnet, les variations locales de direction, plus fréquentes, sont dues à la plus grande mobilité de cette ancienne marge active panafricaine, hachée de grandes failles.

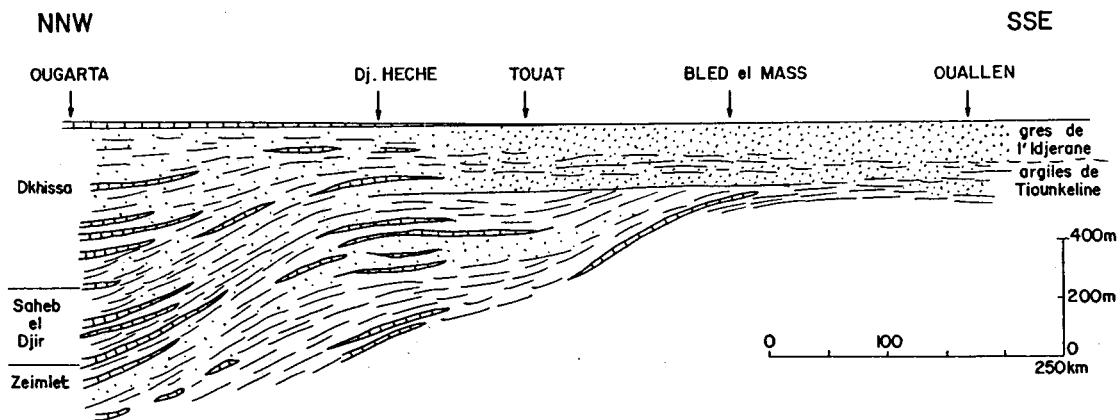


Fig. 6.9. - Schéma des variations de faciès dans la "Zone de passage" et le Dévonien inférieur, des Monts d'Ougarta au Tassili externe occidental, d'après Legrand (1967) simplifié.

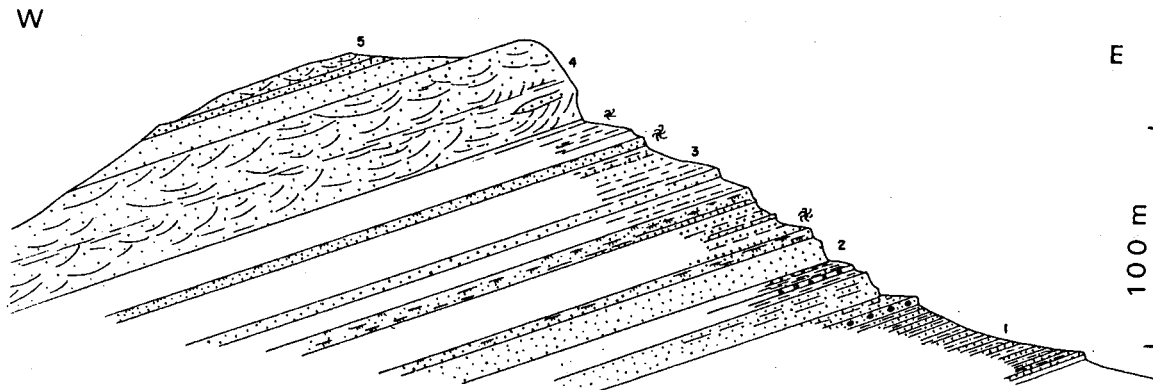


Fig. 6.10. - Coupe dans le Dévonien inférieur du Fom Immeden (Ahnet, à l'Est de Oualen), d'après des observations de l'auteur (1962) et de Biju-Duval *et al.* (1968). Les chiffres renvoient au texte.

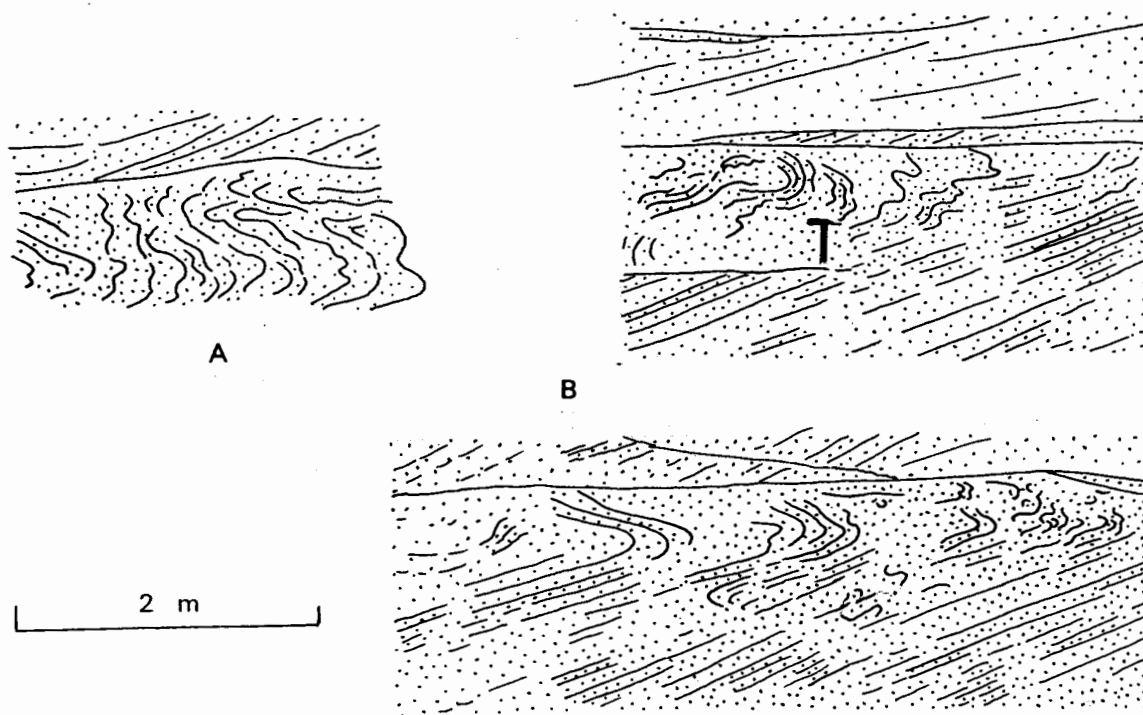


Fig. 6.11. - Déformations par glissement dans des grès du Dévonien inférieur.
 A. Dans l'oued Taredjerda (Ahnet),
 B. Dans l'oued Tekade (dans «les Trottoirs» des Ajjers). Les têtes de lamines de bancs de sable à demi consolidés, mais encore sans doute gorgés d'eau, sont déformées en plis couchés très souples. Voir commentaires et Figs. 150 et 159 in Beuf *et al.* (1971). D'après des photographies (1962, 2000).

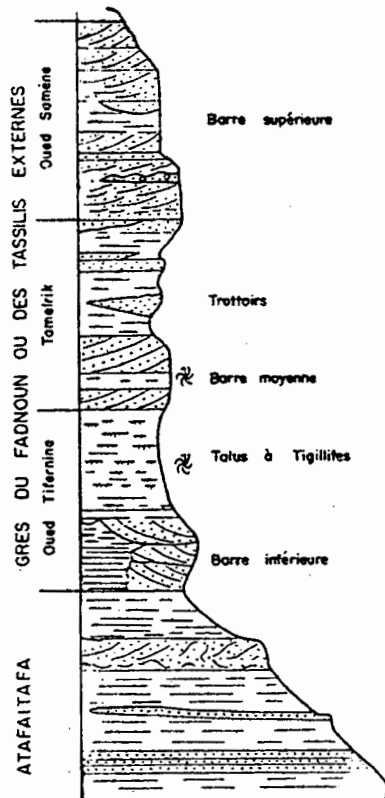


Fig. 6.12. - Colonne stratigraphique synthétique des Grès du Tassili Externe = Grès du Fadnoun dans les Ajjers centraux, d'après Biju-Duval *et al.* (1968).

5. Le glacié doucement incliné de l'autre côté de la crête correspond à des dalles de grès fin, séparées par des lits argileux et montrant encore des stratifications entrecroisées. Le ciment est parfois carbonaté. Certaines surfaces sont couvertes de coquilles marines. C'est la marque de la transgression emsienne que nous verrons au §3.

Le Dévonien inférieur des Ajjers

C'est dans la région des Ajjers que furent définis les grands ensembles du Paléozoïque inférieur du Sahara Central. La falaise des Tassilis Externes, dominant la Dépression Intra-tassilienne et ses argiles à graptolites siluriennes, représentait le Dévonien (= les Grès Supérieurs ou Grès du Fadnoun). Dans cette falaise, on distingue trois barres, séparées par des talus. On a vu au chapitre précédent que la Barre Inférieure et le Talus à tigillites qui la surmonte (= Formation de Tiferne) étaient d'âge Silurien supérieur et non Gedinnien comme on l'avait estimé auparavant (Legrand, 1983).

La Barre Moyenne et les couches plus stratifiées qui la surmontent (= les Trottoirs) constituent la Formation de Tamelrik (Dubois *et al.*, 1965; Legrand, 1967, 1983). L'épaisseur de la Barre Moyenne est assez constante (Abdallah, 1995) : de 35 m à 45 m sauf lorsqu'une partie des grès passe à des siltites (20 m à l'O. Amassine). Dans l'oued Tekade, le contact basal sur les dernières couches du Talus à tigillites (Formation Tiferne) est franc. On passe sans transition de grès fins et de shales déposés et bioturbés en milieu marin, subtidal, à un régime marin peu profond (tigillites), ou fluviatile. De longues lentilles gréseuses dissymétriques, d'abord minces puis devenant au-dessus plus épaisses (1 à plusieurs m), à stratifications obliques, dénotent des cours d'eau rapides. Ces lentilles peuvent être séparées par des niveaux à trous correspondant à d'anciens galets mous de sédiments contemporains. Le grain est fin à grossier, parfois non usé, ou au contraire avec une majorité de ronds-mats éoliens; on note quelques lentilles à graviers de quartz. Pas d'argile (le sable est bien lavé) mais quelques joints ferrugineux. Les couches de part et d'autre du contact de base ne sont pas encore datées ici. On peut cependant penser à une lacune qui couvrirait

une partie du Pridoli, incomplet en sondages (Boumendjel, *com. or.*), et le Lochkovien si, comme nous le suggère Paris, la Formation Tamelrik est d'âge praguien. Cette lacune pourrait donc couvrir 5 à 15 Ma.

De petites barres de grès alternant avec des couches plus tendres : c'est le membre des Trottoirs. Les lentilles gréseuses sont plus minces, et les lamines parfois rebroussées au sommet du banc (Fig. 6.11). Certains lits sont bioturbés et parfois associés à des graviers de quartz à matrice argileuse et ferrugineuse (Abdallah, 1995), en particulier au sommet. Les intercalaires silteux peuvent être très micacés. Ce membre, épais en moyenne de 30 à 60 m, se réduit vers l'Est sur le môle du Tihemboka tandis que des croûtes ferrugineuses se développent.

La barre supérieure, ou Formation de l'Oued Samène, épaisse de 80 à 90 m entre l'oued Imirhou et l'Oued Samène, se réduit au Nord-Est sur le môle du Tihemboka (30 m), et vers l'Ouest : 30 à 50 m à l'Ouest d'Essaoui Melène (Abdallah, 1995). Elle s'épaissit dans la flexure du Fadnoun (170 m). Elle paraît ennoyer une surface d'érosion, ce qui explique la légère discordance que l'on observe à sa base. Les grès sont fins en général, avec des niveaux grossiers, voire micro-conglomératiques et des niveaux à galets d'argile ou de silts. Des grès à stratifications obliques planes, des chenaux et de nombreux rebroussements de couches (overturns) caractérisent cette formation qui présente, comme le niveau 4 de l'Ahnet, les caractères d'un dépôt fluviatile ou deltaïque. On note du fer et de la kaolinite dans la matrice des grès. Vers le haut, les argiles deviennent plus abondantes et l'on passe en continu à la Formation Orsine emsienne. Dans cette succession, comparable à celle de l'Ahnet, nous relèverons quelques points :

- La présence de surfaces de ravinement à la base de chacune des séquences montre qu'il manque des couches. Vers l'Est, on voit les couches inférieures se biseauter et disparaître;
- L'existence d'horizons ferrugineux, parfois oolitiques. Nous verrons qu'à l'autre extrémité du Sahara se sont accumulés, à l'Emsien surtout, les riches sédiments ferrifères de Gara Djebilet (§ 3.5.). La coexistence de surfaces de ravinement, de lits ferrugineux et la

diminution d'épaisseur au niveau des Trottoirs sur des flexures anticlinales en formation montrent qu'au Dévonien inférieur des mouvements verticaux, des émergences ou des submersions locales se sont produites et qu'elles ont pu jouer un rôle dans l'apport et la concentration du fer;

- c. Enfin l'étude sédimentologique a révélé que les directions d'apports ont la même orientation générale que dans l'Ahnet. Il en serait de même, à peu de choses près, si nous contourinions le bouclier Touareg par l'Est, dans le Tadrart ou le Tafassasset. La source des sables et des argiles du Dévonien inférieur devait se trouver au Sud-Est du bouclier

2.2.2. *Le Dévonien inférieur des Iullemedden*

Au Sud du bouclier Touareg, le Dévonien repose souvent en discordance sur le Silurien, l'Ordovicien, voire même le socle Précambrien comme dans le Nord de l'Aïr. Sa stratigraphie a été analysée tout d'abord par Joulia (1959) et Lessard (1961) puis par les compagnies pétrolières qui y ont foré (Claret et Tempère, 1965) et étudié la sédimentologie des formations gréseuses (Beuf *et al.*, 1971). Enfin vinrent les mineurs prospecteurs d'uranium, tant au Niger (Bigotte et Obelianne, 1968) qu'en Algérie (Mokkadem, 1990).

Le bassin du Tamesna (Claret et Tempère, 1965), ou celui de Tin Seririne en Algérie (Mokkadem, 1990), correspondent aux affleurements de Paléozoïque qui s'étendent entre les deux avancées du bouclier Touareg : l'Aïr à l'Est et l'Adrar des Iforas à l'Ouest. Ils se présentent aujourd'hui comme la marge septentrionale du vaste bassin Mésozoïque des Iullemedden (Radier, 1959; Greigert, 1966). Les sédiments que l'on y trouve présentent des similitudes avec ceux du Djado, entre les boucliers Touareg et Tebbou.

Dans le bassin du Tamesna, les terrains paléozoïques s'enfoncent doucement vers le Sud sous une couverture horizontale méso-cénozoïque. Ce bassin est haché de grandes fractures qui prolongent celles de l'Ahaggar. On distingue ainsi deux sous-bassins, séparés par la zone haute d'In Guezzam : à l'Ouest le bassin de l'Azaouak, à l'Est

celui du Telak. Le môle d'In Guezzam se trouve dans une position comparable à celle du môle d'Amguid au Nord.

Les coupes schématisées dans la Figure 6.15 montrent des variations de faciès et d'épaisseur. Dans les coupes les plus complètes, comme celle que l'on peut lever au Nord-Est d'In Guezzam, le Dévonien basal est représenté par une formation détritique, dite d'Anou Izileg (Claret et Tempère, 1965); puissante de 155 m au maximum, elle diminue d'épaisseur vers l'Est. Elle (ou ses équivalents) repose tantôt directement sur les grès ordoviciens, tantôt sur les argiles, siltites et grès fins datés du Silurien par des graptolites. Là où elle a été définie, elle débute par 20 m de conglomérats surmontés de grès mal classés, plutôt fins. Quelques brachiopodes y ont été trouvés, non pas dans le lieu-type mais au Sud, dans les affleurements de l'Ouest d'In Guezzam. Ils présentent «un cachet siegenien» (Claret et Tempère, 1965). On peut donc penser que le Lochkovien n'est pas représenté ici.

Vers l'Ouest du bassin, aux abords de l'Adrar des Iforas, Gatinski *et al.* (1966) ont retrouvé, au sein d'un lit d'aleurolite (siltite), dans des grès présumés cambro-ordoviciens, des brachiopodes (*Retzia*, *etc.*) et des lamellibranches (*Phtonia*) connus dans le Dévonien inférieur marocain. Ces grès, à galets de quartz et de siltites reposent sur des couches roses bien datées du Caradoc. Il y a donc là aussi absence du Silurien, par non-dépôt ou érosion. Le Dévonien inférieur de ce secteur ne dépasserait pas 100 m d'épaisseur. Vers In Debirène (site 1 de la Fig. 6.14) le Dévonien inférieur scelle une coulée (?) de lave basique. C'était déjà le cas à In Guezzam. La sédimentation débute en général par des grès et des argiles à petites lentilles conglomératiques de galets de quartz et d'argilite phosphatée. Ces couches peuvent contenir des brachiopodes et des trilobites connus dans «*le Gédinnien inférieur allemand... En un endroit de la coupe d'In Debirène, l'extrême base de la série dévonienne peut présenter un faciès calcaire à encrines témoignant de conditions de sédimentation particulières...*» (Lessard, 1961). S'il se confirmait que ces dernières couches sont de la base du Dévonien, ce point représenterait une anomalie intéressante pour la paléogéographie de cette époque.

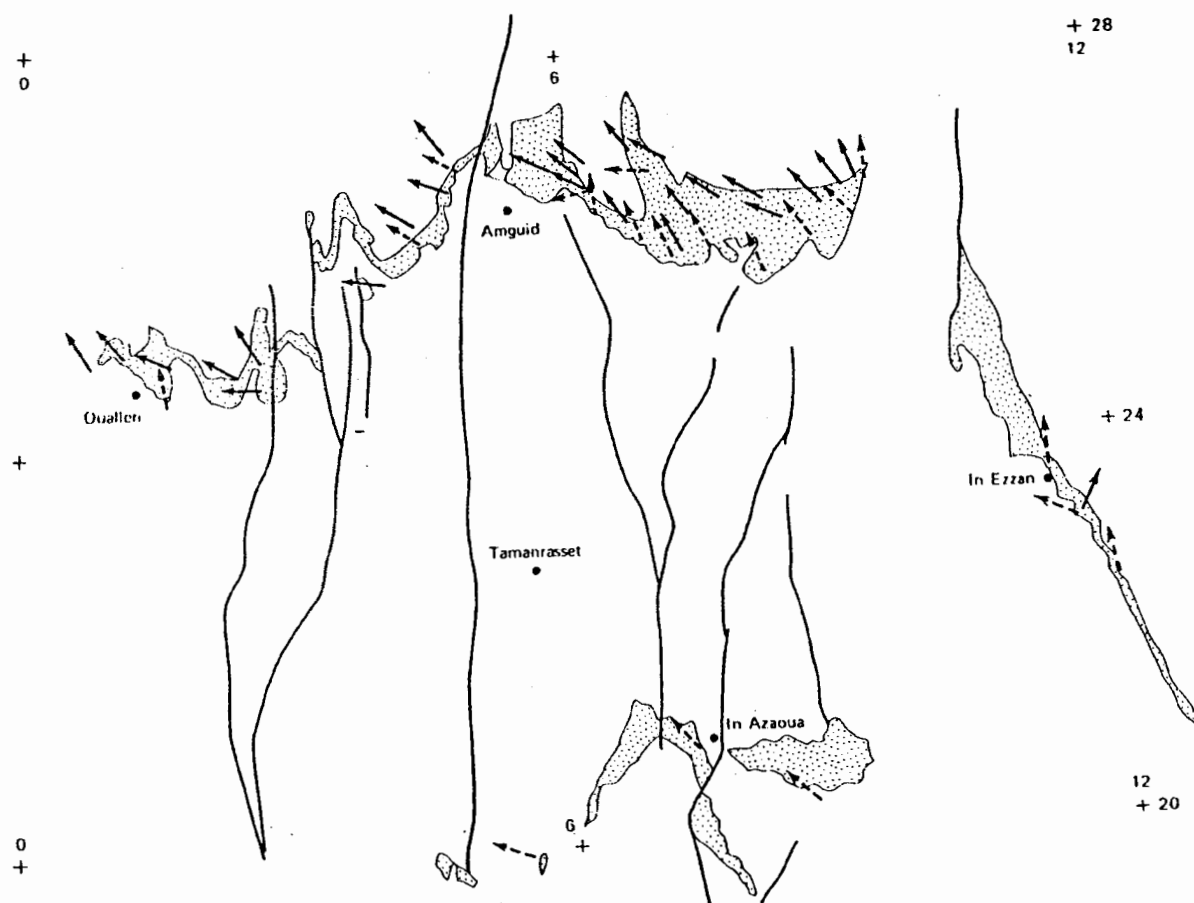


Fig. 6.13. - Carte des courants dans le Dévonien inférieur du pourtour du bouclier Touareg, d'après Beuf *et al.* (1971). Les flèches noires indiquent la direction des paléo-courants dans les ensembles inférieurs ou le Dévonien inférieur indifférencié; les flèches en tirets, celles de l'ensemble supérieur (oued Samène).

Dans l'Est du bassin la formation attribuée au Dévonien inférieur par Joulia (1959) débute, dans la région d'In Azaoua (vers la frontière algéro-nigérienne), par un «conglomérat de base ferrugineux avec schistes et sills de basalte» qui scelle une discordance cartographique. «A partir d'In Azaoua, en allant vers l'Est et vers le Sud, le Dévonien prend en écharpe toutes les séries antérieures. On voit le conglomérat de base reposer sur les schistes à graptolites, puis sur les grès à tigillites et sur les grès de Timesguar. Au delà du méridien 8° vers l'Est et du parallèle 20° vers le Sud, il s'appuie sur le socle cristallin» (Joulia, 1959). Près d'In Azaoua, 15 m de conglomérats, grès et argiles ferrugineux sans fossiles, reposent sur le Silurien et sont surmontés en discordance par les grès du Dévonien inférieur. Ces couches constituent la Formation d'Efeimazerta (Claret et Tempère, 1965). Pour Beuf *et al.*, (1971) elles pourraient représenter les dépôts corrélatifs d'une surface d'érosion. Legrand (1974, 1983) les situe dans le Silurien; Mokkaïdem (1990) les considère comme Dévonien inférieur, anté-Emsien. A son tour il y signale la présence de tufs volcaniques.

Pour la troisième fois, nous notons sur cette marge méridionale du bouclier Touareg, à l'aube du Dévonien, l'existence d'une discontinuité sédimentaire et probablement d'une érosion avant le dépôt du Dévonien inférieur, une concentration de fer qui suggère une pédogenèse pénécotemporaine de type ferralitique et un magmatisme qui se traduit par des sills ou des tufs. Or, dans l'Aïr qui limite le bassin à l'Est, on connaît des massifs d'anorthosite, de gabbro, de syénite, de granites alcalins et hyperalcalins, des rhyolites, contemporains (Black et Girod, 1970), représentés sur la fig. 2.6 du Chapitre 2. Plusieurs âges sur zircons ont donné 410 Ma (Demaïffe *et al.*, 1991), attestant une période de magmatisme anorogénique vers la limite des deux systèmes.

Au-dessus, les grès feldspathiques grossiers d'Idekel (80 m d'épaisseur) reflètent la proximité d'un socle cristallin en voie d'érosion. Ils seraient l'équivalent de la Formation de Anou Izileg. Mais ces couches sont dépourvues de fossiles caractéristiques. Il en est de même pour les grès à dragées de quartz et stratifications obliques souvent rebroussées du Tafassasset, attribués au Dévonien inférieur (Biju-Duval *et al.*, 1968; Attar,

1980), ainsi que des couches analogues dans le Sud du Djado et dans le bassin des Erdis, sur les confins Libye-Tchad-Soudan. Tous ces grès traduisent le passage d'un régime marin (argiles à graptolites) ou littoral (grès et siltites à *Harlania* de la Zone de passage) à un milieu terrestre dont témoignent les dépôts fluviatiles et les bois silicifiés trouvés dans les grès d'Idekel ou du Djado.

2.2.3. Mode d'épandage des grès des Tassilis Externes

Comparables à première vue aux grès des Tassilis Internes, les Grès des Tassilis Externes ont-ils même origine et se sont-ils sédimentés dans des milieux analogues ? L'analyse qu'en firent les géologues pétroliers entre 1965 et 1970 est encore valable sur bien des points aujourd'hui. Dans la synthèse qu'ils en donnent, Beuf *et al.* (1971) écrivent: «Les grès du Dévonien inférieur forment soit un ensemble indifférencié dans les régions méridionales du Hoggar où ils fossilisent une surface de discontinuité majeure... soit une succession de nappes sableuses qui ont recouvert chaque fois une surface de discontinuité liée aux mouvements épirogéniques répétés». Les auteurs montrent le passage de sédiments fluviatiles à des sédiments «à influence marine» vers le Nord-Ouest, c'est-à-dire en suivant le cours de l'eau. Les alternances «de grès très fins, de siltstones, d'argiles à litage centimétrique à décimétrique ... le ... développement sporadique de grès à stratifications obliques qui peuvent présenter la forme de chenaux ravinant les horizons silto-argileux et dont les structures de dépôt indiquent des palécourants orientés également vers le Nord-Ouest; une prolifération de Scolites ou de traces de reptation et de fouissage ... Ce type de sédimentation fait penser à des dépôts dans des eaux calmes de type lagunes ou marécages, drainés par moments par des cours d'eau collectant le sable résiduel comme dans les plaines inondables. Des passées sableuses recoupent ces dépressions dans lesquelles elles apparaissent d'ailleurs en relief. Ces corps sableux pourraient avoir plusieurs origines : restes de bras de cours d'eau actifs, ou plus près de la mer, anciennes flèches d'embouchures. Ces alternances de faciès

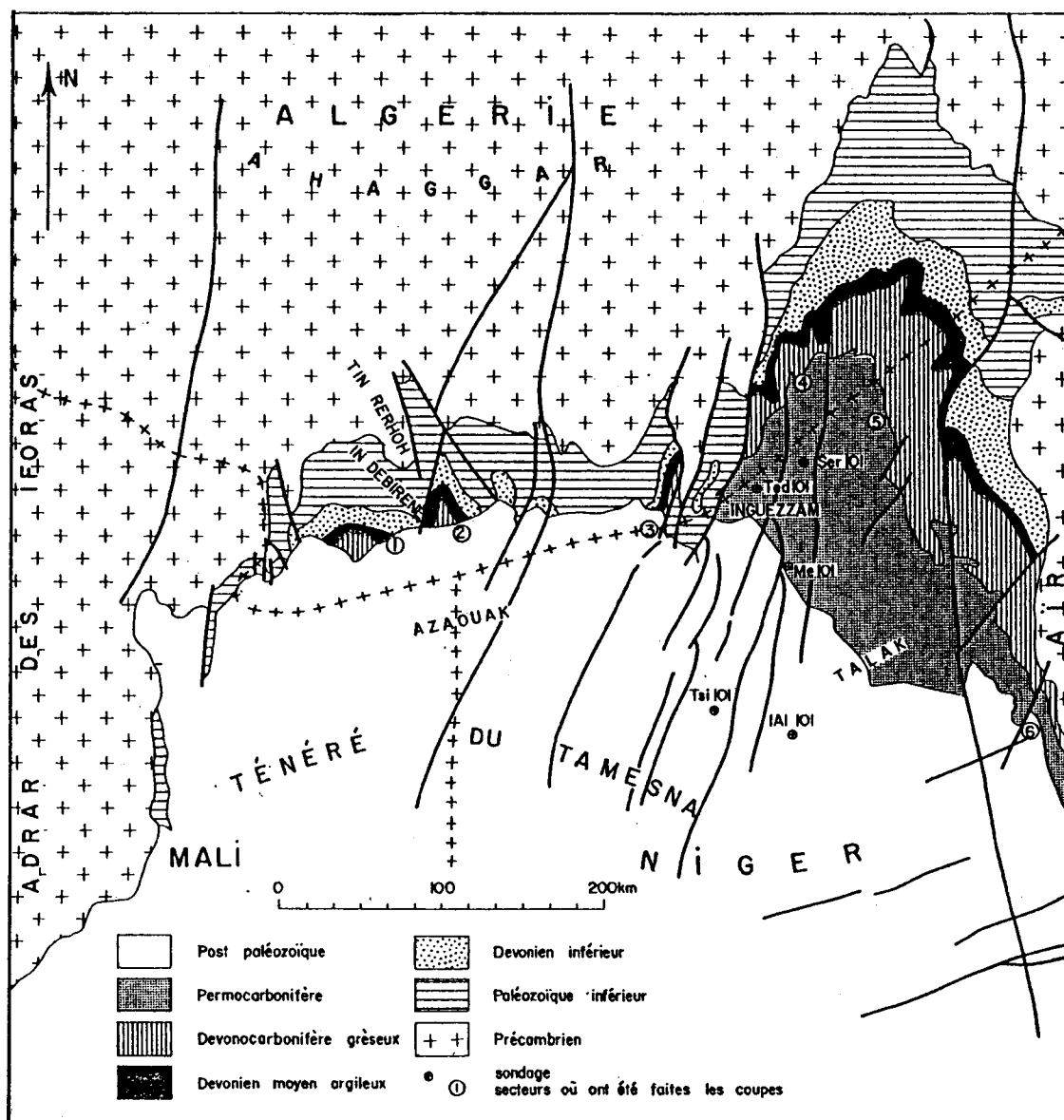


Fig. 6.14. - Affleurements dévoniens du Tamesna (Iullemeden), d'après Claret et Tempère (1965).
 Les numéros circlés renvoient aux colonnes de la figure suivante.
 Le Dévonien découvert par Gatinski *et al.* (1966), au Mali, près de la frontière algérienne, n'est pas individualisé ici.

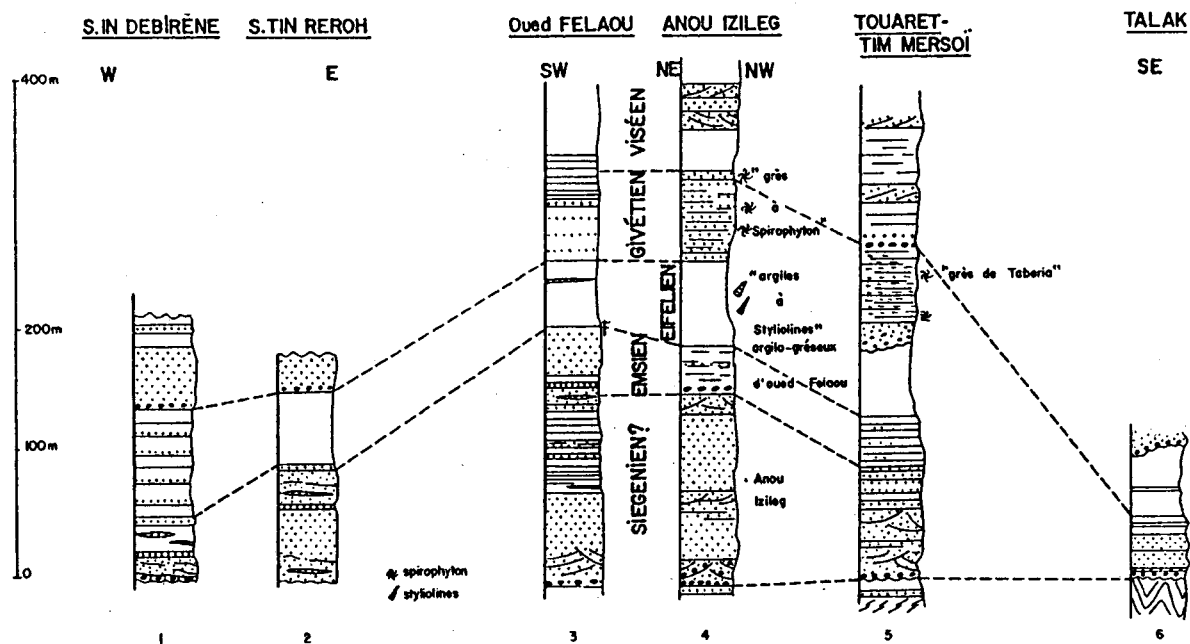


Fig. 6.15. - Dévonien du bassin du Tamesna (Iullemedden). Colonnes stratigraphiques d'après Claret et Tempère (1965) et Lessard (1961). Les numéros en bas de chaque colonne renvoient à la figure précédente.

existent à petite échelle en Camargue et intéressent des superficies beaucoup plus vastes dans les Sunderbands du Bengale ou dans la partie occidentale du delta du Niger. Ces deux dernières zones, couvertes de végétation, sont influencées par la marée à des degrés divers. Des lits superposés de silts avec des lentilles sableuses se rencontrent aussi dans les terrasses d'estran : dans ce cas des inversions de pendage des feuillets de dépôt doivent se produire. C'est parfois le cas dans les niveaux lités du Dévonien inférieur dans lesquels on remarque plutôt de nombreux niveaux à ripple marks dont certains représentent des rides d'oscillation ou d'interférence».

Ainsi, de l'Adrar des Iforas à l'Ahaggar oriental et à l'Aïr, et même au delà jusque dans le bassin des Erdis, au Sud-Est du bouclier Tebbou, soit sur plus de 2000 km, le Dévonien inférieur montre une sédimentation de fleuves qui allaient se jeter dans un océan qui couvrait la région de Tindouf et le Bas-Sahara algéro-libyen et s'avançait plus ou moins vers le Sud suivant les moments. Les

auteurs se posent la question de la pente qui leur paraît plus forte que celle de l'Ordovicien. L'Aïr, comme aussi, on va le voir plus loin, le Horst de Mourizidié ou l'Ahaggar oriental, constituaient sans doute déjà des reliefs soumis à l'érosion, mais non des reliefs escarpés, car on ne signale pas de galets de socle dans les sédiments. D'autres facteurs que la pente interviennent aussi dans la formation des méandres : le débit, la charge solide etc. Carson (1986) a montré comment des cours d'eau de forte énergie et transportant des graviers pouvaient former des méandres dans une plaine côtière de la Nouvelle Zélande orientale.

Outre les sédiments transportés par les eaux, les «grès du Fadnoun» contiennent une forte proportion de grains éolisés. Des sables et des silts fluviaux de l'amont ont pu être modelés et traînés par les vents descendus des plaines ou des plateaux d'Afrique centrale et accumulés près des rivages. Nous imaginons un Sahara dévonien où des cours d'eau venus du Sud se fraient un passage au milieu de cordons de dunes étalés dans une plaine littorale.

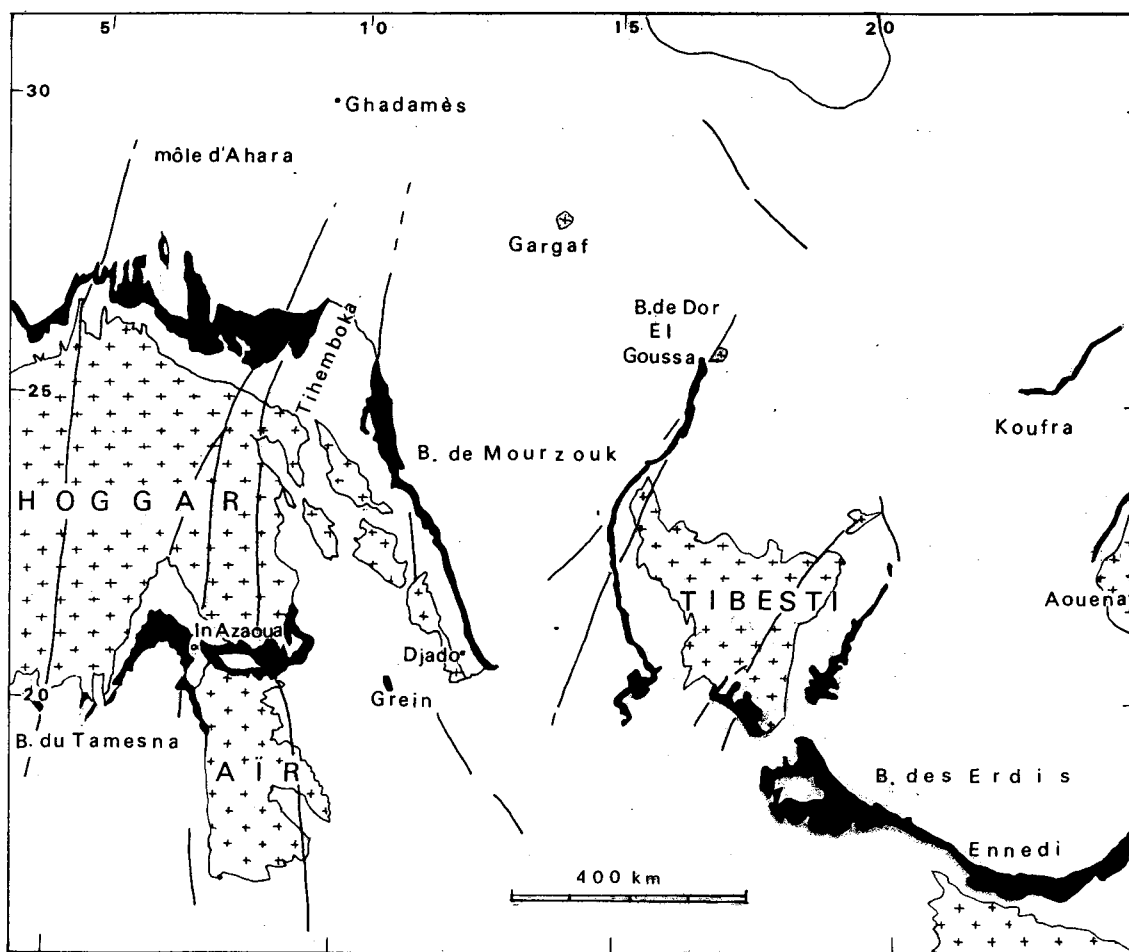


Fig. 6.16. - Principaux affleurements du Dévonien inférieur (en noir) au Sahara central.

Dans la plupart des cas, le Dévonien est séparé du socle précambrien (croix) par l'Ordovicien et le Silurien. Les boucliers Touareg (Hoggar, Air, Iforas) et Tebbou (Tibesti) n'existaient pas encore. Deux exceptions cependant dans le Sud (vers l'amont !) : l'une bien connue au Nord de l'Air (à l'Est d'In Azaoua) et l'autre sur la marge Sud-Ouest du Tibesti; mais cette dernière, qui ressort de la carte de Wacrenier (1958) n'a pas été reprise (par oubli ?) sur la carte géologique internationale au 10.000 000^e. Dans ces deux cas, le Dévonien inférieur repose directement sur le socle.

2.3. Libye et Bas Sahara

Si, partant des plaines du Tafassasset et des montagnes de l'Aïr et du Tibesti, on va vers le Nord on retrouve, avec quelques différences, une évolution analogue à celle que nous avons notée en commençant, depuis la région de Béchar et de l'Anti Atlas, vers le Sud-Est et les Tassilis du Sud, mais cette fois nous irons en sens inverse, du continent vers la mer ! Sur le Paléozoïque de ces confins algéro-libyens on dispose de travaux récents, synthétisés par Assès (1987) et Bekkouche (1992) pour l'Algérie, Klitzsch (1981, 1984), Massa (1988) et Mergl et Massa (2000) pour la Libye, ainsi qu'une suite d'articles réunis par Salem et Belaid dans la «Geology of Libya» (1991).

2.3.1. Le Dévonien inférieur du bassin de Mourzouk

La Formation Tadrart représente le Dévonien inférieur. Plusieurs séquences de grès grossiers à stratifications obliques passent vers le haut à des grès fins et des siltites. Sur les deux flancs du bassin, à l'Est et à l'Ouest, elle repose sur la Formation Acacus silurienne. La limite est nette : la surface de contact est parfois ferruginisée ou porte les traces d'un paléosol, l'horizon d'Iknouen de Freulon (1964). Pour Massa (1988) cette discontinuité pourrait représenter une tranche de temps de 15 Ma max. Les grès de base sont parfois rouges (Lelubre, 1949). Cette Formation Tadrart se serait déposée, selon Massa, pendant le Lochkovien et une partie du Praguien (Mergl et Massa, 2000), et même pendant l'Emsien dans l'Est.

Les grès grossiers sont propres : ils contiennent peu d'argile. Ils renferment parfois des débris de plantes terrestres (Lycophytes) et auraient comblé des chenaux fluviaux en tresse (braided system) dirigés S-N ou S-E - N-O, qui passent vers l'aval à des chenaux d'estuaires. Les grès fins et les siltites du sommet des séquences démontrent une évolution vers le milieu d'estran (tidal flats). Là, ils peuvent encore contenir des débris de plantes flottées venues du continent, des lentilles d'hématite (Lelubre, 1949), mais surtout ont conservé quelques mollusques (*Nucula*) ainsi que des terriers et des pistes (tigillites, *Spirophyton*, *Cruziana*). Il faut arriver dans la formation sus-jacente de Ouan Kasa (Emsien sur le flanc

occidental du bassin) pour trouver une sédimentation de mer ouverte.

Ce Dévonien inférieur, peu épais au Sud du bassin de Murzuq (Mourzouk), se dilate vers le Nord-Ouest, dans le Tadrart (350 m) et le Nord-Est au Dor El Goussa où il atteint 300 m à 510 m. Dans le bassin de Kufra, à l'Est, Turner (1991) décrit un système analogue : un complexe deltaïque-littoral progradant du Sud-Est au Nord-Ouest où l'on note une suite de séquences grano-croissantes, débutant par des shales et des siltites de plateau submergé qui passent vers le haut à des grès littoraux. Chaque séquence est surmontée par une surface d'érosion et les dépôts d'un système en tresse de plaine deltaïque.

2.3.2. Fezzan et bassin d'Illizi

Au Fezzan, le Dévonien inférieur se réduit sur le môle du Gargaf qui ferme au Nord-Ouest le bassin de Mourzouk. Les termes supérieurs du Silurien et le Lochkovien manquent souvent. A l'extrémité occidentale du môle, à Aouinet Ouenine (= Awainat Wanin), la Formation Tadrart n'a plus que 30 m d'épaisseur et repose en discordance sur l'Ordovicien. Des niveaux ferrugineux s'intercalent dans la partie inférieure. Les mesures de courant indiquent un flux vers le Nord et des turbulences autour du Gargaf qui devait être en partie émergé (Burolet, 1965).

A l'Ouest, le bassin d'Illizi est limité au Nord par le môle d'Ahara, orienté Est-Ouest comme le Gargaf, mais décalé d'une centaine de km au Nord par rapport à celui-ci. Assès (1987) en a donné d'intéressantes cartes paléo-géographiques. Le Dévonien basal (ou Unité 3) n'existerait pas sur ce môle qui serait progressivement ennoyé par les sédiments au cours du Praguien (unités 4 et 5). C'est de ce môle «chauve» et de celui du Tihemboka, que proviendrait, au cours du Praguien, une partie du matériel détritique. La réalité est peut-être plus complexe, car, comme l'écrit Kazi Tani (*in litt.* 1993) «*Il me paraît difficile d'envisager le bassin d'Illizi ou le môle d'Ahara comme province nourricière au Praguien. La «discordance calédonienne» qui est bien réelle, car elle ampute vers le Sud tous les termes supérieurs du Silurien, est cachetée par un intervalle transgressif du Lochkovien très continu.*».

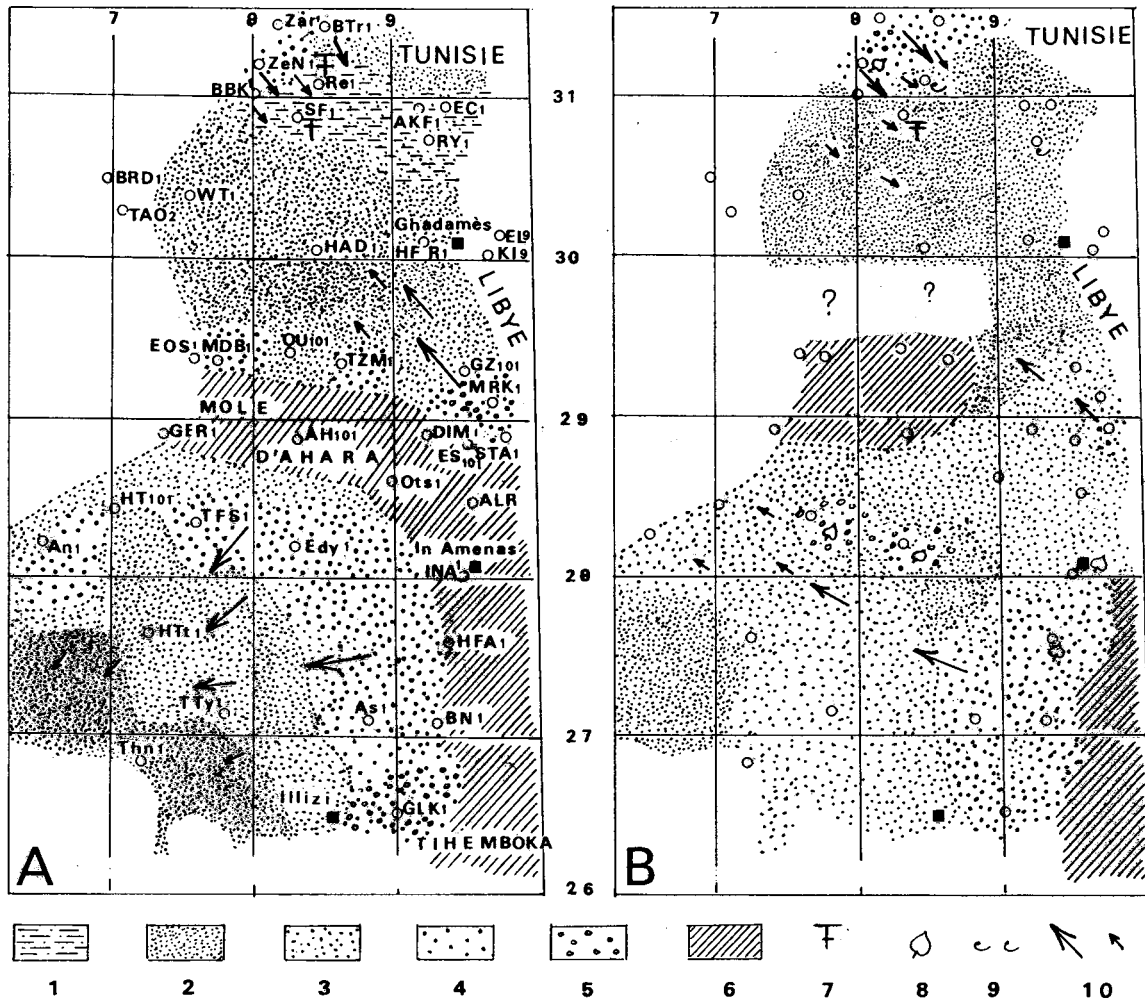


Fig. 6.17. - Répartition des faciès dans le bassin d'Illizi et la partie Ouest du bassin de Ghadames-Berkine, pendant le dépôt du Praguien :

Unité 4 = carte A et unité 5 = carte B, d'après Assès (1987) simplifié.

- 1: argiles et siltites dominants.
- 2: grès fins à très fins dominants.
- 3: grès moyens idem.
- 4: grès grossiers idem.
- 5: présence de conglomérats.
- 6: zone d'érosion ou de non-dépôt au Dévonien inférieur.
- 7: fossiles marins.
- 8: débris de plantes terrestres.
- 9: bivalves.
- 10: directions d'écoulement de détritique.

Les emplacements de sondages sont indiqués par un cercle blanc sur les deux cartes et leur sigle sur la carte A.

2.3.3. Le bassin de Ghadamès- Berkine

Au Nord, ce que l'on appelle aujourd'hui le bassin de Ghadamès-Berkine était déjà plus subsident. La sédimentation paraît y avoir été continue du Silurien au Dévonien. Le Lochkovien et le Praguien y sont représentés, 1) par des grès grossiers, mal classés, et des microconglomérats. En Tunisie ces derniers ont parfois conservé une matrice originelle d'anhydrite, formée en milieu de lagunes ou de mer peu profonde. 2) par des grès fins carbonatés et des argiles vertes à bryozoaires, tentaculites, encrines, etc. qui montrent que les premières incursions marines se sont produites dès le Lochkovien. Bekkouche (1992), partant de l'étude de carottes de sondages et de diagraphies, y distingue quatre formations qui sont, de bas en haut : les Grès Massifs, puis la Série Grés-argileuse ferrugineuse, d'âge Lochkovien, surmontée par les Alternances Argilo-gréseuses supérieures, d'âge praguien et la Série Argilo-gréseuse de l'Emsien.

Au Nord du bassin, existe une nouvelle zone positive, un môle lui aussi Est-Ouest. Il se situe à la limite du domaine maghrébin, comme l'était l'Hamar Lagdad dans le Nord du Tafilalet. Dénommé dans le Sud-Tunisien «Môle de Sidi Toui», il est relayé vers l'Ouest, en Algérie, par le môle Talemzane-Berezof, orienté E-N-E, et à l'Est, en Tripolitaine, par la Dorsale de Djefara. Notre hypothèse est que l'on a ici une esquisse «calédonienne» de ce qui sera le «Bourrelet Djerba-Berriane-Rharbi» au Carbonifère. Kazi-Tani (*in litt.*, 1999) se refuse à faire le parallèle : «Ici il s'agit d'une bordure de bassin flexurée» alors que «dans le cas du Djerba- Berriane-Rharbi il s'agit d'un bourrelet flexural au front d'un chevauchement lithosphérique».

La plus grande partie des apports terrigènes arrive donc du Sud ou du Sud-Est. Pour Braccaccia *et al.* (1991), les variations latérales des unités clastiques du Sud-Est du bassin témoignent que les môles de Tripoli-Tibesti (= le Horst de Mourizidié de Massa) et d'Al Qarqaf (= Gargaf) étaient actifs. Les nombreux cycles sédimentaires que l'on y observe peuvent refléter la migration d'un complexe deltaïque dans un paysage plat. Ils témoignent d'un apport d'eau douce se dirigeant vers le Nord. C'est sans doute aussi du Sud que viennent les micas blancs détritiques datés en K/Ar

par Bonhomme et Bekkouche à 682 ± 15 Ma (Bekkouche, 1993). Cet âge est celui d'un événement Panafricain précoce bien connu dans l'Aïr (Black et Liégeois, 1992) qui a dû affecter aussi l'Ahaggar oriental et le Tibesti.

2.4. Le Dévonien inférieur du Sahara occidental

Le Dévonien affleure au Sud de l'Anti-Atlas, dans la plaine du Dra et le Zemoul, en y dessinant des faisceaux de plis qui contrastent avec les formes lourdes de l'Ordovicien et les monoclinaux réguliers des formations du Carbonifère (v. carte géologique du Maroc au 500.000e Marrakech, ou les 200.000e topo Foum El Hassane et Akka). Cette série dévonienne du flanc Nord de la synéclyse de Tindouf est puissante et contient d'épais niveaux plastiques. Sur le flanc Sud, le long de la Dorsale Regueibat, le Dévonien, bien que beaucoup plus mince mais subhorizontal, s'étale aussi largement. Il ne forme pas ici de plateaux comparables aux Tassilis du Sahara central.

2.4.1. Sur le flanc Nord de la synéclyse de Tindouf

La sédimentation paraît continue du Silurien au Dévonien, mais les faciès changent ; du fer arrive en abondance. Dans le Nord-Ouest de la synéclyse, à Aïn Deliouine, 600 m d'argiles vertes et roses représentent le Lochkovien et le Praguien. Dans ces argiles un peu sableuses, s'intercalent des bancs de grès parfois carbonatés, ou de calcaires, épais de quelques dm à quelques m. Les couches sont datées par des brachiopodes : *Howellella mercuri*, *H. inchoans* et *Lanceomya borealiformis* qui peut constituer des lumachelles, ainsi que des trilobites (*Acastella*), des conodontes, des tentaculites. A la base, *Monograptus eg.uniformis* confirme la corrélation avec le Lochkovien. Hollard souligne qu'ici on n'a aucune trace de discontinuité qu'on puisse attribuer à la Phase Ardennaise de l'orogénèse calédonienne, mais seulement un changement de faciès. Vers l'Est, l'épaisseur n'est plus que de 18 m à Iriqui pour augmenter à nouveau avec l'apparition des oolites ferrugineuses qui rappelle les faciès du bord du bassin (Hollard, 1970; Alberti, 1981).

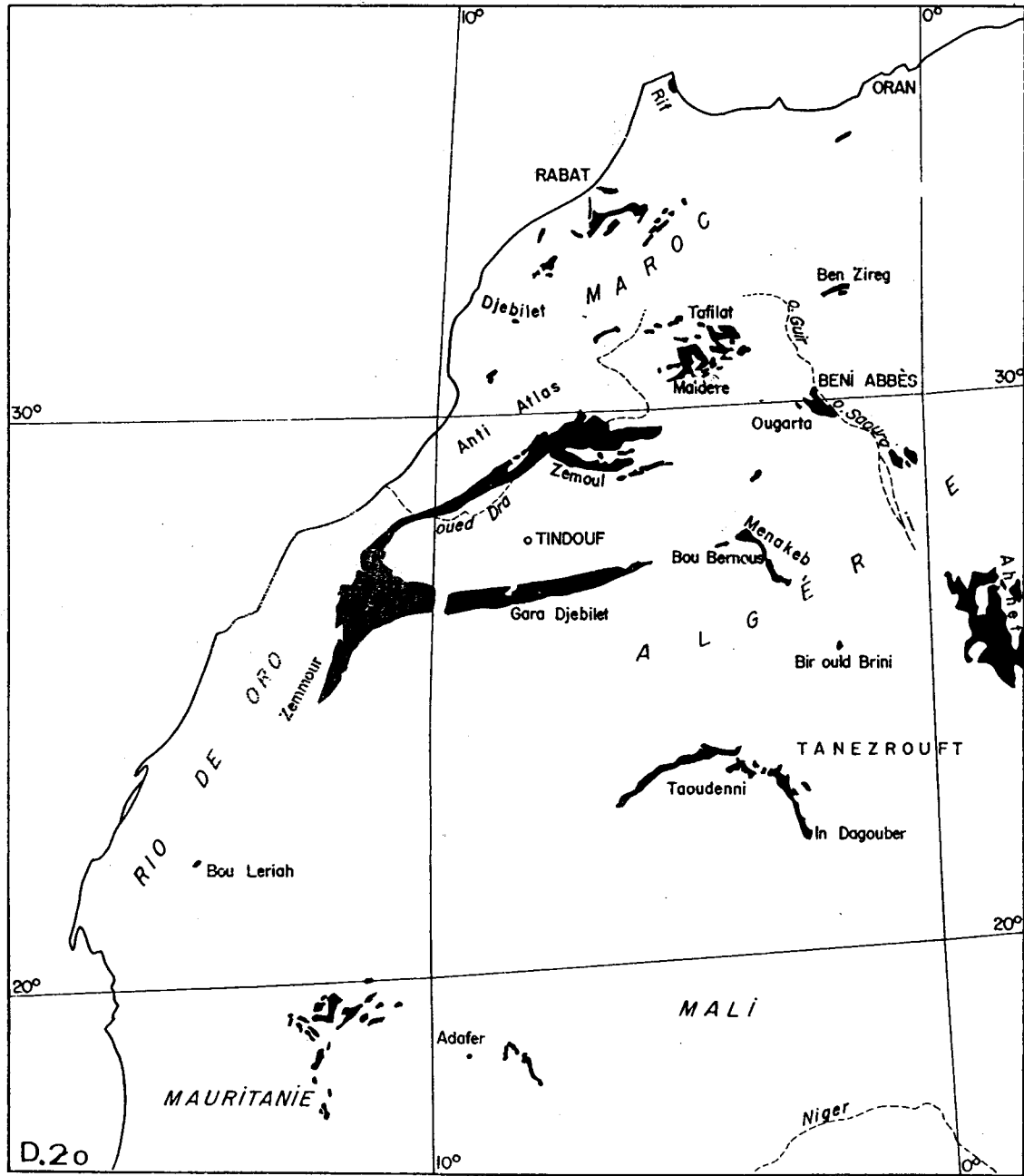


Fig. 6.18. - Affleurements de Dévonien (en noir) au Sahara occidental et au Maroc.

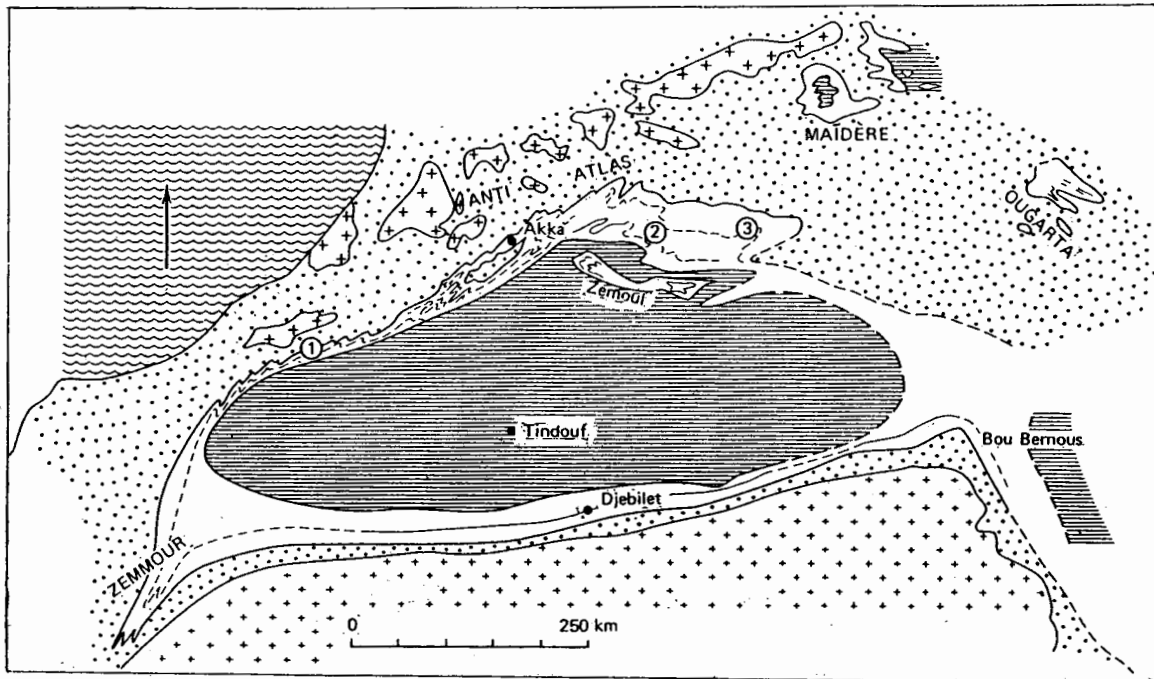


Fig. 6.19. - Affleurements de Dévonien de la synclise de Tindouf.

Croix : socle Précambrien. Points : Paléozoïque inférieur. Ligné : post Dévonien. 1: Aïn Deliouine. 2: Iriqui. 3: Rich M'Bidia. Aouinet Legraa se trouve à 50 km à l'Est de Djebilet.

2.4.2. En bordure de la Dorsale Regueibat

Le Dévonien inférieur y est beaucoup plus mince que sur le flanc Nord de la synclise et que dans l'Ougarta. Il y est représenté par une formation argilo-gréseuse et ferrifère qui débute au Lochkovien ou parfois dès le Silurien terminal. A Aouinet Legraa, à l'Est de Djebilet, quelques horizons calcaires ont livré des trilobites (*Acastella*) et des brachiopodes. Près de Bou Bernous, au coin Nord-Est du bouclier, Menchikoff avait découvert, en 1935, plusieurs lentilles d'oolite ferrugineuse, étudiées plus tard par Guerrak (1987). Ce dernier situe deux des six lentilles principales du Feidj Mlehas dans le Silurien supérieur et les autres dans le Lochkovien. Epaissees de 0,50 m à 7,50 m, elles représentent 700 millions de tonnes de fer, sédimenté dans un milieu de lagons et d'îles-barrières, peut être à proximité d'un delta.

A l'Ouest, dans la Seguiet El Hamra, les argiles et grès fossilifères du Lochkovien sont surmontés par des argiles grises et beiges à lentilles carbonatées qui contiennent à la fois une faune marine de brachiopodes et des débris de plantes terrestres comme les Psilophytales (Lemoigne, 1967). Le rivage n'était sans doute pas bien loin. Guerrak (1987) situe ces couches dans le Praguien. Elles constituent le plancher d'un second niveau de minerai de fer qui a rendu célèbre la gara Djebilet, 125 km au Sud-Est de Tindouf. Le toit du gisement est formé par un conglomérat carbonaté, des siltites et des grès à faune marine (brachiopodes, encrines, etc.) datant de l'Emsien.

Ce gisement, découvert par Gevin en 1952, est constitué par trois grosses lentilles d'une oolite à forte teneur en fer. Les réserves totales reconnues, et les réserves «économiques» (minerai à plus de

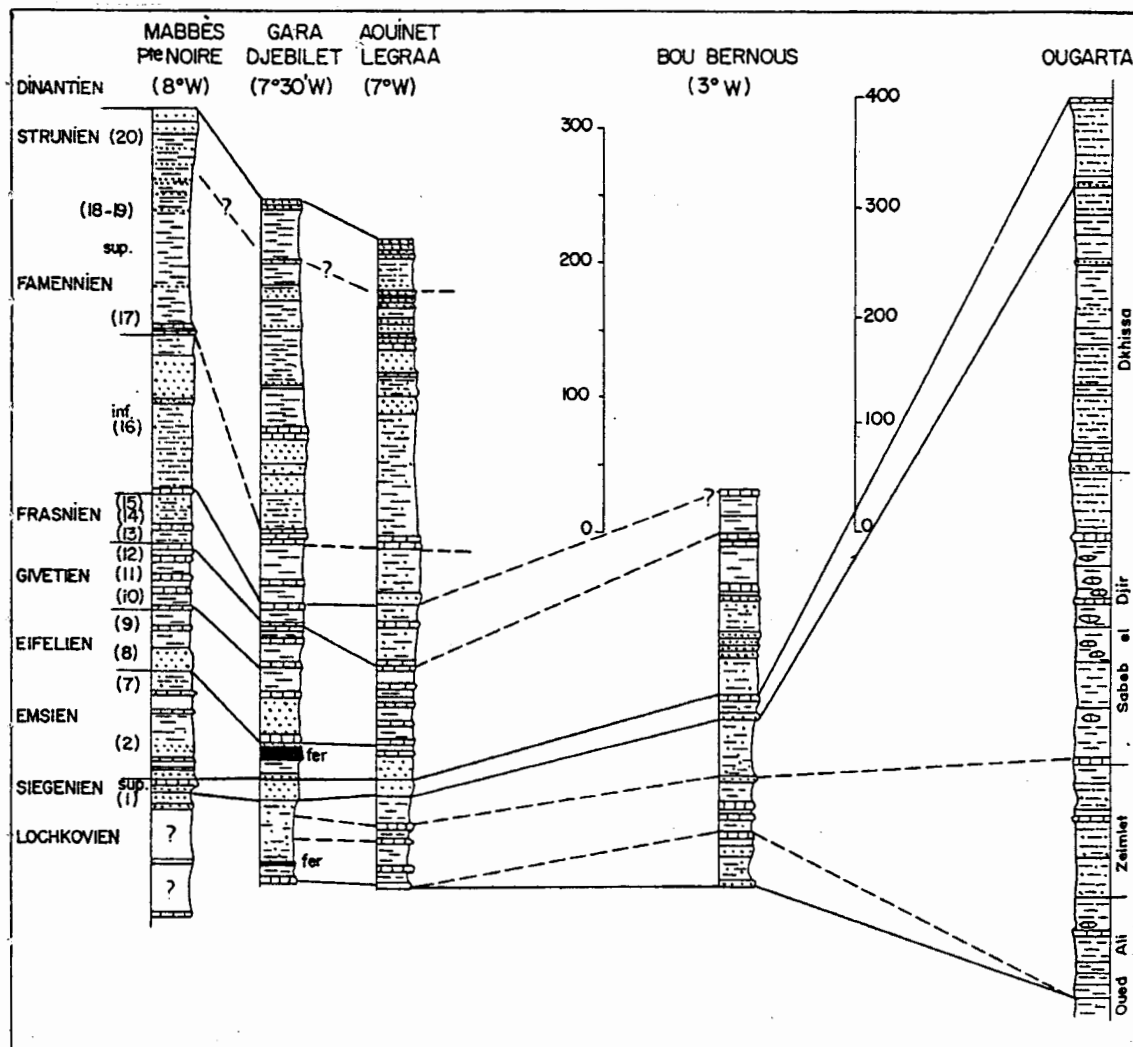


Fig. 6.20. - Coupes comparées dans le Dévonien du bord Sud de la synclise de Tindouf et l'Ougarta, d'après Hollard (1970) simplifiée. Pour des raisons de commodité on a donné une échelle un peu plus réduite à la coupe de l'Ougarta où n'est représenté que le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur. Les chiffres de la colonne Mabbès renvoient aux unités stratigraphiques du Sud marocain.

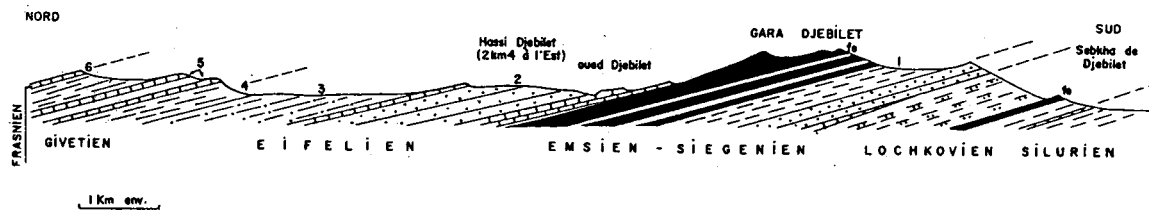


Fig. 6.21. - Dévonien inférieur et moyen de Djebilet, d'après Gevin (1960), simplifiée.

fe : minerai de fer.

1 : couches à *Acrospirifer cf fallax* et *Glossinulus mimicus* (Drot, 1964).

2 : grès roses.

3 : argiles gréseuses à *Calceola sandalina*.

4 : argiles à goniatites (*Tornoceras simplex*).

5 : calcaire à polypiers.

6 : lumachelle à *Cyrtospirifer verneuilli*.

Attributions d'étages d'après Hollard (1970). Les épaisseurs sont exagérées environ dix fois.

57% de fer) le situent dans le peloton de tête des gisements de fer oolitique du Monde. La sédimentation ferrifère se produit au moment où des terres émergées semblent proches; les lentilles d'oolite ferrugineuse se trouvent chaque fois au sommet de séquences grano-croissantes. Guerrak (1987) a montré qu'elles se sont formées en milieu marin peu profond, calme, abrité du large par des îles-barrières, sur des fonds bioturbés.

Le fer aurait été apporté en solution ou en suspension par des fleuves «à régime modéré, avec des écarts de débit faibles à l'échelle annuelle, mais sans doute importants à celui du million d'années, la variation étant proportionnelle à l'évolution des bassins versants». Ils devaient venir du Sud ou du Sud-Ouest. Guerrak compare la masse de fer concentrée dans le gisement à ce qu'apportent aujourd'hui à l'océan de grands fleuves de pays tempérés froids ou tropicaux. Il estime que un milliard de tonnes (1 Gt) de fer peut se déposer en peu de temps : 5000 ans si le gisement est alimenté par un fleuve analogue à la Vistule, de climat tempéré froid, et 25 ans seulement s'il l'est par un fleuve comparable à l'Amazone. Même en admettant qu'une grande partie du fer apporté à la mer est dispersée par les courants et que seul 1% est concentré dans les eaux calmes près des côtes, on doit reconnaître que la formation d'un gisement comme celui de Djebilet a pu être un phénomène quasi-instantané à

l'échelle géologique, mais qui a exigé des conditions paléogéographiques très strictes et donc exceptionnelles.

Plus à l'Ouest encore, le Dévonien inférieur se complète et s'épaissit quand on passe en Mauritanie et au Sahara occidental. Dans la Seguiet El Hamra, la couverture paléozoïque est toujours tabulaire, mais dès qu'on arrive dans le Zemmour Noir elle est affectée de plis aigus (Sougy, in Mestruel et al., 1975) comme elle l'était dans le Draa et l'Ougarta.

Le Dévonien inférieur, qui peut atteindre 450 m d'épaisseur, débute, au-dessus d'un horizon à *Scyphocrinites*, par des argiles à *Monograptus uniformis*. Le Lochkovien succède sans discontinuité apparente au Silurien. D'après la description de Sougy, ce Dévonien inférieur paraît formé d'une alternance d'argiles, de siltites, de grès fins et de calcaires gréseux ou lumachelliques : la sédimentation serait rythmique dans les 140 m inférieurs; elle s'affinerait au sommet. Les brachiopodes, trilobites, encrines, bryozoaires, etc., surtout abondants dans les horizons carbonatés, datent ces couches du Lochkovien inférieur. Par contre, les associations caractéristiques du Lochkovien supérieur n'ont pas encore été trouvées. Certains niveaux se terminent en biseau vers le Sud, et en particulier un membre de siltites, grès fins micacés, argiles et lumachelles de la partie médiane.

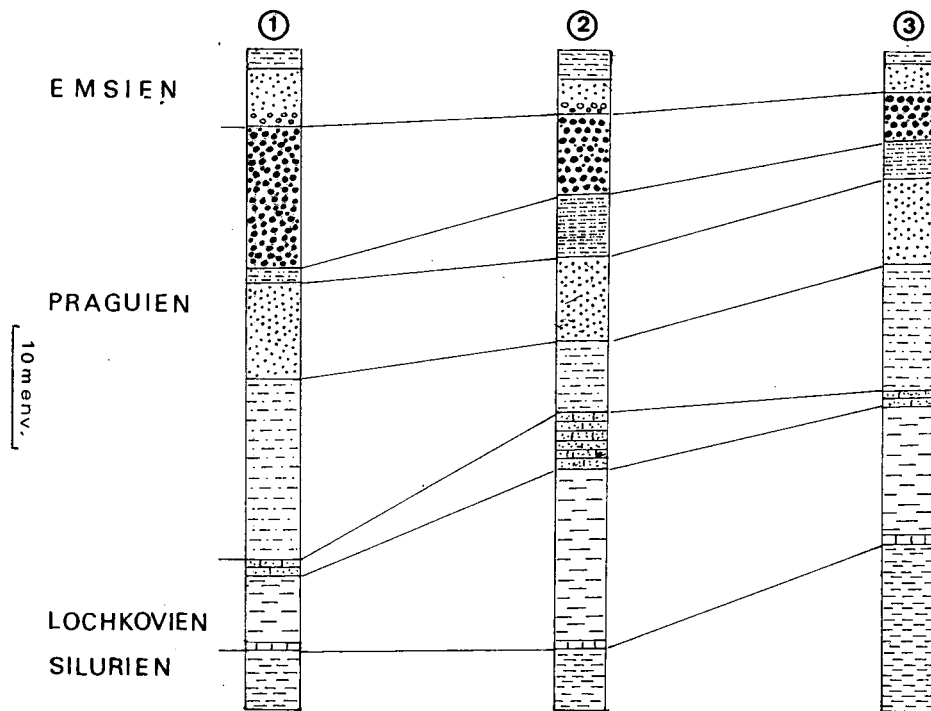
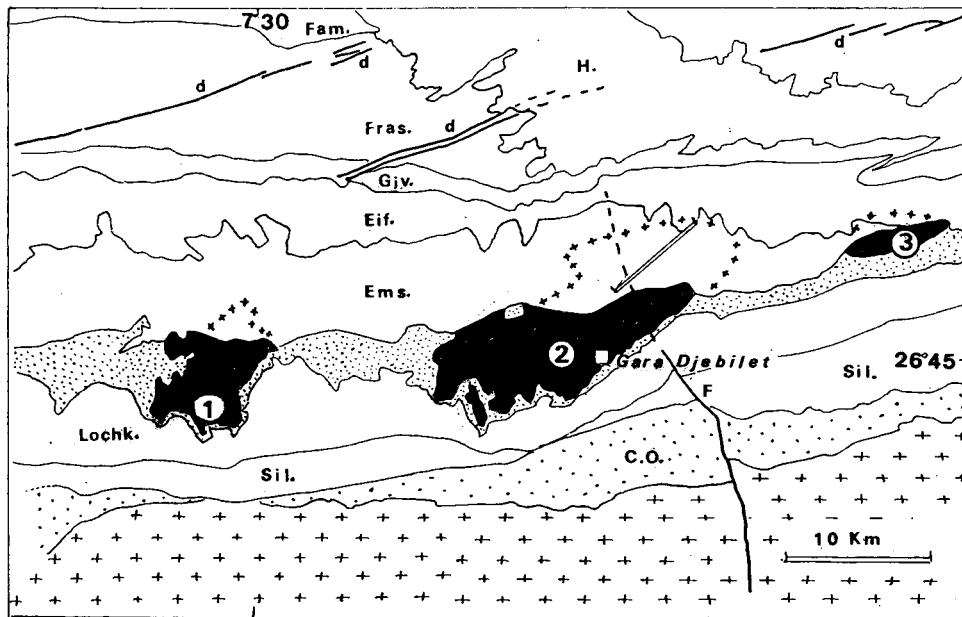


Fig. 6.22 - Légende page 253.

Fig. 6.22. - Carte et coupes géologiques du secteur de Djebilet, d'après Guerrak (1987).

1: gara Ouest.

2: gara centrale.

3: gara Est.

C.O. : Cambro-Ordovicien gréseux.

Sil: argiles siluriennes.

Lochk: Lochkovien argileux et calcaire.

Les grès fins et siltites du Praguien (en pointillé) forment l'enveloppe des lentilles minéralisées (en noir).

Ems: l'Emsien débute par un conglomérat surmonté de grès et de siltites.

Eif: Eifelien.

Giv: Givetien.

Fras: Frasnien.

Fam: Famennien.

H: Carbonifère.

d: dykes de dolérite jurassique.

F: faille. Les trois colonnes correspondent à la carte et sont tirées de la même publication de Guerrak (1987).

Sur la carte, on a reporté par de petites croix l'enveloppe des anomalies du champ magnétique total d'après BIA (1959) et par un double trait la position du profil de la figure 2t.

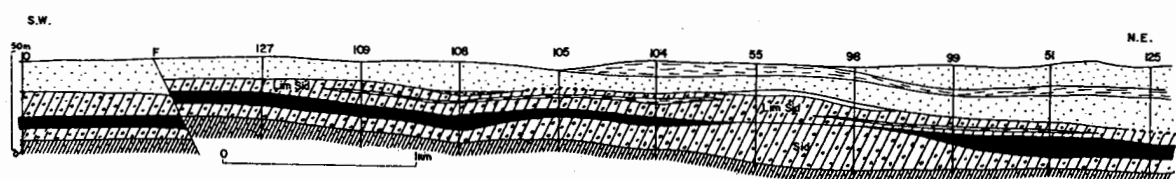


Fig. 6.23. - Profil du gisement sous la couverture au Nord-Est de la gara centrale d'après un document BIA (1959, inédit).

Le minerai se présente en lentilles dans une alternance de schistes argileux, de grès et de minerai pauvre.

Le minerai riche, en noir, forme des lentilles à magnétite et hématite dominantes et sidérose secondaire.

Sid. : oolite inférieure à sidérose dominante.

Lim-Sid. : complexe ferrique supérieur d'oolites à limonite et sidérose dominantes, hématite et magnétite secondaires et intercalations d'argiles vertes et rouges plus ou moins hématitisées.

Les numéros à la surface du sol correspondent à des sondages.

La sédimentation du Praguien débute par un horizon calcaire et ferrugineux qui peut passer à une oolite à chamosite et hématite. Localement, cette oolite reposerait sur un hard-ground, bien que l'on n'y ait pas décrit de condensation de faune. Des dalles calcaires, riches en brachiopodes et bryozoaires, viennent s'intercaler au sein des argiles, siltites et grès fins. Ces couches, épaisses d'une centaine de mètres dans la partie méridionale (mauritanienne) du Zemmour Noir, n'ont livré que des fossiles du Praguien supérieur. On peut donc supposer à sa base une lacune de l'ordre de quelques millions d'années correspondant au Lochkovien supérieur et au Praguien inférieur, s'il ne s'agit pas, bien sûr, d'une insuffisance dans la collecte des fossiles. La réponse à cette question doit se trouver dans la Seguiet El Hamra. Ainsi la sédimentation est continue du Silurien au Lochkovien, sans apport grossier mais avec des dépôts marins épais, argileux et carbonatés : on est bien là sur la marge subsidente d'un continent probablement très plat.

L'opposition est frappante avec l'Adrar mauritanien, 600 à 800 km au Sud, en bordure du bassin de Taoudenni. Là, 80 m de grès grossiers et ferrugineux précèdent le dépôt des calcaires et grès marins du Dévonien moyen. Ces couches de base, dénommées «grès d'Aouinet Zbel» par Monod (1949), représenteraient un faciès littoral et n'ont livré que des fossiles du Praguien. On se trouverait dans un cas comparable à ce que nous avons vu dans certaines parties des Tassilis Externes et de Libye. Une plate-forme submergée et peut être des plages, mais cette fois les formes du rivage comme celles des courants marins et des rivières n'ont pas facilité l'accumulation d'oolites ferrugineuses. Et pourtant on était beaucoup plus près des sources possibles du fer que représentent les terrains de l'Archéen (Bronner *et al.*, 1992).

Au coeur de la synclise de Taoudenni, le Dévonien inférieur paraît manquer. S'il existe, ce serait seulement quelques horizons emsiens. La partie orientale de cette structure n'était donc pas un «bassin» vers 430-390 Ma (voir Chap. 2.5 et Fig. 6.8) ou, si elle l'a été, elle a été soumise à une épirogenèse et une érosion au Dévonien inférieur. C'était peut-être là le rivage du continent dont nous sentions la présence proche à Tindouf.

3. DE LA TRANSGRESSION EMSIENNE A LA FIN DU DÉVONIEN

On a vu que, dans de grandes parties du Sahara, le Lochkovien n'était pas caractérisé et le Praguien représenté par des sédiments fluviaux ou littoraux. Ailleurs, les premiers sédiments dévoniens datés par des fossiles marins sont d'âge Emsien ou Eifélien. Que traduisent ces changements de paléogéographie dans le temps et l'espace ? Vers la fin du Dévonien inférieur les épirogenèses qui avaient structuré le Sahara central ralentissent ou cessent dans le Nord de l'Afrique. Vers le même temps, l'océan gonfle : il va ainsi envahir les lagunes, les deltas et les baies où s'étaient sédimentés les minerais de fer et submerger les rivages et leurs cordons de dunes. Cette première transgression eustatique s'est faite en plusieurs pulsions successives au cours de l'Emsien et de l'Eifélien, de 390 (ou 385) à 380 Ma. La péninsule ainsi noyée n'était pas tout à fait plane. La mer qui la couvre va offrir une grande variété de milieux plus ou moins profonds, calmes ou agités, des îles basses et des lagons, ce que vont refléter les différents faciès des sédiments. Dans sa synthèse sur le Dévonien moyen et supérieur de la marge nord-occidentale du Sahara, Wendt (1991) insiste sur la diversification de la plateforme continentale à laquelle on assiste vers le milieu du Dévonien. On pourrait distinguer ainsi, de l'Anti Atlas à la Libye :

1. Des terres submergées par moments;
2. Des rivages où dominent les apports détritiques terrigènes, avec parfois dépôt de carbonates;
3. Des récifs qui se développent ici ou là, à partir de l'Emsien, et ne dépassent pas le Dévonien moyen;
4. Des plate-formes pélagiques à sédimentation carbonatée condensée, discontinue;
5. Des talus de plate-forme caractérisés par des coulées boueuses (debris flows) et des phénomènes de slumping;
6. Des bassins peu profonds et marginaux à sédimentation surtout argileuse;
7. Enfin des bassins profonds remplis d'argiles, à turbidites et olistostromes occasionnels.

Ces séries, bien calées par des fossiles, se terminent brusquement à la fin du Famennien où la topographie sous-marine est nivelée par des apports deltaïques. La partie de la plate-forme immergée que nous avons connue au Lochkovien et au Praguien s'étend donc beaucoup. Les lignes de rivages et donc le tracé des courants marins changent (v. par ex. Oczlon, 1990), offrant aux faunes marines de nouvelles conditions de vie (Ginsburg, 1964). On assiste alors à une multiplication du nombre et des variétés de brachiopodes et des faunes fixées, une disparition des graptolites et l'apparition des goniatites. En même temps la montée des eaux met en communication des mers jusque-là séparées : au Sahara occidental et central, des faunes Nord-Est américaines viennent se mêler à celles du Vieux Monde (Racheboeuf, 1990) tandis qu'au Sénégal, en Guinée Bissau et au Ghana arrivent des faunes malvino-cafres. La biostratigraphie de ces séries dévoniennes a donc pu disposer de plusieurs familles d'origines diverses pour établir ses échelles : goniatites, brachiopodes, tentaculites, conodontes. C'est aujourd'hui souvent cette dernière qui sert de référence. Mais toutes les zones de conodontes n'ont pas la même durée. Wendt et Belka (1991) font remarquer que si l'on prend les dernières datations rassemblées par Harland *et al.* (1990), le Givétien dure 4 Ma, le Frasnien 10 Ma et le Famennien 7 Ma. Chaque zone de conodontes du Givétien durerait en moyenne 0,5 Ma, alors qu'au Frasnien devenu plus long, elle durerait 1,25 Ma et au Famennien 0,2 Ma. Ce détail est fort important si l'on veut raisonner sur la durée et les causes des cycles eustatiques. Comme dans la première partie de ce chapitre, nous procéderons de l'aval vers l'amont, depuis les séries sédimentaires marines bien datées, vers les zones littorales et les rivages, situés peut-être vers le Ghana, le bassin des Iullemedden au Niger, l'Ouadaï au Tchad et le Tibesti en Libye.

3.1. Ougarta et Saoura

3.1.1. Emsien

Dans la coupe de la Saoura (Figs. 6.5 et 6.6), au Nord-Est des petites barres gréseuses de la formation de Dkhissa (Praguien), une falaise

calcaire, de quelques mètres de haut, rompt la monotonie de ce paysage. La route la franchit à la faveur d'une petite faille, puis la longe quelque temps. Nous pourrions suivre cet horizon sur plusieurs dizaines de km et d'un synclinal à l'autre. Deux ou trois niveaux semblables l'accompagnent, séparés par des dépressions où affleurent des argiles et des calcaires noduleux. Le niveau inférieur, surnommé «Muraille de Chine» par les pétroliers, constitue la base de la Formation Teferguenite. A la surface du banc, on admire de grands Orthocères. Dans le calcaire on récolte de gros trilobites, des gastéropodes, des brachiopodes, des encrines et des tentaculites.

D'anciens sables coquilliers, aujourd'hui transformés en un calcaire compact, montrent des stratifications entrecroisées. Au-dessus apparaissent les premières goniatites caractéristiques de l'Emsien : *Mimagoniatites aff. bohemicus*, *M. fecundus*. On doit attribuer à cet étage le membre inférieur de la Formation Teferguenite : 300 à 400 m d'argiles et de grès, surtout à la partie supérieure, et «qui admet 3 passées calcaires principales, dont la plus importante marque la base (Muraille de Chine). Ce niveau a livré : *Cheirurus gibbus*, *Dalmanites sp.* Au dessus on récolte *Phacops confluens*, *Homalonotus aculeatus*, *H. perarcuatus*, *Euryspirifer paradoxus*, *Acrospirifer primaevus*» (Moussine-Pouchkine, 1983). Nous voyons ainsi à la fin du Dévonien inférieur une modification profonde de la sédimentation : aux apports argileux et sableux qui persistaient depuis le Silurien succèdent des dépôts carbonatés qui traduisent un ralentissement de l'apport terrigène et donc, semble-t-il, une extension de la mer. Cette transgression qui commence pendant l'Emsien va intéresser tout le Sahara.

3.1.2. Dévonien moyen

Il est beaucoup moins épais (170 à 190 m) que le Dévonien inférieur et correspond au membre supérieur de la Formation Teferguenite. La sédimentation, surtout argileuse et carbonatée, est riche en goniatites. L'Eifelien débute par quelques bancs de calcaire argileux alternant avec des marnes. Il repose en conformité, sans lacune apparente, sur les couches emsiennes. Cet horizon

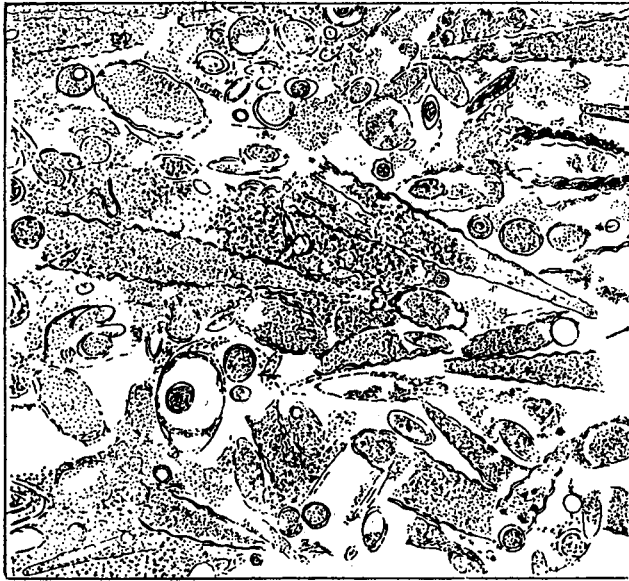


Fig. 6.24. - Calcaire à tentaculites (*Novakia, dacryoconarides*) dans l'Emsien de la coupe de Marhouma (ou du km30), au Sud de Béni Abbès d'après une photo de Sacal (1963).

La lame mince paraît taillée perpendiculairement à la stratification. Les coquilles sont en partie remplies d'argile ou de micrite sombre. De la calcite secondaire limpide, ici en blanc, a cristallisé dans l'espace laissé libre.

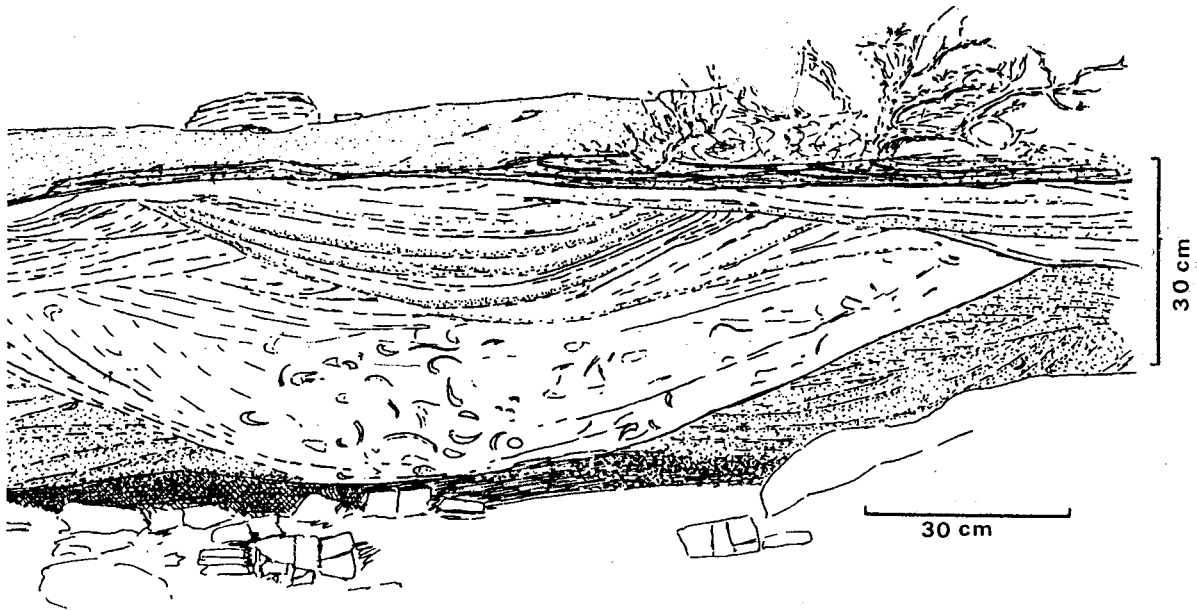


Fig. 6.25. - Stratifications obliques et petit chenal dans les calcaires bioclastiques de la Muraille de Chine, au km 30 d'après une photo.

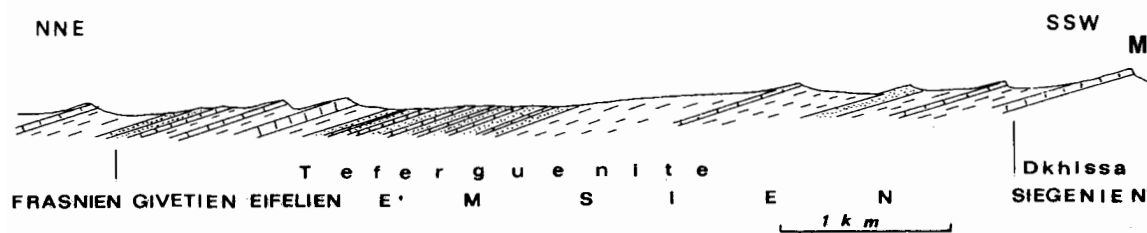


Fig. 6.26. - Formation Teferguenite dans la coupe 2 de la figure 2a, d'après Amard et Moussine-Pouchkine (1967, *inédit*). M : Muraille de Chine. Les hauteurs sont exagérées deux fois environ.

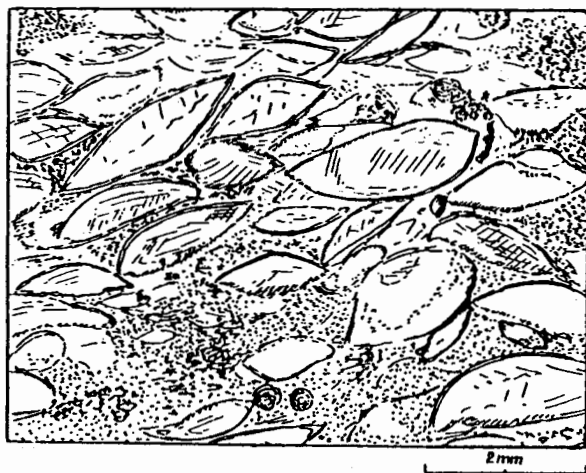


Fig. 6.27. - Calcaire pétri de brachiopodes (Terebratulidés). Dévonien moyen de l'Ougarta, d'après une photographie de Sacal (1963).
Dépôt de milieu calme : les coquilles sont entières et les valves jointes. Elles ont été remplies ensuite de calcite.

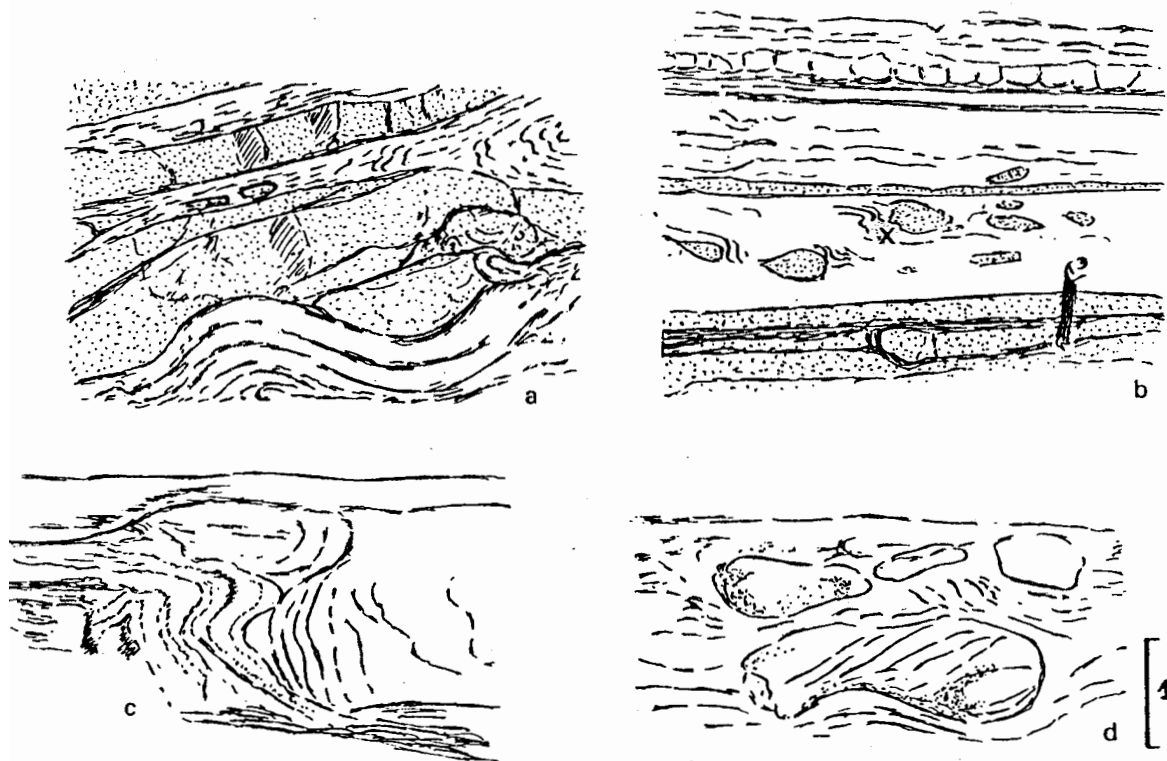


Fig. 6.28. - Déformations synsédimentaires dans les Grès de Marhouma (zone d'Etroeungt, Saoura).

a: redoublement local.

b: blocs de grès fins emballés dans la matrice gréseuse et silteuse qui se déforme (d'après photos, 1971). Le personnage en bas à droite du dessin donne l'échelle.

c: la figure c correspond à la croix portée sur la figure b. Le pli est vu de trois quarts.

d: blocs arrondis emballés dans des siltites et des grès fins.

a livré une faune benthique, bien conservée. Les premiers bancs contiennent beaucoup d'encrines tandis que les bancs supérieurs livrent des polypiers (*Michelinia*, *Favosites*), des stromatopores, des encrines, des trilobites (*Phacops*, *Proetus*, *Asteropyge*), des brachiopodes (*Uncinulus*, *Leptaena*, *Atrypa*, *Hysterolites*, *Acrospirifer*, *Paraspirifer*, *Reticularia*, *Camarotoechia*, *Athyris*). Ceux-ci sont rassemblés en amas, encroûtés par des bryozoaires, au pied de polypiers en position de vie. Cet ensemble est recouvert par un banc calcaire. Il ne s'agit plus là d'un calcaire bioclastique mais d'une roche noduleuse sombre, contenant des trilobites et surtout des goniatites (*Anarcestes lateseptatus* var.

aplanata) qui, à partir de ce niveau, représenteront l'élément dominant des faunes du Dévonien.

L'Eifelien supérieur est représenté également par des calcaires noduleux sombres, noirs ou verdâtres, contenant des goniatites (*Pinacites jugleri*, *Foordites*, *Agoniatites*, *Anarcestes*, *Subanarcestes*), quelques lamellibranches (*Panenka*, *Kralowna*) et surtout de très nombreux dacroconarides qui peuvent, parfois, constituer plus de 50% de la roche. Le Givétien débute par un ensemble argileux d'une quarantaine de mètres d'épaisseur livrant quelques petites goniatites pyriteuses à la partie supérieure (*Agoniatites costulatus*, *Anarcestes*, *Werneroceras crispiforme*). Ces argiles noires, pyriteuses, sont

surmontées par des calcaires massifs, parfois noduleux, souvent bourrés de ptéropodes. La partie supérieure est formée encore par des calcaires et des argiles auxquels s'ajoutent quelques passées silteuses. La sédimentation prend un caractère rythmique tandis que la faune devient moins abondante, mais est toujours constituée surtout de goniatites : *Maenioceras*, *Tornoceras*, *Wedekindella*, *Agoniatites*. En résumé, le changement que nous avons observé sous le banc à *Anarcestes lateseptatus* marque le passage d'un milieu néritique agité à un milieu plus calme, à un faciès pélagique.

3.1.3. Dévonien supérieur

Le Dévonien supérieur correspond à la formation des Argiles de Marhouma ou de Temertaset et aux Grès de Marhouma (ou de Ouarourout). Le dépôt des Argiles de Marhouma (750m) débute pendant le Frasnien inférieur et se termine pendant le Strunien (Legrand-Blain, 2001). Les Grès de Marhouma (300 m) qui viennent au-dessus ne contiennent pas de fossiles mais sont surmontés par du Tournaisien basal. Comparons la relation épaisseurs / durée à celle du Dévonien moyen dans le même secteur : ce dernier, épais de 170 à 190 m dure 10 Ma à 20 Ma (de 385 à 375 Ma ou 391 à 370 Ma), soit 17 m à 19 m par Ma ou 8,5 à 10 Ma suivant les échelles. Le Dévonien supérieur, épais de 850 à 1100 m, dure à peu près autant, 15 à 16 Ma, de 375 (ou 370) à 354 Ma (ou 360 Ma), et le seul Famennien (5 à 10 Ma) représente environ les 4/5e de la puissance du Dévonien supérieur. Selon Kazi Tani (*in litt.*, 1993) l'analyse de la subsidence sur le sondage HH1 (Hassi Hossine) «montre que pour le Dévonien deux phases de subsidence se relaient. La première débute au Gédinnien et s'éteint au Frasnien; elle est assez modérée. Celle qui prend le relais, au Famennien, est beaucoup plus vive. Il n'y a donc pas une évolution continue de la subsidence avec «accélération» au Famennien mais deux phases distinctes». On peut voir là l'effet d'une distension précoce marquant le début des évènements varisques.

Le Frasnien

On passe de façon continue du Givétien au Frasnien. La base de cet étage est encore formée de

calcaires fins et de marnes, contenant de petites goniatites pyriteuses : *Pharciceras*, *Tornoceras*, *Koenenites*. Après une intercalation argileuse d'une quarantaine de mètres, apparaît un banc de calcaire noduleux rouge. C'est la première apparition du faciès «Griotte» qui prendra beaucoup d'extension au Famennien. Ce banc, ainsi que les calcaires noduleux rouges et verts qui viennent au-dessus contient de grands *Manticoceras* qui caractérisent le sommet du Frasnien. Certaines espèces peuvent atteindre 60 cm de diamètre alors que la plupart des goniatites dévoniennes ne dépassent pas 10 cm.

Le Famennien

Cet étage, surtout argileux, comporte des bancs de calcaire «griotte» dans sa partie moyenne : des nodules calcaire sont séparés par des filets argileux, plus ou moins épais. On passe ainsi de nodules noyés dans des argiles à des bancs massifs ou l'argile est réduite à de fins liserés. Souvent le coeur des nodules est occupé par une coquille de goniatite ou d'orthocère. Ces roches rappellent, en moins compact, les calcaires griotte connus au Dévonien supérieur dans l'Anti-Atlas, ou de l'autre côté de la Méditerranée, dans les Pyrénées ou la Montagne Noire. Un faciès analogue existe au Jurassique, en Italie où il porte le nom d'Ammonitico Rosso. Elmi et Ameur (1984) ont étudié le mode de formation des «griottes» de Marhouma et insistent sur l'instabilité du bassin et le rôle des organismes fouisseurs dans la dislocation des lits calcaires : «La structure noduleuse s'accroît au fur et à mesure que les bancs calcaires deviennent plus rapprochés... L'augmentation de la fréquence des bancs calcaires s'accompagne d'une multiplication des surfaces d'arrêt de sédimentation propice à l'activité des organismes benthiques et des fouisseurs... Il y a relation directe entre teneur en carbonates, ralentissement de la sédimentation, activité des organismes fouisseurs et nodulisation». Kazi-Tani ajoute (*in litt.*, 1999) «On pense de plus en plus que les faciès noduleux caractérisent une situation paléogéographique en bordure de talus et un contexte dynamique, une sismicité active. Enfin le fait que les boules noduleuses aient un nucleus bioclastique suggère un déplacement sur une pente par effet de boule de neige».

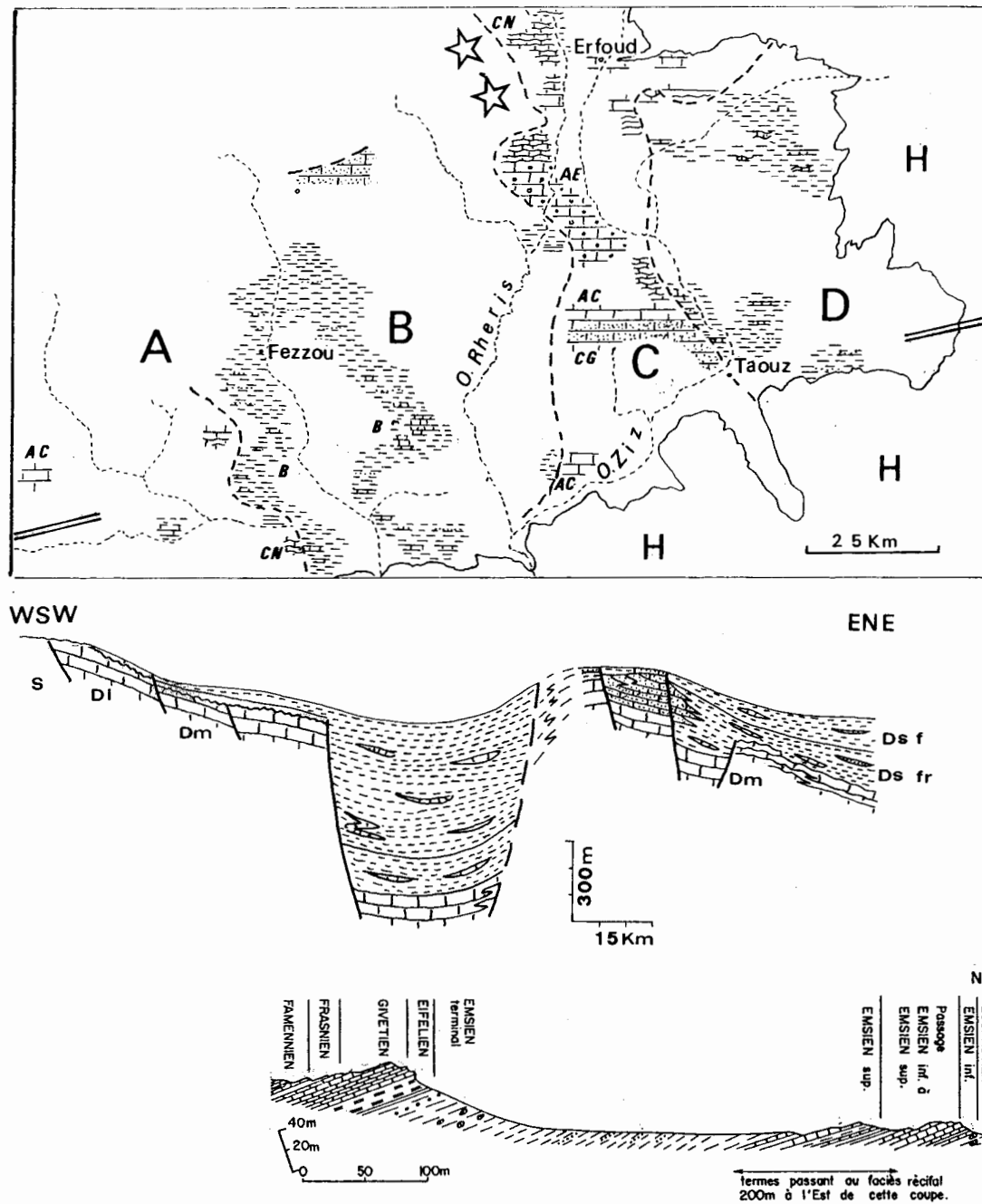


Fig. 6.29. - Répartition des faciès et paléogéographie du Famennien inférieur dans l'Anti-Atlas oriental d'après Wendt (1988).

Domaines : A: plate-forme du Maïder. B: bassin du Maïder. C: plate-forme du Tafilalt. D: Bassin du Tafilalt. H: hammada méso-cénozoïque.

Faciès : AC: calcaires à céphalopodes. AE: calcaires à encrines. B: calcaires finement stratifiés et marnes. CG: grès calcaires. CN: calcaires noduleux. Etoile: coulées boueuses géantes. Les doubles traits indiquent les extrémités du profil ci-dessous. *Profil WSW-ENE à la même époque.* Le Dévonien manque sur le flanc occidental de la plate-forme du Tafilalt par érosion ultérieure. S: Silurien. Di: Dévonien inférieur. Dm: Eifelien. Ds fr: Frasnien. Ds f: Famennien inférieur. *Au-dessous, coupe-type du Tafilalt, 17 km à l'Est d'Erfoud, d'après Hollard.*

Quant à la teinture rouge des sédiments, on peut se demander si elle ne proviendrait pas de sols de type latéritique ou bauxitique dont la ré-sédimentation dans les dépôts du Dévonien moyen-supérieur a été démontrée au Maroc (Deloche *et al.*, 1985). Comme on le verra à propos des «griottes» du Tafilalt, il s'agirait de dépôts de relativement faible profondeur. Ces calcaires ont livré les goniatites et les clyménies des quatre zones de céphalopodes définies en Allemagne (Petter, 1960). La faune est particulièrement riche dans la zone IV où l'on trouve, associés aux clyménies (*Platyclymenia*, *Cymaclymenia*, *Oxyclymenia*) et aux goniatites (*Sporadoceras*, *Prionoceras*, *Lobotornoceras*), de nombreux orthocères, des lamellibranches, de très rares brachiopodes et des poissons cuirassés (Arthrodières). Au-dessus de cette zone, les niveaux calcaires deviennent plus minces et peu à peu disparaissent, tandis que les bancs de siltites et de grès deviennent plus abondants au sein des argiles. Une dernière et mince passée de calcaire noduleux livre quelques goniatites et clyménies, parmi lesquelles *Wocklumeria* caractérise la zone VI ou Strunien.

Zone d'Etroeungt ou Strunien

Cet horizon à *Wocklumeria* marque la base du Strunien. Il est surmonté par des argiles et des siltites, puis par un gros ensemble de grès fins que l'oued Saoura recoupe au Foum Marhouma, plus connu pour ses gravures du Néolithique. *Gattendorfia*, goniatite caractéristique de la base du Tournaisien, a été trouvée au toit de ces grès (Conrad *et al.*, 1970).

Il ne s'agit pas d'un seul gros banc mais de groupes de couches alternantes de grès fins et de shales verdâtres ou de siltites. L'ensemble est haché de petites failles inclinées. Certains groupes sont formés d'une alternance régulière de lits de l'ordre du dm, un groupe pouvant remplir une gouttière qui ravine l'ensemble sous-jacent. Ceci cadre bien avec l'idée que l'on se fait de ce dépôt : dans la mer, car on trouve vers la base quelques bivalves qui le prouvent, et dans un cadre (zone intertidale ? talus ?) tel qu'il pouvait s'y creuser des chenaux. Dans la partie supérieure de la formation certains bancs sont irréguliers. Les grès sont en amas tordus, arrondis, au ventre lisse ou vaguement strié. De telles formes sont bien

connues en particulier sur les talus sous-marins en bordure du pré-continent. Elles proviennent du glissement sur la pente de paquets déjà compacts provenant de bancs démantelés. A première vue les deux observations semblent contradictoires. On peut se demander si une rupture de pente du fond sous-marin ne se crée pas dans ce secteur situé sur une vieille suture mobile.

Quelle est la signification de cette arrivée soudaine et massive de sables fins ? S'agit-il d'une reprise de l'érosion d'origine tectonique ? La nature du matériel détritique ne le suggère guère; ou seulement, comme le suggère Kazi Tani (*in litt.*) que la zone de délestage du matériel terrigène apporté par les fleuves et les courants depuis le continent méridional, s'est avancée jusqu'ici à la faveur de la baisse rapide du niveau de la mer bien visible sur la courbe eustatique. Les Grès de Marhouma auraient ainsi enregistré deux phénomènes : eustatique (le dépôt de sables fins et de silts) et tectonique (la pente, les glissements).

Comparaison avec l'Ougarta

A l'intérieur du domaine plissé de l'Ougarta, le Dévonien moyen et le Frasnien inférieur sont conservés au coeur du synclinal d'Ougarta s.str. Les niveaux supérieurs ont été érodés. Le Dévonien moyen débute, comme dans la Saoura, par des calcaires et des argiles contenant une faune benthique. Ils sont surmontés par une épaisse série argileuse continue de l'Eifélien moyen au Givétien supérieur. Ces argiles grises ou noires, pyriteuses, contiennent de nombreux fossiles parmi lesquels les goniatites dominant. Au Givétien supérieur les calcaires réapparaissent sous forme de bancs noduleux et de miches dispersées dans les argiles. Le Dévonien moyen est nettement plus épais (290 m) que dans la coupe de la Saoura (Fig. 6.5).

Durant le Dévonien la mer demeure donc en permanence dans la région de la Saoura et des monts d'Ougarta. L'épaisseur des sédiments montre que cette zone est fortement subsidente, surtout au Dévonien inférieur et au Dévonien supérieur, et plus dans l'Ougarta (vers le centre du sillon ?) que vers Béni Abbès, un peu plus proche de son bord oriental. L'affaissement du fond est compensé par le dépôt d'argiles et de sables fins amenés par des courants depuis des terres lointaines, encore mystérieuses.



Fig. 6.30. - Calcaire à encrines (encrinite) du Dévonien supérieur du Tafilalt. Les fragments d'encrines, brisés, constituent la plus grande partie de la roche. Certains montrent bien les clivages des monocristaux de calcite qui les forment. Ils sont soit jointifs, soit cimentés par un calcaire à grain fin formé de très petits débris et d'un peu d'argile, en pointillé sur le dessin. D'après une photo de Sacal (1963).

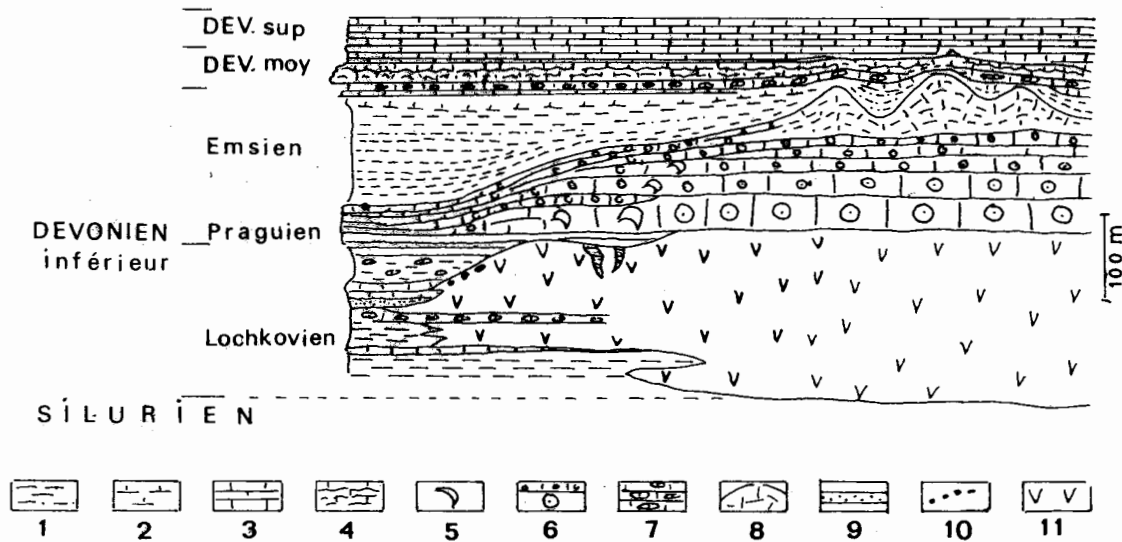


Fig. 6.31. - Développement des "mud-mounds" de l'Hamar Lagdad, d'après Alberti (1982, simplifié).

Ces pseudo-récifs se sont développés sur des tufs volcaniques qui reposent sur des argiles à *Monograptus hercynicus*.
 1: argilites et siltites. 2: marnes. 3: calcaires lités. 4: calcaires noduleux à céphalopodes. 5: calcaire "récifal".
 6: calcaire à encrines. 7: calcaire à nodules. 8: mud-mound. 9: grès dunaire. 10: petit conglomérat. 11: tuf volcanique.

Au Lochkovien (comme c'était le cas au Silurien), ce sont surtout des argiles. Des sables très fins arrivent au Praguien et donneront les Grès de Dkhissa. Des argiles se déposent ensuite, jusqu'au Strunien où reviennent des sables. Si cet apport cesse localement, c'est-à-dire si le rivage est repoussé au loin par une remontée eustatique, des calcaires se déposent : ce sont des calcaires bioclastiques à faune benthique jusqu'à l'Emsien inclus, et des calcaires fins dits pélagiques à partir de l'Eifelien. La composition de ces calcaires nous montre qu'en dépit d'une subsidence active la mer n'a pas été très profonde.

3.2. Le Dévonien au Nord de l'Ougarta

Au Nord du bassin de Bechar et dans l'Anti-Atlas oriental les faciès du Dévonien présentent des similitudes avec ceux que nous venons de voir mais aussi des différences significatives.

3.2.1. Ben Zireg

On a longtemps considéré qu'à Ben Zireg, au Nord-Est de Bechar, le Dévonien inférieur était incomplet : le Lochkovien supérieur manquerait par lacune ou érosion. En fait les recherches de Alberti (1981, 1982), fondées en particulier sur la répartition des trilobites et des tentaculites, ont montré que la succession y est quasi-complète, du Lochkovien à l'Eifelien. Mais le Lochkovien supérieur - Praguien y est presque dix fois moins épais que dans l'Ougarta (Formation de Dkhissa, §.2.1.1.). Par contre, les argiles, grès et calcaires correspondant à l'Emsien (350 m environ) traduisent une forte subsidence. Au-dessus, le Dévonien moyen et supérieur, daté par des goniatites (Menchikoff, 1936; Massa, 1965), est peu épais et surtout calcaire.

3.2.2. Tafilalt et Maïder

Au Nord-Ouest de l'Ougarta le Dévonien moyen et supérieur affleure largement dans le Tafilalt et le Maïder. Très fossilifère, peu déformé, il montre des variations de faciès dont H. Hollard révéla le grand intérêt (*in* : Destombes *et al.*, 1985). Après sa mort prématurée ses recherches ont été poursuivies en particulier par Wendt et ses

collaborateurs (Wendt, 1988b, 1991; Wendt et Aigner, 1985). Il est devenu un stratotype (Feist et Orth, 2000).

Au cours du Dévonien moyen et supérieur l'Anti-Atlas oriental se structure : Wendt (1985, 1991) distingue ainsi d'Est en Ouest (Fig. 6.29) : le bassin du Tafilalt, peu profond, qui pourrait se prolonger dans la Saoura; la «plate-forme du Tafilalt», subméridienne, à sédimentation condensée, qui est bornée au Nord par le bassin du Rheris, et à l'Ouest par le bassin du Maïder, très subsident au Famennien, et dont le bord septentrional est formé par la zone haute du djebel Rheris; enfin la plate-forme du Maïder, sur laquelle les couches viennent se biseauter. Celle-ci paraît prolonger le seuil de Bou Bernous (§ 3.5.2). Sans entrer dans le détail, relevons quelques acquis de ces études. Elles ont permis une très bonne définition des faciès et de leur genèse car cette structuration se traduisait déjà dans la topographie sous-marine comme Wendt (1988b) l'a montré par le relevé systématique des orientations des orthocones (ou «Nautiloïdes orthocones» pour être plus correct).

Dans le bassin du Tafilalt se dépose un mélange d'argiles et de carbonates. Des «schistes à nodules», des calcaires lités, des calcaires noduleux, ont livré une riche faune d'encrines, de trilobites, de polypiers, notamment dans l'Emsien et l'Eifelien et, plus haut, de tentaculites puis de goniatites, clyménies, poissons, arthrodières etc. dans le Dévonien supérieur où apparaît le «faciès griotte». Sous ce terme, Wendt et Aigner (1993) groupent plusieurs types de calcaires à céphalopodes : des faciès condensés, des calcaires à encrines et des calcaires noduleux. Les premiers se seraient déposés en eau peu profonde (jusque vers 200 m), parfois agitée, tandis que les derniers auraient pris naissance dans un milieu néritique (?) à plus de 200 m.

Sur la «plate-forme» (ou môle) du Tafilalt se déposent d'abord des calcaires bioclastiques, à stratification entrecroisée et à débris d'encrines, de brachiopodes, et des calcaires construits à polypiers et encrines. Ce premier épisode récifal se situe dans la partie médiane de l'Emsien. Des schistes à nodules ensevelissent ces récifs à la fin de l'Emsien et pendant l'Eifelien inférieur. Toutefois sur certains reliefs sous-marins des constructions s'édifient à nouveau au Givétien. Les

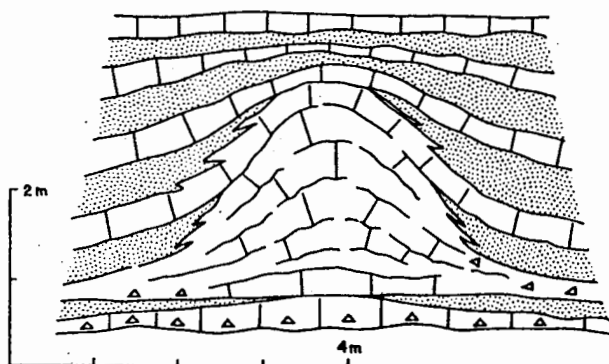


Fig. 6.31. - Hamar Lagdad . Petit bioherme en cloche d'âge Givétien, d'après Massa (1965).

A la base, une brèche polygénique à polypiers, bryozoaires et calcaire bioclastique; le bioherme est formé de débris d'encrines associés à des polypiers, des bryozoaires et probablement des algues.



Fig. 6.32. - Calcaire à polypiers, bryozoaires et encrines du Dévonien moyen de l'Hamar Lagdad. De gros débris brisés sont réunis par un ciment formé en partie de calcite limpide. Ce sédiment dénote une forte agitation de l'eau. D'après une photo de Sacal (1963).

plus connus de ces «récifs» sont ceux de l'Hamar Lagdad, dans le Nord du Tafilalt. Cet ensemble, orienté Est-Ouest, et qui affleure sur près de 5 km de long, est épais de 200 m environ. Il a été étudié par Hollard et Massa (1965) et plus récemment par Montenat *et al.* (1996). On a vu plus haut qu'il s'était édifié, lui et les calcaires bioclastiques qui le précèdent, sur une surface d'érosion et probablement un paléosol d'âge praguien, lui-même formé sur des volcanites basiques du Lochkovien. Au même moment, à l'Est et à l'Ouest du môle, se forment, à des profondeurs parfois un peu plus fortes, des «mud-mounds» c'est-à-dire des tas de boue calcaire sans charpente organique, comme nous en trouverons dans l'Ahnet (§ 3.3.1.2.). Cette permanence des conditions «récifales» pendant 10 à 15 Ma est remarquable. Elle est comparable, dans une certaine mesure, à ce qui a été décrit en Bohême (Hollard, 1958). On se trouve là dans une région mobile du plateau continental. Des failles et donc des sources hydrothermales pouvaient de temps en temps reprendre de l'activité et être ainsi des lieux de vie analogues à ceux que l'on connaît aujourd'hui sur certains fonds marins. On retrouvera une localisation de mud-mounds ou de récifs vrais dans d'autres zones mobiles, dans l'Ahnet au Dévonien moyen et plus tard, au Carbonifère, à l'Est du bassin de Bechar.

Dans la zone de passage du bassin du Tafilalt au môle, le Famennien supérieur est transgressif et repose sur une surface de ravinement qui atteint le Givétien. Ici les calcaires à *Platyclymenia* ou à *Goniclymenia*, dont certains individus atteignent 40 cm de diamètre, sont massifs, plus rouges, et s'insinuent parfois profondément dans les fissures des calcaires du Frasnien ou du Givétien sous-jacents. Ce faciès compact s'est-il formé sur un haut-fond où le matériel argileux terrigène ne pouvait se déposer, entraîné par les courants ? ou traduit-il une pulsation eustatique négative amenant l'émersion d'un haut-fond soumis alors à une pédogenèse et une dissolution de type karstique ? Pour Kazi Tani (*in litt.* 1993) «cette discordance paraît contemporaine de la forte subsidence qui caractérise cette époque. Le problème est de savoir si elle est très locale et pourrait alors correspondre à un apex de bloc basculé exondé et érodé. Sinon elle pourrait être due à un bourrelet à l'arrière d'une flexure

lithosphérique, c'est à dire que le début du processus de mise en place des avant-fosses varisques se situerait déjà au Famennien. Depuis, l'analyse des corrélations de Wendt montre une structuration à la fin du Frasnien. Il semble donc que l'on ait ici la manifestation d'une phase tectonique reconnue ailleurs au Sahara (phase frasnienne), écho probable des structurations qui s'opéraient à cette époque dans les Mauritanides. Une distension famennienne lui succède».

C'est sur cette plate-forme et ses abords que se sont déposés au début du Frasnien, puis au passage Frasnien-Famennien, des calcaires noirs en petits bancs (cm ou dm) alternant avec des shales noirs, l'un et l'autre parfois assez riches en carbone organique (0,2 à 1,7%) et qui constituent ce que Wendt et Belka (1991) appellent le Kellwasser Facies. Ce faciès est connu aussi dans le Dévonien supérieur d'Allemagne (le Harz) où il a été décrit, dans le Sud de la France (Montagne Noire) et au Maroc. Généralement ce niveau contient une faune riche et variée de céphalopodes, tentaculites, styliolines, conodontes etc. On y a même trouvé de grands poissons cuirassés (Lehmann, 1957) et des troncs flottés de *Callixylon* (= *Archaeopteris*) mesurant jusqu'à 5m de long et 30 cm d'épaisseur (Wendt et Belka, 1991). Ils sont venus, portés par les fleuves puis les courants marins, depuis les grandes forêts qui devaient couvrir les terres émergées (au Nord ?, au Sud ?).

Le faciès Kellwasser, pélagique comme en témoignent les fossiles, ne devait pas être très profond. On y connaît des «debris flows» de pente; mais il ne se développait qu'en l'absence d'apport terrigène, dans des secteurs isolés et protégés. Cela explique le léger diachronisme de ces dépôts d'un point à un autre, tant à la base qu'au sommet. Les courants de fond rassemblaient les coquilles, en général brisées, et les orthocères dont l'alignement indique la direction. Comme les styliolines, qui peuvent représenter jusqu'à 50% de la roche, ces céphalopodes orthocones peuvent être très abondants : jusqu'à 2000 au mètre carré ! La teneur en carbone organique aurait pu en faire une roche-mère d'hydrocarbures mais les températures atteintes lors de son enfouissement n'ont pas permis qu'il joue ce rôle.

Le bassin du Maïder (zone B de la Fig. 6.29), plus subsident, prend l'allure, au Famennien, si l'on se réfère aux travaux de Hollard, d'un sillon

allongé S-E – N-O c'est-à-dire suivant une direction «ougartienne». Il constitue soit une réplique occidentale, soit la prolongation septentrionale postérieurement décalée de façon sénestre, du sillon famennien de Marhouma dans la Saoura, avec sans doute la même origine. Il s'y dépose d'abord des marnes et des calcaires, accompagnés de cherts à l'Emsien. Au Dévonien moyen, des «mud-mounds» se développent surtout au Sud-Est (Wendt *et al.*, 1993). Sur le flanc occidental du bassin se sont accumulées des brèches récifales à Stromatopores et polypiers (*Calceola*). Le Dévonien supérieur, épais, argileux, contient quelques bancs de grès. La série se termine partout par des schistes argileux verts, très riches en clyménies et en goniatites (Hollard, 1967). A l'Ouest, le Famennien supérieur est transgressif et représenté par un flysch, dit de Bou Dib, épais de plus de 1300 m. Des shales à goniatites et des grès ferrugineux à débris de végétaux terrestres représentent le Strunien.

La plate-forme ou môle du Maïder limite au Sud-Ouest le sillon et paraît conserver au Dévonien moyen et supérieur une direction comparable. Les formations sédimentaires du Dévonien viennent s'y biseauter : les dépôts carbonatés du Dévonien moyen sont érodés en grande partie au Frasnien et le môle n'est recouvert qu'à la fin par la transgression du Famennien supérieur.

En dépit des variations d'épaisseur on constate donc une évolution de la sédimentation comparable dans la Saoura, à Ben Zireg et dans l'Anti-Atlas oriental :

- A l'Emsien (vers 390 Ma), des argiles et des calcaires parfois bioclastiques dénotent un milieu de forte énergie;
- A l'Eifélien (vers 385 Ma), le dépôt de calcaires argileux et de marnes à faune pélagique et benthique suggère un certain approfondissement;
- Au Givétien (vers 380-375 Ma), on note une sédimentation rythmique d'argiles et de calcaires à goniatites qui se poursuit au Frasnien, mais avec des signes d'instabilité, et peut être l'émergence au Nord de terres soumises à une pédogenèse rubéfiante;
- Au Famennien, les sillons de la Saoura et du Maïder deviennent très subsidents.

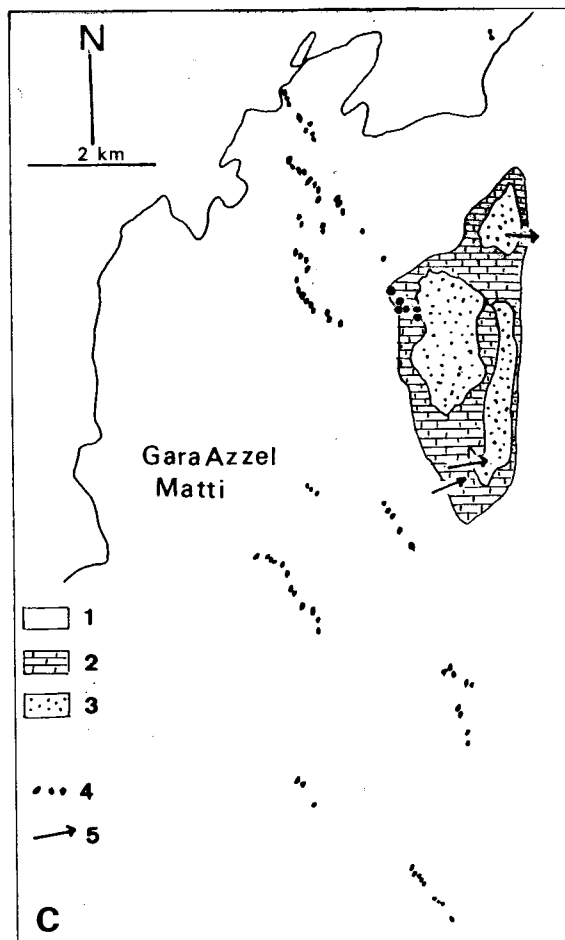
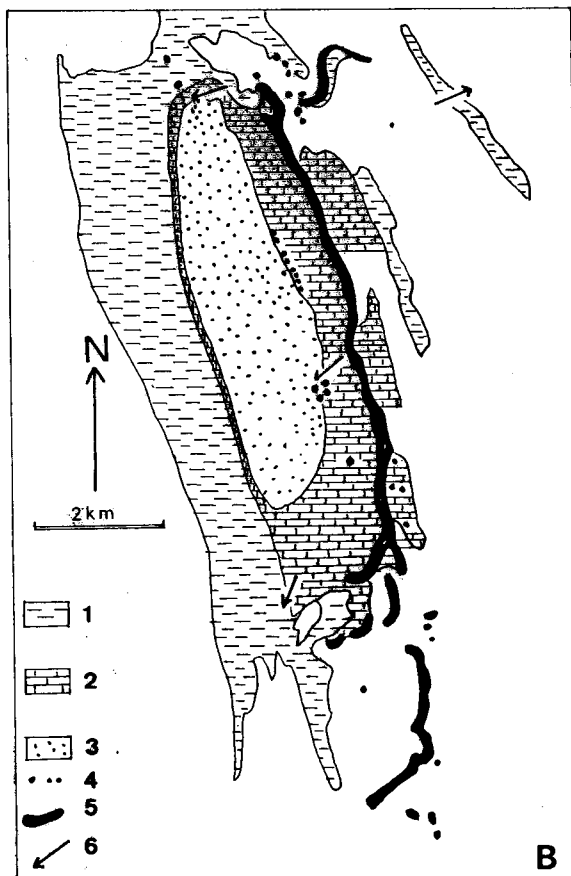
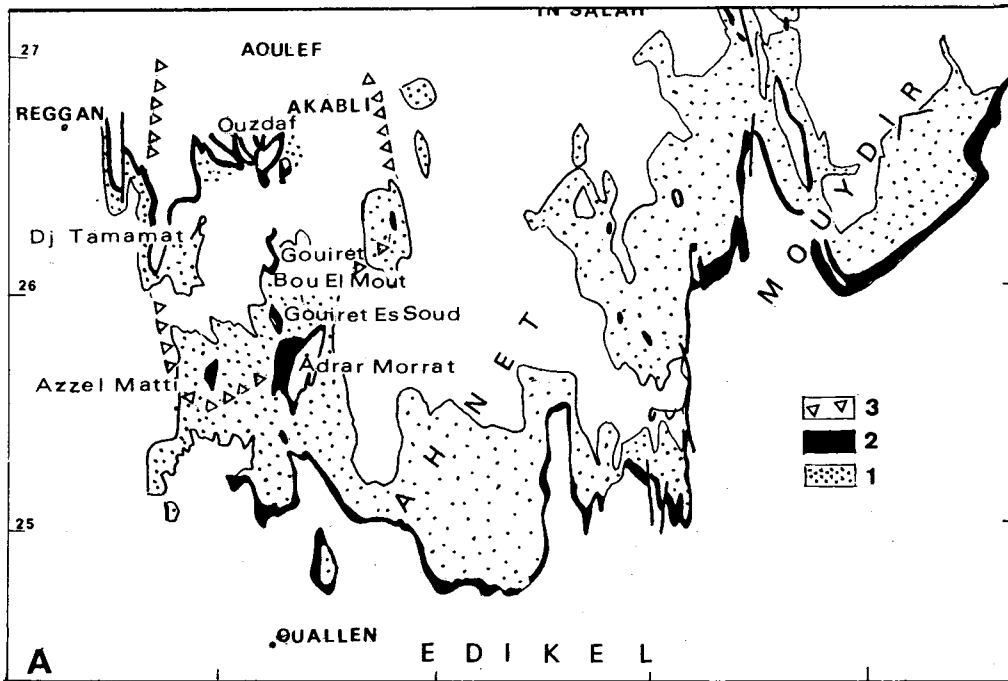


Fig. 6.34.

D'une façon générale, on assiste à une évolution comparable au Nord-Est, dans la région de l'oued Namous et de l'oued Rharbi (Nord du Grand Erg Occidental). Vers le Sud-Est les siltites, argiles et dolomies du Gourara (région de Timimoun) semblent faire la transition avec l'Ahnet.

3.3. Autour du bouclier Touareg

3.3.1. Dans l'Ahnet et le Mouydir

3.3.1.1. Une double transgression et des «récifs»

On a vu plus haut (§2.2.1.) que, dans l'Ahnet, la limite Praguien-Emsien n'était pas nette. Des grès fins, coupés de lits argileux coiffent la corniche et terminent la sédimentation sableuse des Tassilis Externes. On y trouve parfois des trilobites (*Homalonotus*), ou des pistes (*Harlania*), mais surtout une faune de brachiopodes connus du Praguien à la fin de l'Emsien : *Euryspirifer arduennensis*, *E.paradoxus*. Le milieu est redevenu marin. Des lits ferrugineux s'intercalent dans les derniers bancs. Dans le Nord de l'Ahnet, la partie supérieure de l'Emsien manque (Legrand). Ici les faunes ne permettent pas plus de précisions. A l'Est de l'Ahnet, dans l'Asejrad, le Mouydir et l'oued Djaret, aux couches marines sont associés des grès à grains de quartz ronds-mats. Ils pourraient provenir de dunes côtières.

L'Eifélien affleure dans la combe qui sépare la dernière corniche de grès du Dévonien inférieur et la crête calcaire du Givétien. Aux épandages sableux et argilo-sableux succède le dépôt d'argiles et de calcaires. C'est de ce moment que datent les premiers niveaux ferrifères importants de la région (Guerrak, 1987). Nous partirons d'une coupe faite aux confins de l'Ahnet et du Tanezrouft dans l'Adrar Morrat.

Dans l'Ahnet, à l'Adrar Morrat (Fig. 6.35), les grès du Dévonien inférieur, blancs, quartzitiques, à grain moyen, sont surmontés par des grès grossiers (1) à ciment ferrugineux ou même des microconglomérats à éléments ferrugineux. Au-dessus, des argiles gréseuses alternent avec des grès fins; puis apparaît un niveau de coquilles brisées de *Paraspirifer cultrijugatus*, *Leptaena rhomboïdalis*, *Schelwienella cf umbracula* (2). La fin de la séquence est régressive, avec des siltites puis des grès fins (3).

Une deuxième transgression se développe ensuite : des grès grossiers (4), des argiles et des grès fins et une lumachelle contenant la même faune (5). Au-dessus, on ne trouve plus que des argiles feuilletées verdâtres (6) surmontées par des calcaires qui sont ici déjà d'âge Givétien. Au Nord, dans l'oued Tin Dial, les argiles supérieures contiennent quelques niveaux lenticulaires constitués par des coquilles entières de *Schelwienella umbracula* avec quelques lamellibranches et des trilobites : la bonne

Fig. 6.34. - A. Affleurements du Dévonien moyen et supérieur dans l'Ahnet et le Mouydir.

1: Encaissant pré-Dévonien et Dévonien supérieur. 2: Dévonien moyen. 3: Extension des faciès récifaux du Givétien. D'après Moussine-Pouchkine, (1975, *inédit*) et Wendt, Belka et Moussine-Pouchkine (1993).

B. Carte géologique du Gouiret es Soud. 1: Frasnien. 2: Dévonien moyen. 3: Dévonien inférieur. 4: mud-mounds givéliens. 5: mud-mounds coalescents, formant des barres (mud-ridges). 6: directions de courant mesurées. D'après Wendt *et al.*, 1993 et 1997.

C. Alignement de mud-mounds dans l'Azzel Matti. 1: Frasnien inférieur. 2: Givétien. 3: Eifélien. 4: mud-mounds. 5: directions de courants. D'après Wendt *et al.*, 1997.

conservation des coquilles, pourtant très fragiles, et leur disposition permettent de penser qu'il s'agit là d'une biocenose à peine remaniée. *P.cultrijugatus* n'apparaît que dans la partie supérieure de la première séquence sédimentaire. La base de celle-ci peut donc être aussi bien emsienne qu'Eifélien inférieur.

A l'Est et au Sud-Est de l'Adrar Morrat, par exemple à l'extrémité septentrionale de l'Adrar Tighessouine, le Dévonien inférieur se termine par un grès moyen, jaunâtre, peu cimenté, dont la surface supérieure, très irrégulière, est couverte de piste du type *Nereites*. Les dépressions de cette surface contiennent de grosses coquilles roulées, de *Paraspirifer cultrijugatus*, *Uncinulus*, *Athyris* et de lamellibranches. Les coquilles sont cimentées et recouvertes par un calcaire gréseux, formé d'un mélange hétérogène de calcaire bioclastique (encrines, brachiopodes, pelotes fécales) à matrice micritique et de grès plus ou moins conglomératique à éléments ferrugineux ou phosphatés. La teneur pratiquement nulle en argile fait penser qu'il s'agit là d'un faciès dû au remaniement du sable sous-jacent par les vagues, donc sous une faible tranche d'eau au moment du dépôt des premiers carbonates. Ce mince niveau (1 à 8 cm) est recouvert par des argiles feuilletées grises contenant deux ou trois passées de calcaire argileux à ptéropodes. Au-dessus d'argiles à nodules, un dernier banc calcaire contient de grosses goniatites (*Agoniatites*, *Anarcestes*) et des lamellibranches. *Pinacites jugleri* manque ici; on peut cependant considérer que la presque totalité des argiles appartient à l'Eifélien supérieur.

Dans la zone des grandes failles de Foum Belrem comme aussi dans le Mouydir, l'Eifélien inférieur à *P. cultrijugatus* disparaît et l'Eifélien supérieur à *Pinacites jugleri* repose directement sur différents termes du Dévonien inférieur argilo-gréseux. On voit, par exemple au djebel Alezzou, les grès de la dernière dalle du Dévonien inférieur surmontés, presque sans intermédiaire, par un conglomérat à galets de grès et ciment ferrugineux. On pourrait penser qu'il s'agit de la base de l'Eifélien. Mais la lumachelle qui le recouvre contient encore des brachiopodes de l'Emsien (*Acrospirifer gr. pellico*, *Glossinotoechia princeps*, *Meganteris archiaci*, *Uncinulus*, *Chonetes*). Cette lumachelle est recouverte directement, ou par l'intermédiaire de quelques mètres d'argiles, par un

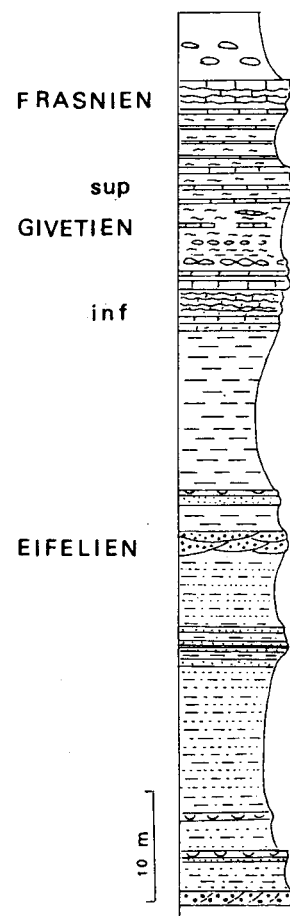
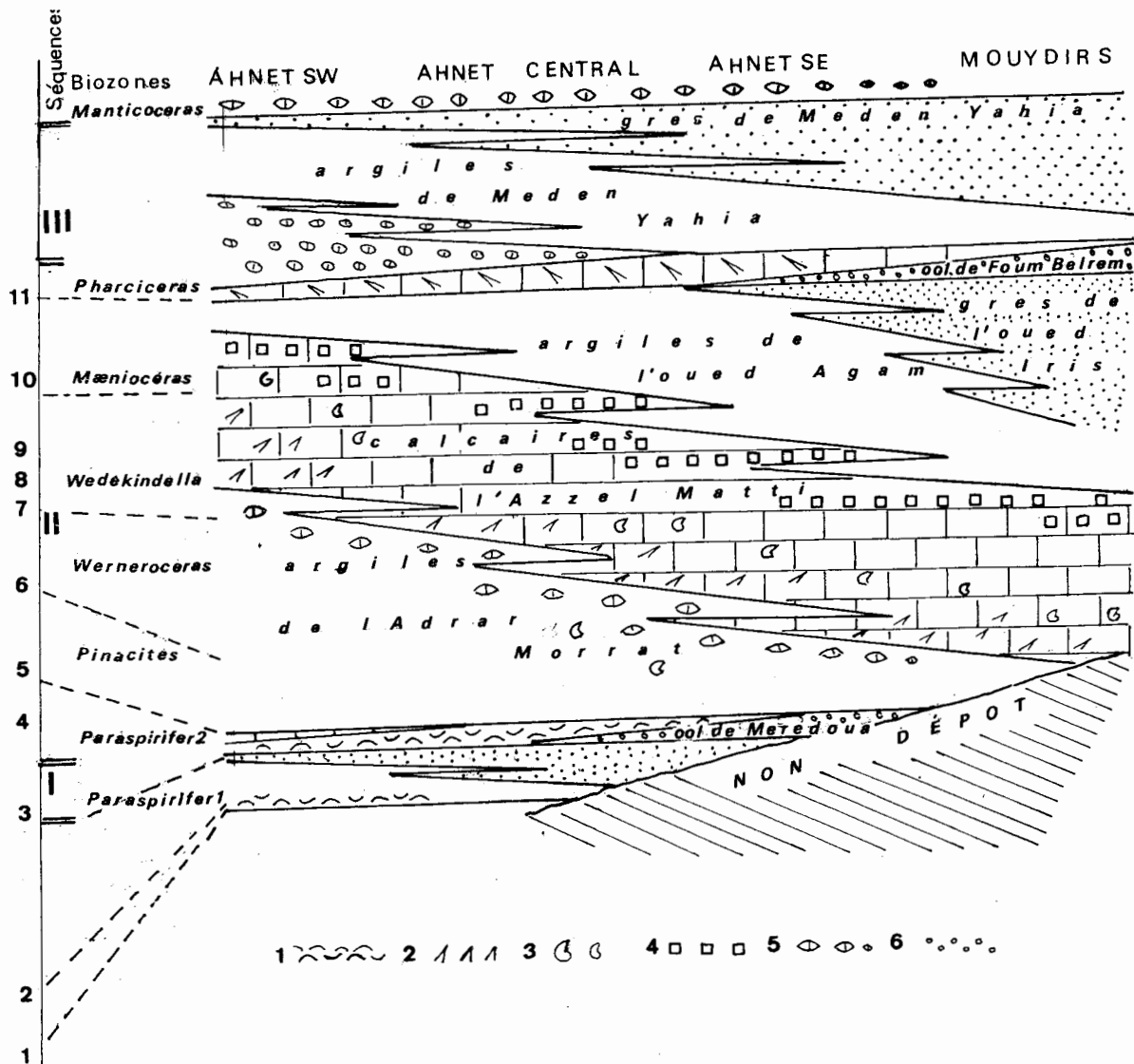


Fig. 6.35. - Coupe du Dévonien moyen et supérieur de l'Adrar Morrat (Ahnet), par Moussine-Pouchkine (*inédit*). Les chiffres 1 à 6 renvoient au texte ci-dessous et les chiffres 7 à 11 au texte du § 3.3.1.2.



calcaire bioclastique à encrines, lamellibranches de grande taille (*Panenka*) et goniatites (*Anarcestes*, *Agoniatites*, *Pinacites jugleri*) de l'Eifelien supérieur. On aurait là une lacune totale de l'Eifelien inférieur et même d'une partie de l'Eifelien supérieur car la zone à *Agoniatites bicaniculatus* manque. L'Ahnet et le Mouydir auraient donc connu un arrêt de la subsidence au début du Dévonien moyen, vers 385 Ma. Selon Kazi-Tani (*in litt.*, 1999), on aurait là la marque de la fin de l'épisode post-rift qui avait débuté à 438 Ma.

Cette période de non-dépôt que l'on ne connaît pas au Nord sépare deux transgressions. La première qui a commencé à l'Emsien supérieur se traduit de façon très parlante sur le terrain. Sur une surface ferruginisée qui enduit les grès fins du Dévonien inférieur, on observe un petit conglomérat à galets de grès provenant des couches consolidées environnantes. Il est cimenté par un grès ferrugineux et voisine avec des grès grossiers dont les grains ronds-mats indiquent la proximité de dunes littorales. Dans les creux, entre ce qui fut des bancs de sable sous une faible tranche d'eau, se sont accumulées les coquilles brisées d'une faune benthique qui devait vivre à proximité. Ces anciens sables sont bien lavés car pauvres en argile interstitielle. L'argile se dépose juste après. La mer qui séjournait au Dévonien inférieur dans le sillon de la Saoura s'étend maintenant sur l'Ahnet occidental mais épargne l'Ahnet oriental, la zone de Foum Belrem et le Mouydir. Le rivage demeure donc à proximité : les bancs de sable bien vanné, aux grains émoussés par le vent, en seraient les témoins.

A l'Eifelien supérieur, nouvelle pulsation : la mer inonde les régions jusque-là préservées. Du coup, les apports détritiques diminuent, tant par la taille des particules transportées que par le volume total, puisque les sources, c'est-à-dire les terres émergées, se sont éloignées. Si, dans l'Ahnet occidental, l'Eifelien supérieur est mal caractérisé et probablement représenté par les argiles sous-jacentes au Givétien, la sédimentation biochimique prend ailleurs le relais. Des calcaires se déposent tant dans l'Ahnet oriental que dans la zone de Foum Belrem et le Mouydir, où ils reposent parfois directement sur le Dévonien inférieur.

L'émergence qui a séparé les grès des calcaires et qui a pu durer plusieurs millions d'années ne se

traduit aujourd'hui que par quelques cm ou dm d'argile verte, de microbrèche à galets d'argile, d'oolite ferrugineuse et de gros grains de quartz ronds-mats dans les premiers lits du calcaire.

3.3.1.2. Le Givétien

Dans l'Ahnet et le Mouydir, le maximum de la transgression est atteint au Givétien. Cet étage est représenté ici par des calcaires. Kazi-Tani ajoute (*in litt.*) « l'abondance des carbonates, dans le cas d'une sédimentation mixte, n'est pas synonyme de maximum transgressif mais dépend de la forme du cycle eustatique; dans ce cas, très asymétrique .. la corrélation proposée en 1975 par A. Moussine-Pouchkine illustre de façon remarquable l'organisation sédimentaire et les cycles eustatiques » (Fig. 6.36). Le matériel détritique est peu abondant dans la partie inférieure de l'étage; il réapparaît à la fin. Dans le Sud-Est de l'Ahnet et le Sud du Mouydir, le sommet du Givétien est argileux et silteux, tandis que dans le Nord de l'Ahnet et du Mouydir se développent des récifs. Reprenons la coupe de l'Adrar Morrat (Fig. 6.35).

Au-dessus des argiles de l'Eifelien apparaissent quelques bancs de calcaire argileux et verdâtre (7), puis des calcaires bioclastiques, sparitiques, en bancs irréguliers, dont les surfaces sont très ondulées (8). Les joints sont marneux. Ces calcaires contiennent souvent des amas de petits brachiopodes entiers. On y trouve également quelques goniatites de grande taille : *Subanarcestes macrocephalus*, *Werneroceras crispiforme*, *Agoniatites*, *Parodoceras*. La présence de *W. crispiforme* permet de penser que ces couches appartiennent au Givétien inférieur. Au-dessus, les calcaires deviennent mieux lités et les intercalations marneuses plus épaisses (9). Les marnes à bancs calcaires (10) qui surmontent ce groupe carbonaté contiennent une association de goniatites pyriteuses très caractéristiques du Givétien supérieur : *Tornoceras simplex*, *Sobolewia nuciformis*, *S. cancellata*, *Maenioceras terebratus*, *Agoniatites costulatus*, etc., des tétracoralliaires, des trilobites, des gastéropodes et des encrines.

Une corniche de calcaire à styliolines (11) domine la combe correspondant à ces marnes. On y trouve des *Pharciceras* et d'autres goniatites

caractéristiques du Frasnien. Cette coupe de l'Adrar Morrat est donc importante puisque l'on y retrouve les zones de goniatites classiques de l'Europe et de la Saoura : la zone à *Werneroceras crispiforme*, la zone à *Maenioceras* et la zone à *Pharciceras*.

Vers l'Est, en bordure de l'Ahaggar, dans l'Ahnet oriental et le Mouydir méridional, la série givétienne est comparable. Elle débute par un membre calcaire à bancs ondulés, d'âge Givétien inférieur à la base et supérieur au sommet, surmonté par un membre argileux d'âge encore Givétien supérieur, lui-même couronné par les calcaires de la base du Frasnien. Notons, comme particularité de cette région, d'une part l'enrichissement en siltites et en grès fins tout à fait à l'Est, et d'autre part l'existence locale, sous les calcaires du Frasnien, d'une oolite ferrifère à goëthite qui, à Foum Belrem, atteint 1 à 3m de puissance. La faune de ce Givétien supérieur est toujours abondante et variée, en particulier en brachiopodes : *Atrypa reticularis*, *Leptaena rhomboidalis*, *Athyris*, *Hysterolites*, *Uncinulus*, *Productella*, *Leiorhynchus*, rhynchonelles. On y trouve en outre des polypiers, des orthocères, etc.

Les Mud-Mounds

Toujours au Givétien, on voit se développer au Nord, sur 7000 km², au milieu de la plaine argileuse de l'Azzel Matti (Fig. 6.34), des monticules calcaires (les «récifs») plus ou moins alignés (Moussine-Pouchkine, 1971, 1976, 1991; Wendt *et al.*, 1993). En Ahnet leur plancher est un calcaire oolitique rouge et vert de la zone à *Werneroceras crispiforme* (Givétien inférieur). Les «récifs» aux flancs raides, ou Kess-Kess, ainsi dénommés par Habibi, talentueux cuisinier de nos missions géologiques, s'élèvent jusqu'à plus de trente mètres au dessus du reg. Souvent isolés ou en chapelets, ils forment aussi des guirlandes de mamelons coalescents ou des crêtes qui peuvent s'élever à 85 m au dessus de la plaine. Dans l'Azzel Matti ou le djebel Tamamate, on n'en voit souvent que les parties externes. Par contre, dans le djebel Oussedaf où les couches ont un pendage, ces édifices ont été éventrés et on peut en étudier l'anatomie.

Au premier abord leur structure est relativement simple : au coeur, une lentille de

calcaire massif gris clair, mal stratifié; des amas gris bleu, biscornus, les *Stromatactis*, s'étirent vers le haut. Entre eux le calcaire clair contient des débris ou des tests entiers, plus ou moins encroûtés, de brachiopodes, d'enclines, de goniatites ou des polypiers isolés. Des fissures sont remplies d'un calcaire plus sombre à fins débris. Sur les flancs et au pied du «récif», s'est accumulé un gravier, meuble ou cimenté par de la calcite secondaire et formé de débris d'enclines et de petits polypiers isolés, parfois tordus et cicatrisés de leur vivant. Ce gravier forme, à la surface de l'édifice, une croûte qui peut atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. C'est elle seule que l'on voit en général, par exemple dans l'Azzel Matti ou le Tamamate. On peut la trouver aussi en lentilles dans le calcaire massif. Ces intercalations témoignent d'interruptions locales et momentanées de la croissance du dôme. Les niveaux les plus élevés contiennent une faune abondante de brachiopodes, de gastéropodes, de polypiers, d'orthocères et de goniatites : *Sobolewia cancellata*, *Tornoceras simplex*, *Wedekindella inversa*.

A Gouiret Bou El Mout, on voit le passage à des calcaires bioclastiques à débris d'enclines et qui représentent le faciès périrécifal, dans la zone à *Sobolewia* - *Wedekindella* du Givétien supérieur. Au Sud-Est d'Aoulef, dans la coupe de l'oued Tin Dial, près d'Akabli, on retrouve le faciès habituel du Givétien à goniatites : des calcaires oolitiques rouges et verts et des oolites ferrugineuses, à *Werneroceras crispiforme* etc, du Givétien inférieur, passant vers le haut à des calcaires bioclastiques à enclines et surmontés par les calcaires et marnes à *Wedekindella* et *Sobolewia* du Givétien supérieur.

Ces formations construites s'alignent plus ou moins dans le prolongement de grandes failles précambriennes comme ce semblait être déjà le cas à l'Hamar Lagdad. Mais s'agit-il bien de récifs, au sens où nous l'entendons aujourd'hui ? de barrières à fleur d'eau, battues par les vagues et protégeant des lagons ? Et bien non ! Pas plus dans ce cas que dans celui des «récifs» d'âge Carbonifère que nous verrons à Bechar, ces «Kess Kess» n'ont été construits par des coraux. L'analyse qu'en a faite Moussine-Pouchkine a révélé qu'au départ de chacun de ces édifices il y a eu un tas de boue

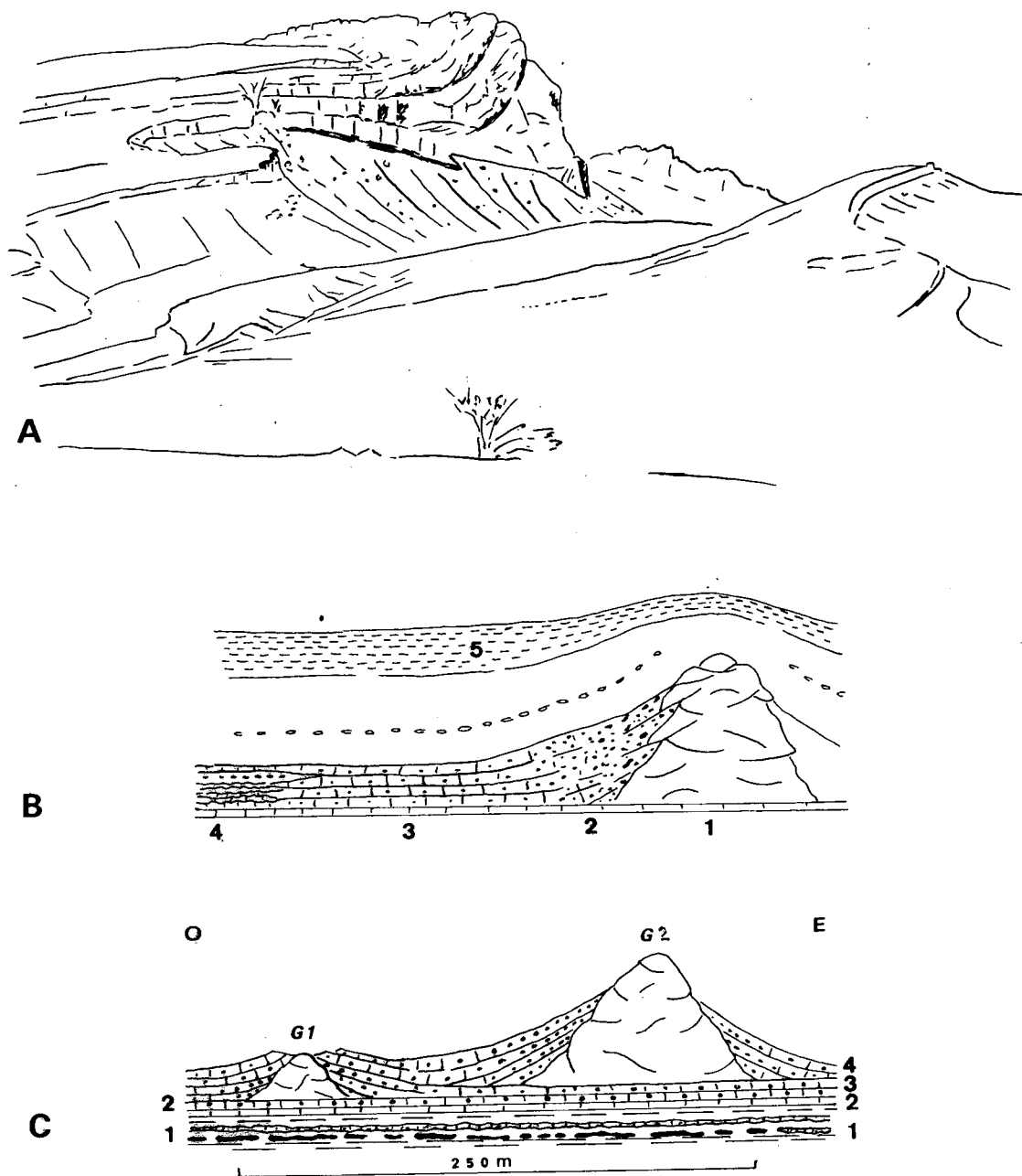


Fig. 6.37. - Récif (mud-mounds) givétien dans le Gouiret es Soud (tiré de Moussine-Pouchkine, 1991).

A. croquis montrant les sédiments encaissants qui se rebroussent contre un mud-mound.

B. coupe schématique d'un mud-mound. 1. bioherme. 2. enveloppe biodétritique. 3. faciès périrécifal stratifié, calcaire et argilo-calcaire (plus loin du bioherme). 4. faciès argilo-calcaire noduleux. 5. argiles frasniennes sus-jacentes. Une telle coupe peut s'étendre sur 10 m ou sur 1 km.

C. coupe dans la partie méridionale de la barrière du Gouiret es Soud. G1: bioherme de première génération. G2: bioherme de deuxième génération. 1. calcaires noduleux à *Werneroceras crispiforme*. 2. calcaires en dalles à *Wedekindella*. 3. calcaire périrécifal de la première génération. 4. calcaire crinoïdique de la deuxième génération.

calcaire (un «mud-mound») constitué par l'accumulation de fins débris organiques et de grains calcitiques. Ces tas de boue peuvent se former à des profondeurs très variables. On en connaît d'actuels aussi bien dans les eaux très calmes et peu profondes, protégées de la houle du large par une barrière de coraux, que vers 300 m ou 400 m, et même 800 m de profondeur, là où l'action des vagues ne se fait plus sentir. Au fur et à mesure de la croissance du tas, des croûtes durcies se forment à la surface tandis qu'au cœur la boue se tasse. Des vides à plancher plat se forment en son sein (Bathurst, 1982). Ces cavités peuvent représenter 30% de la masse totale. D'abord pleines d'eau, elles vont être comblées par de la calcite secondaire limpide. Ainsi se forment les *Stromatactis* que l'on prit autrefois pour des fossiles énigmatiques. Des vers, des crustacés, des poissons brisent par endroits cette croûte; au sommet du tas, les fentes de retrait dues à la compaction de la boue se remplissent de débris en donnant les filons clastiques signalés plus haut et l'illusion d'une altération karstique. Ces tas servent aussi de support à des polypiers et des encrines dont les débris s'accumulent sur les flancs, comme ils le font ailleurs au pied des talus sous-marins. Ils ne donnent donc pas d'indications bathymétriques : les explorations en soucoupes plongeantes en ont découvert, vivant à plusieurs centaines de mètres de profondeur (Roux, 1990). Ces «mud-mounds» et «mud-ridges» se produisent à un moment où l'apport terrigène (argiles, silts, sablons) est nul.

Mais pourquoi semblent-ils alignés ? Est-ce le fait de courants venus du Sud, comme l'étaient ceux qui amenaient des sables au Dévonien inférieur ? ou jalonnent-ils des failles du socle, connues en affleurement ou en subsurface par la géophysique (Takherist, 1990) ? Les recherches océanographiques des dernières décennies ont révélé sur les fonds océaniques des failles vivantes d'où sortent des sources hydrothermales, du soufre et du CO₂. Ces sources deviennent un lieu de vie pour des organismes fixés et leurs commensaux, même en l'absence de lumière. En a-t-il été de même dans l'Ahnet au Dévonien moyen (et à Béchar au Carbonifère) ? Des recherches sédimentologiques et géochimiques le diront peut être un jour.

3.3.1.3. Le Dévonien supérieur de l'Ahnet et du Mouydir

Au Nord des Tassilis Externes (Dévonien inf.) et des petites crêtes calcaires du Dévonien moyen, de vastes plaines ensablées correspondent au Dévonien supérieur. Dans l'Ahnet et le Mouydir, cette période est représentée par 800 m à 1200 m d'argiles rouges à bancs de grès. Ces couches ont été réparties en six formations.

Les trois premières sont d'âge frasnien. Ce sont les Formations de Foum Agam, Imeraguen et Meden Yahya. C'est à la base de la première qu'apparaît, sur le môle de Foum Belrem, le premier niveau d'oolite ferrugineuse (Guerrak, 1987). Dans l'Ahnet occidental, la sédimentation marine se poursuit par le dépôt d'un horizon calcaire en plaquettes, bourré de ptéropodes. Il livre *Pharciceras* et *Koenites*, goniatites caractéristiques de la base du Frasnien. Il n'existe pas partout. Il est surmonté par la Formation Imeraguen : 200 à 350 m d'argiles noires, pyriteuses, à nodules carbonatés qui contiennent lamellibranches, ptéropodes, gastéropodes, orthocères et goniatites (*Tornoceras*). A l'Est, dans l'Ahnet oriental et le Sud du Mouydir, des siltites et des grès viennent s'intercaler dans les argiles et la faune est réduite à quelques brachiopodes : *Cyrtospirifer verneuilli*, *Mucrospirifer bouchardi*. Le faciès d'argiles et siltites envahit tout l'Ahnet à la fin du Frasnien. L'étage se termine par le dépôt des grès fins, argileux, lenticulaires de la Formation Meden Yahya. Epais de 50 m dans le Mouydir, ils atteignent leur maximum d'épaisseur sur l'axe de Foum Belrem tandis que la taille des grains augmente. Ils s'effilent vers l'Ouest et n'ont plus que 2 m dans l'Azzel Matti. Il s'agit toujours de dépôts marins à brachiopodes : des Spiriferidés (*Cyrtospirifer verneuilli*, *Mucrospirifer bouchardi*), des Productidés (*Avonia*, *Productella*) et des rhynchonelles (*Camarotoechia*, *Leiorhynchus*). Tout à fait au Nord, des miches calcaires s'intercalent dans les grès. On trouve alors quelques goniatites du Frasnien supérieur : *Tornoceras*, *Manticoceras*.

Après le dépôt des Grès de Meden Yahya, l'apport terrigène s'affine dans les trois formations plus jeunes. Des argiles à illite se déposent, gris

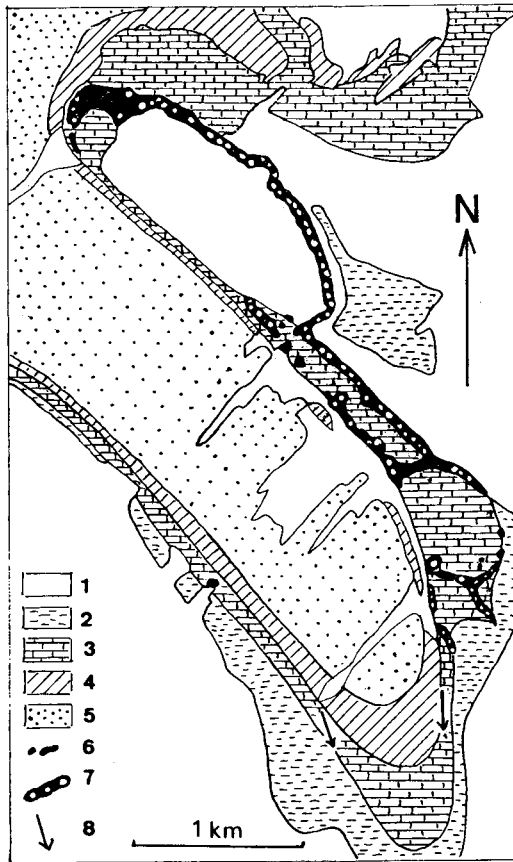


Fig. 6.38. - Carte géologique de l'anticlinal de l'oued Oussedaf, d'après Wendt *et al.* (1997).

1. Quaternaire.
2. Frasnien inférieur.
3. Givétien.
4. Eifélien.
5. Dévonien inférieur.
6. mud-mounds solitaires.
7. rides (mud-ridges) à noyaux de mud-mounds.
8. directions de courants mesurées dans le Givétien inférieur.

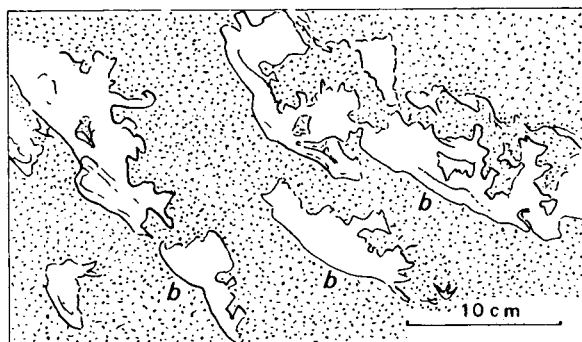


Fig. 6.39. - Stromatactis dans une construction de l'oued Oussedaf (= Ouzdaf), d'après une photographie de Wendt *et al.* (1997).

L'angle entre la base plate des cavités (b) et le sommet du dépôt (bord supérieur du dessin) indique la pente originelle du flanc du bioherme.

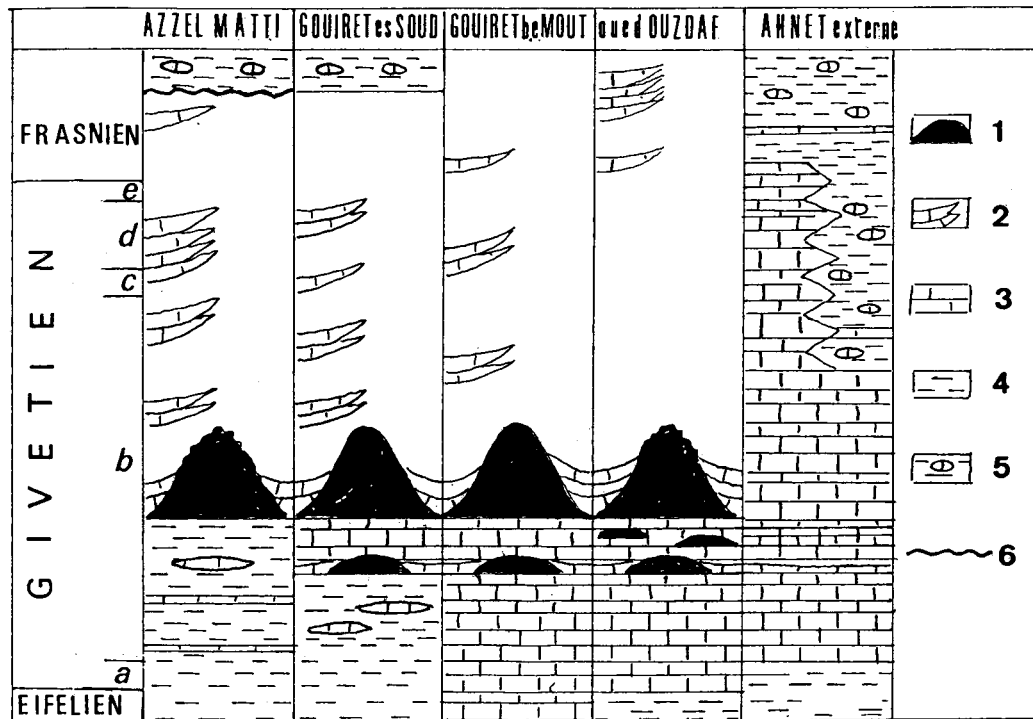


Fig. 6.40. - Position stratigraphique des constructions dans les secteurs étudiés par Wendt *et al.* (1997, simplifié).

Noter le synchronisme des constructions et la discontinuité des couches transgressives sur elles.

1. constructions. 2. sédiments transgressifs. 3. couches horizontales. 4. argiles et marnes. 5. concrétions calcaires. 6. surface d'érosion.

On a reporté sur la colonne de gauche les zones de conodontes. a: *hemiansatus*. b: *varcus*. c: *hermanni cri*. d: *disparilis*. e: *norrissi*.

foncé lorsqu'elles sont fraîches, roses, vertes ou gris pâle en affleurement. Elles ne contiennent que quelques lamellibranches peu caractéristiques. 1 à 3 m d'oolite ferrifère ou de grès ferrugineux (les «Grès Noirs») leur succèdent au Sud, c'est à dire vers le rivage. Dans le Nord de l'Ahnet et du Mouydir, plus loin des côtes, s'accumulent des lumachelles indiquant la prolifération momentanée, en eau claire, d'une faune benthique (*C. verneulli*, rhynchonelles). On y trouve aussi des goniatites de grande taille comme *Sporadoceras latilobatum*, *S. acutolaterale*, *S. biferum*. La sédimentation argileuse (300 m d'argiles et siltites) reprend ensuite, suivie du dépôt des Grès du Khenig (100 m). Dans les argiles et siltites, on observe de nombreuses figures de courant, des rides, des traces de glissement, des micro-conglomérats qui indiquent un milieu un

peu agité. Un niveau d'oolite ferrugineuse que l'on suit depuis l'Azzel Matti à l'Ouest jusqu'à Hassi Mouïma à l'Est, comme la présence de lits ferrugineux (Formation El Ouatiya de Guerrak, 1987), montrent qu'outre l'apport solide, du fer arrivait aussi en solution. Le double banc des Grès du Khenig se marque dans le paysage par la «Côte Prétassilienne» (Follet, 1952). Il souligne la fin du Dévonien comme le font les Grès de Marhouma dans la coupe de la Saoura et la Formation Illerène dans le bassin d'Illizi (Legrand-Blain, 2001). Au Nord-Ouest, dans le Gourara, les faciès sont plus marins. 300 m d'argiles, de grès ferrugineux à brachiopodes et de petits bancs calcaires à *Imitoceras* représentent le Strunien.

On observe ainsi dans l'Ahnet et le Mouydir, pendant cette seconde partie du Dévonien, et en dépit de grandes différences d'épaisseur et de

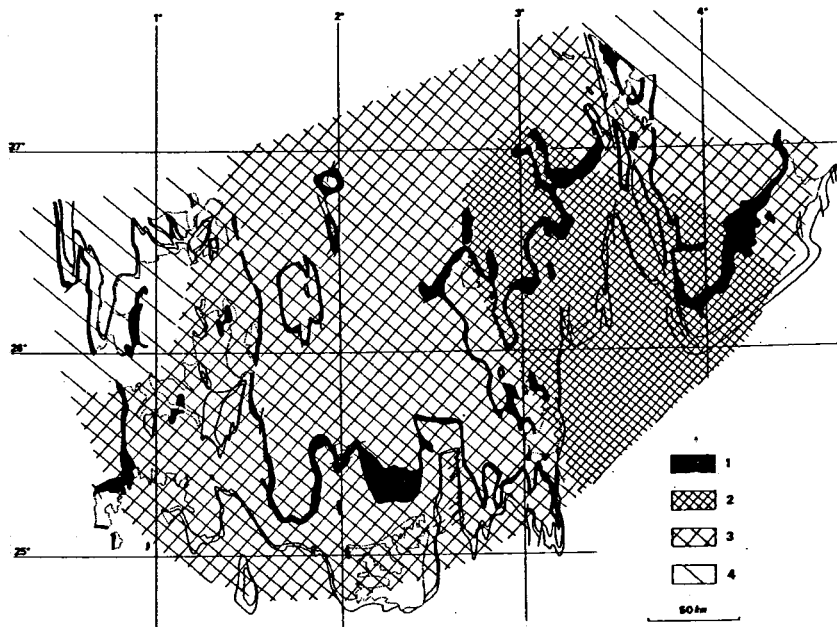


Fig. 6.41. - Carte des faciès de la Formation Grès du Khenig par Moussine-Pouchkine (*inédit*).

- 1: affleurements des grès.
- 2: faciès continentaux à plantes.
- 3: faciès de transition à Scolites, oolites ferrugineuses, etc.
- 4: faciès marins à brachiopodes.

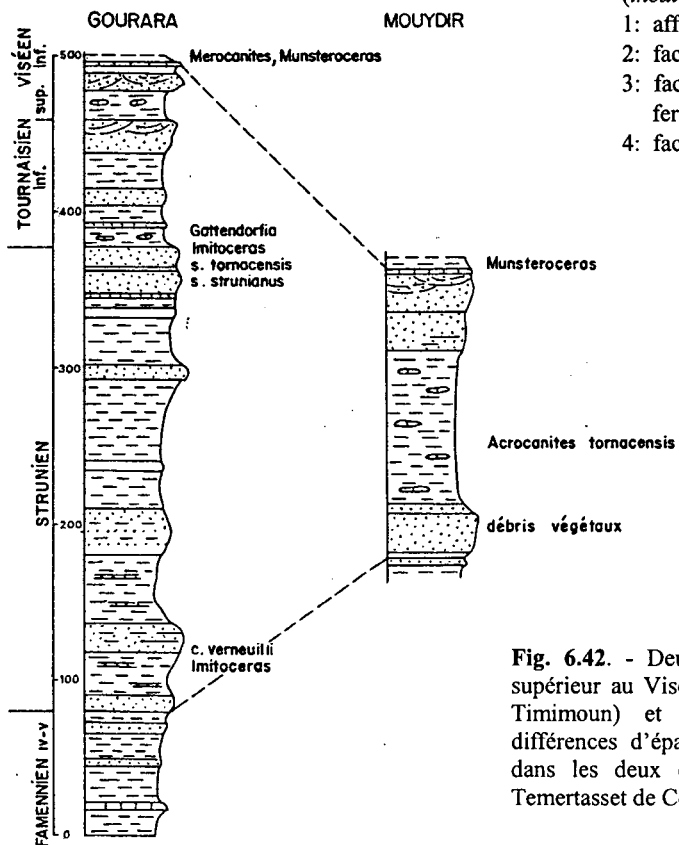


Fig. 6.42. - Deux coupes schématiques du Dévonien supérieur au Viséen dans le Gourara (au Sud-Ouest de Timimoun) et dans le Mouydir. Remarquer les différences d'épaisseur du Strunien et du Tournaisien dans les deux coupes. D'après la coupe de l'oued Temertasset de Conrad (1970) simplifiée.

faciès, une évolution comparable à ce que l'on percevait à l'aval, dans la Saoura et l'Anti-Atlas : d'abord une évolution vers un régime de hauts niveaux marins qui se traduit par des pulsions transgressives vers la fin de l'Emsien, l'Eifélien et au Givétien où l'éloignement des côtes serait maximum; puis une régression qui se fait sentir au Famennien. Elle est ici plus précoce qu'au Nord et coïncide avec des apports terrigènes.

3.3.2. Dans les Ajjers (bassin d'Illizi)

Dans les Ajjers on passe, sans discordance, des grès fluviatiles de la Barre Supérieure (Formation de l'oued Samène), aux shales micacés et grès lités de la Formation Orsine. A la base un petit conglomérat, grésio-ferrugineux, carbonaté et phosphaté souligne la transgression. D'emblée les brachiopodes (rhynchonellidés, orthidés, spiriferidés) pullulent, comme les poissons (épines, vertèbres), et démontrent le passage rapide à un milieu marin franc. Les grès, souvent grossiers, microconglomératiques ou ferrugineux, peuvent passer latéralement à des argilites vertes dans la région d'Illizi. Outre les grains de quartz, tantôt arrondis, tantôt anguleux, on note du feldspath et du mica détritiques, des oolites ferrugineuses et des carbonates. La faune est variée (lamellibranches, brachiopodes, gastéropodes, crinoïdes, goniatites, poissons, arthroïdes) et permet de dater ces couches de l'Emsien. Le grand changement dans la sédimentation dévonienne se trouve là.

Au Dévonien moyen et pendant la plus grande partie du Dévonien supérieur se déposent en mer des sédiments argilo-sableux et carbonatés. Chaumeau *et al.* (1962) ont publié une bonne coupe, qui sert encore de référence à l'Est d'Illizi, de ce que l'on appelle la Formation de Tin Meras. Des bancs de grès ou de minces plaquettes gréseuses s'intercalent dans les argiles. Des séquences, montrant une décroissance d'énergie, y suggèrent des tempestites (Mission Sonatrach, Ajjers-2000) : 1) lit à coquilles brisées en tous sens, HCS (= très haute énergie). 2) laminations planes de traction (= haute énergie). 3) laminations tronquées, convolutées (= moyenne énergie). 4) lamines de décantation. 5) bioturbations (= énergie nulle). Quelques calcaires

coquilliers apparaissent, ainsi qu'un peu de gypse (à la base). A la base, un horizon calcaire contient *Pinacites jugleri* de l'Eifélien. Le sommet de la Formation est Famennien (*Cyrtospirifer verneuilli*). Des plaquettes de grès fin sont couvertes de *Bilobites*, pistes, empreintes de lamellibranches, de gastéropodes, de ptéropodes (styliolines) et de brachiopodes que l'on trouve aussi dans des calcaires à grains de quartz qui ont, en outre, livré quelques goniatites beaucoup moins fréquentes qu'à l'Ouest. Petter a pu ainsi parler d'une province dévonienne à goniatites à l'Ouest du môle d'Amguid et d'une province à brachiopodes à l'Est. Ceci est vrai du Dévonien moyen comme du Dévonien supérieur. Freulon (1964) imaginait un milieu confiné, de golfe ou de mer très peu profonde plutôt qu'une mer ouverte aux influences du large comme à l'Ouest.

La Formation Tin Meras, épaisse de 250 m en affleurement, dans l'Adrar Illerene au Nord d'Illizi, se dilate de deux à trois fois vers l'Ouest en subsurface (Abdallah, 1995). Au Nord, ce bassin est borné par le môle d'Ahara où l'Eifélien et le Givétien manquent (Moreau-Benoit *et al.* 1993). A l'Est, l'Eifélien et le Givétien se terminent en biseau. Sur le môle du Tihemboka (Fig. 6.43, col. 4 et 5), le Dévonien supérieur est très réduit. Selon Legrand, seul le Famennien y serait représenté. La discordance, bien visible sur la carte, serait l'expression d'un môle résistant qui n'aurait été submergé qu'au cours du Dévonien supérieur plutôt que d'une déformation contemporaine. Au Nord-Est du Tihemboka, au Fezzan, nous retrouverons une disposition comparable (Fig. 6.43, colonnes 6 à 9 et Fig. 6.44).

Avec la Formation d'Illirene (Legrand, 1967), déposée à la fin du Famennien (et peut être au début du Tournaisien), on assiste à un retour en masse de sables qui alternent avec des argiles et siltites rouges et vertes. Les grès clairs, moyens à grossiers, admettent des lits à petits galets de quartz et d'argile, et montrent des stratifications entrecroisées et des structures de tempêtes (HCS). Abdallah (1995) y distingue deux séquences grano-croissantes. Comme dans les Grès du Khenig de l'Ahnet, on y récolte des rhynchonelles, des spiriferidés, des bois flottés (*Lepidodendropsis*). Certaines bioturbations sont caractéristiques. Comme les tigillites, elles

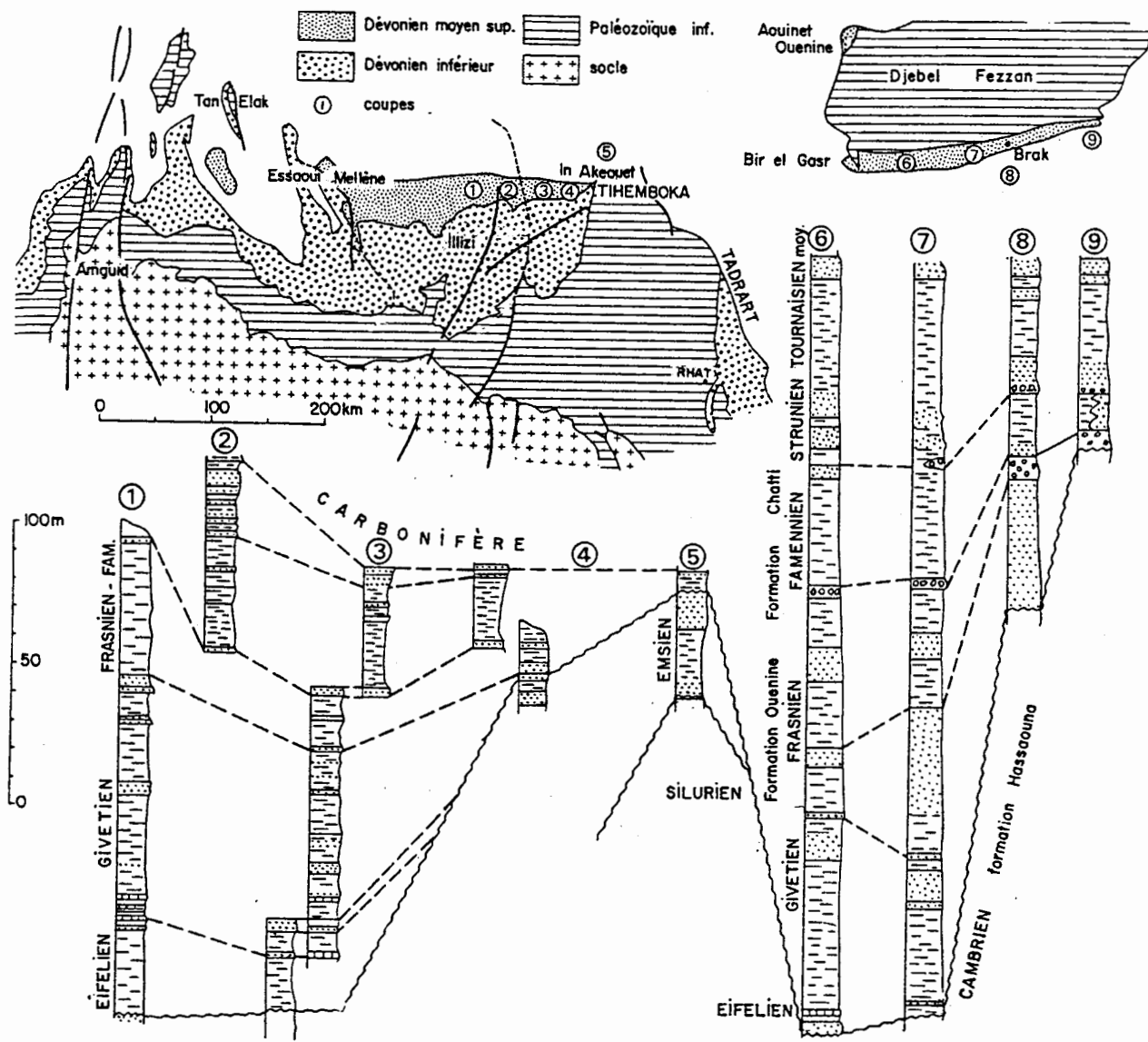


Fig. 6.43. - Evolution du Dévonien moyen et supérieur entre le bassin d'Illizi et le Fezzan d'après Legrand (1967) et Collomb (1962). On remarque la disparition du Dévonien moyen sur le môle du Tihemboka.

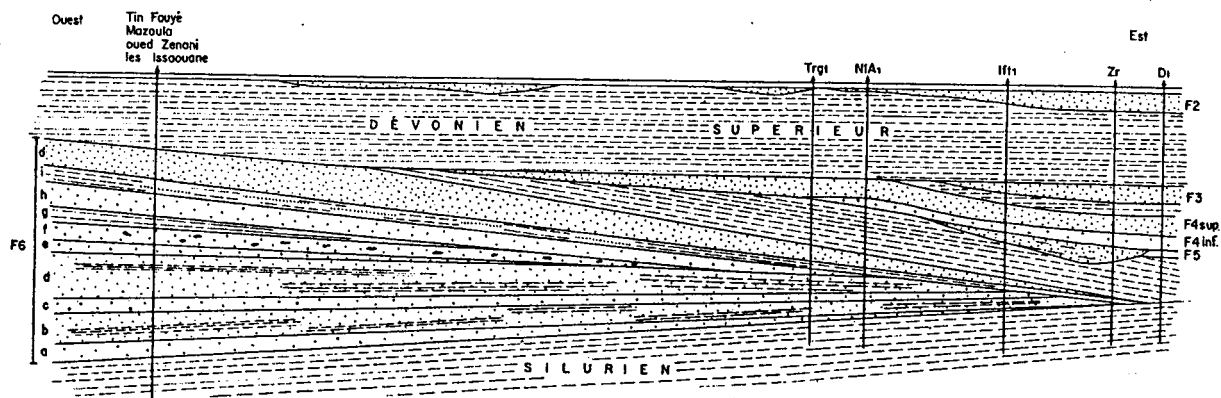


Fig. 6.44. - Schéma des biseaux du Dévonien dans la partie orientale du bassin Ajjers, d'après un document CREPS. «F»: roches magasin.

F2 : Dévonien terminal.

F3 : Dévonien moyen (gaz à Alrar Est).

F4-F5 : Emsien.

F6 : Dévonien inférieur.

a: grès bleuté sableux.

b: argiles et grès quartzitiques.

c: grès poreux à nodules argileux (gaz dans l'Est).

d: complexe ferrugineux avec bancs d'argile généralement non poreux ; il forme une couverture dans l'Est du gisement.

e: grès siliceux poreux.

f: complexe ferrugineux très grossier.

g: argile.

h: grès siliceux très poreux (huile).

i: argiles à nodules de sidérite et grès ferrugineux.

j: grès siliceux moyens et poreux (huile) à la base dans l'Ouest, fins et non poreux au dessus et dans l'Est.

traversent les couches mais sont plus larges (1,5 cm de diamètre par ex.) et contournées. On les appelle communément les «bourres de fusil». Le retour du terrigène, dans un milieu encore marin mais peu profond, indique une baisse eustatique que l'on peut mettre en relation avec l'apparition d'une calotte glaciaire en Afrique Australe, la glaciation de Dwyka qui se développera au Carbonifère. Selon Legrand-Blain (2001), cette Formation Illirène diminue d'épaisseur vers l'Est où elle repose sur le Dévonien inférieur argilo-gréseux. Elle est surmontée, en discordance cartographique, par les Grès d'Issendjel, et est considérée comme l'équivalent, en subsurface, du Réservoir F2 (Fig. 6.44).

3.3.3. Au Sud et au Sud-Est du bouclier Touareg

Dans le bassin du Tamesna, à l'Est d'In Guezzam, la formation de Anou Izileg (voir § 2.2.2.), conglomératique et gréseuse, est surmontée par des grès fins argileux qui constituent la Formation de l'oued Felaou. Des lumachelles y sont intercalées vers le sommet. Outre les brachiopodes caractéristiques de l'Emsien supérieur on y récolte des encrines, des polypiers et des poissons (Arthrodières). Le tout évoque un milieu marin néritique. Des argiles à ptéropodes, les Styliolines, succèdent aux grès. Il s'agit sans doute de sédiments déposés en milieu marin peu aéré car

les quelques minces niveaux carbonatés qui y sont intercalés contiennent une faune de brachiopodes nains. L'étude des spores et du plancton des échantillons de sondages confirme que ces argiles représentent l'Eifélien. Les horizons silteux du sommet ont livré des fossiles du Givétien.

Ils sont surmontés par une alternance cyclique de grès, souvent ferrugineux et d'argiles. Longtemps les seuls fossiles connus y furent des *Spirophyton*, et au sommet, des *Lepidodendracées* du Viséen. Depuis, la recherche de micro-organismes a révélé, dans la partie inférieure, des spores, des Hystrichosphères et des Chitinozoaires du Givétien tandis que la partie supérieure contient des spores et de rares Hystrichosphères du Carbonifère inférieur. Cet ensemble détritique comporterait deux termes, séparés par une lacune. Legrand (1983) souligne que, en contraste avec le Sahara septentrional, «*le Dévonien supérieur du Tassili Ouan Ahaggar apparaît essentiellement gréseux (série de Taberia) et si des argiles s'observent encore à sa base, les dépôts sableux grossiers deviennent importants dès le Frasnien où les couches à végétaux tels que Archaeosigillaria vanuxemi, Protolepidodendropsis sp. etc. sont associés au seul niveau calcaire à Mucrospirifer cf mesacostalis (Lessard, 1961). Il semble donc que les mouvements prémonitoires de l'orogénie hercynienne aient débuté ici plus tôt que nulle part ailleurs sur le Bouclier Saharien*». Pour Kazi Tani (*in litt.*) ces dépôts, de faciès surtout continentaux, paraissent en effet l'expression d'une épirogenèse plutôt que d'une décrue eustatique long terme. Mais cette épirogenèse n'est pas nécessairement un signe précurseur de l'événement Varisque.

Dans le bassin du Djado (voir Mergl et Massa, 2000), le Dévonien moyen est caractérisé, «*dans la région de Chirfa, par une dizaine de mètres de shales avec Spirifer sp.eg.ascendens, Leiorhynchus eg.mesacostalis, Tropidoleptus eg.carinatus, des Lamellibranches et des Styliolines qui indiquent soit le Givétien supérieur, soit le passage Givétien-Frasnien. Le Dévonien supérieur, épais de quelques dizaines de mètres à près de 200 mètres, est formé d'une alternance de shales et de grès fins ferrugineux, parfois calcaires, avec des Spirophytons, une flore composée de Archaeosigillaria sp. et Protolepidodendropsis sp. et des Pholadomya, des Posidonomya, des Mytilus, des Tentaculites, des Encrines et des*

Rhynchonelles associés à des incursions marines» (Trompette, 1983).

Plus à l'Est encore, sur les flancs méridionaux du Tibesti et dans l'Ennedi, Wacrenier (1958) décrit sommairement une falaise assimilée aux Tassilis Externes (donc au Dévonien inférieur). Ce sont des grès massifs à dragées de quartz et stratifications obliques. Au sommet, des grès en plaquettes, souvent tendres, micacés et ferrugineux représenteraient tout le Dévonien moyen et supérieur. Ils renferment à la base des *Spirophyton* qui indiquent un milieu marin. Les dernières couches contiennent des plantes terrestres : Sigillaires, *Lepidodendrées* et *Calamites* primitives. Les empreintes des écorces des deux premières laissent hésiter entre un âge Dévonien supérieur et Carbonifère inférieur. On retrouve une formation semblable (Wadi Malik Formation) dans le Nord du Soudan et le Sud de l'Egypte. Selon Klitzsch et Lejal-Nicol (1984) «*the plant fossils indicate a Late Devonian to mainly Lower Carboniferous age*».

La transgression marine du milieu du Dévonien s'est étendue au Sahara central jusque vers 15°Sud. Elle a pu aller plus loin encore car dans l'Ouadaï des grès intercalés d'argilites ou de siltites ont livré des *Harlania* (Sonet, 1961). Le dépôt de grès à plantes qui lui succède démontre une régression eustatique, une reprise de l'érosion, et sans doute une ou des épirogenèses dès le Dévonien supérieur.

3.4. Libye et Bas Sahara

Après le bassin du Djado ou l'Ennedi, traiter de la Libye occidentale et du Bas Sahara c'est aller de la terre vers la mer. Cette région présente en raccourci, autant que l'on puisse en juger par la littérature, les faciès et la juxtaposition de domaines paléogéographiques que nous avons vu étalés sur 1500 km, de Béchar au bassin du Tamesna. Sa paléogéographie a été très étudiée, tant en surface qu'en subsurface, pour la recherche pétrolière, ou l'évaluation des minerais de fer. Des recherches thématiques de sédimentologie, de paléobotanique ou de paléozoologie ont pu y être menées à terme. Des mémoires comme celui de Massa (1988), et la synthèse de Mergl et Massa (2000) en donnent une vue générale. Pour la

seconde moitié du Dévonien, de l'Emsien à la fin du Famennien, la succession-type est prise à Aouinet Ouenine (ou Awaynat Wanin), dans le coin Nord-Ouest du môle du Gargaf, 300 km à l'Est d'In Amenas. C'est là qu'en 1850 les premiers fossiles du Dévonien furent découverts par Overweg et publiés deux ans plus tard par son compatriote, le paléontologiste Beyrich. On y relève la coupe suivante, de bas en haut :

- Un peu plus de 50 m de grès constituent la base de la série. Ils sont attribués au Dévonien inférieur et censés représenter la Formation Tadrart, dont il a été question plus haut et la Formation Ouan Kasa considérée comme d'âge Emsien. Cette dernière montre une évolution grano-décroissante, de grès grossiers et de conglomérats vers des grès ferrugineux fins puis des argilites; elle représente une première séquence transgressive. Au Nord, en subsurface, *«la formation de Ouan Kasa est constituée d'une alternance irrégulière de grès chloriteux et carbonatés (sidérite, dolomie ferrifère), de siltstones à chlorite et carbonates et d'argilites chlorito-micacées. Ces sédiments sont dépourvus de feldspath mais contiennent encore des éléments de quartz à facture volcanique. Dans certains niveaux, la présence de filons clastiques à remplissage grossier et parois enduites d'hématite permet de penser que la sédimentation s'est opérée, au moins temporairement, dans des conditions d'émersion... En Libye, le cycle Dévonien inférieur est donc caractérisé par l'installation progressive de la sédimentation marine. Celle-ci correspond toujours à des dépôts d'eau peu profonde, mais la répartition des éléments d'origine volcanique, des éléments empruntés au socle et des niveaux oolitiques semble montrer qu'à l'Emsien supérieur le Sud de la Tripolitaine correspondait à une zone de dépôt plus calme, proche de centres volcaniques actifs que l'on peut situer au Tibesti et à l'Orient du Hoggar»* (Chauvel et Massa, 1981).
- Le Groupe Aouinet Ouenine (Awaynat Wanin), =AO, correspond à la plus grande partie du Dévonien moyen et supérieur. Il a été subdivisé en quatre formations (Massa, 1988; Mergl et Massa, 2000).
- La formation AO1 (45 m d'épaisseur) est attribuée à l'Eifélien. Elle débute, selon Massa (1988), par des grès grossiers à matrice de barytine et galets de kaolinite; ils précèdent une sédimentation de sables plus ou moins argileux et d'oolite ferrugineuse. Ces dépôts évoquent une transgression dans un paysage de baies ou de lagunes abritées, voire confinées comme le suggère la barytine. Les précisions manquent sur la composition des «galets de kaolinite», donc sur leur origine. Viennent-ils de sols latéritiques, de l'altération de feldspaths magmatiques ou de l'altération hydrothermale ou météorique d'argiles du Paléozoïque inférieur ? Il paraît en tous cas évident que des terres émergeaient à proximité. Selon Scotese et McKerrow (1990) et Scotese et Barrett (1990), la région se trouve alors vers 30° à 35° de latitude.
- Le sommet de la Formation AO1 et la totalité de la suivante, AO II (80 m d'épaisseur) attribuée au Givétien - Frasnien inférieur, correspondent, selon Vos (1981), à trois séquences d'un complexe deltaïque. Le fleuve venait du Sud-Est. Pour Massa, la terre devait se trouver, au début, à une dizaine de km seulement du lieu de la coupe. Chaque séquence commence par des chenaux de grès grossier où ont été conservés des débris de Lycophytes terrestres; des argiles et des siltites se déposent ensuite. D'une séquence à la suivante les sédiments s'affinent. Les apports détritiques étaient étalés par des courants littoraux («long shore currents») et pouvaient alterner, dans l'espace et le temps, avec des lits fossilifères à bryozoaires, brachiopodes, gastéropodes, trilobites et des accumulations d'oolite ferrugineuse.
- La formation AOIII (58 m d'épaisseur, Frasnien au sens large) enregistre le passage de conditions deltaïques (à la base) à une sédimentation *«intermédiaire entre prodelta et shelf»* (Massa, 1988). Alors se déposent des argiles et des silts finement lités, riches en figures sédimentaires et en quartz anguleux et improprement appelés «Flysch». Des horizons

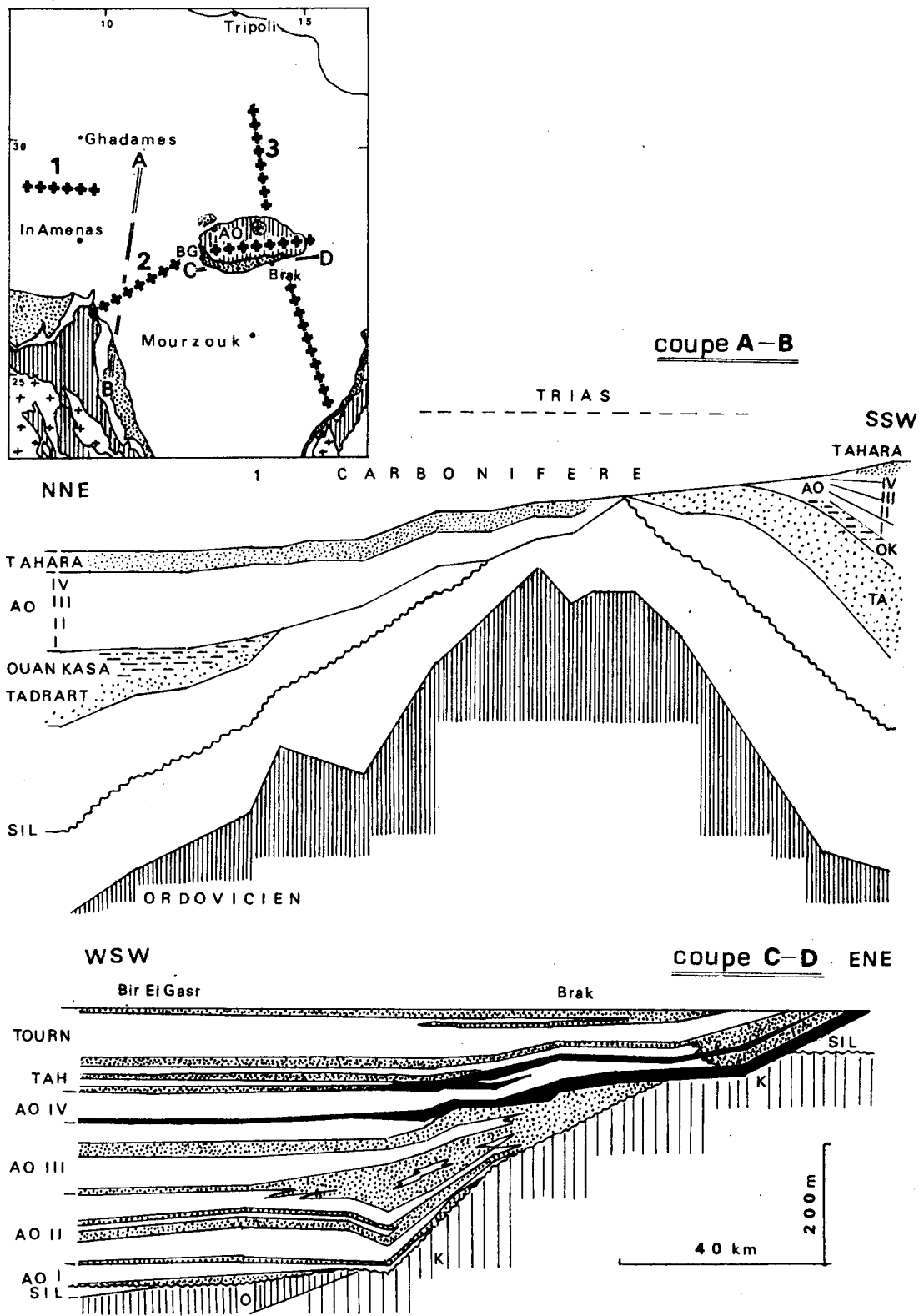


Fig. 6.45

de nodules carbonatés apparaissent et du fer se concentre dans la matrice des roches ou dans des oolites. A Aouinet Ouenine, la terre paraît encore proche. Par contre au Nord, en Tripolitaine, le milieu est franchement marin : les sondages ont trouvé cette formation sous forme d'argilites noires, riches en matière organique et contenant de minces lits silteux et carbonatés. Des lamellibranches à test mince, des tentaculites et des foraminifères constituent l'essentiel de la faune.

- L'horizon pris comme limite entre AO III et la formation suivante AOIV est un «black shale» associé à des carbonates à goniatites. C'est un précieux repère géochimique caractérisé par sa teneur en Uranium (40 ppm) et en métaux divers (Vanadium, Zinc, Nickel, Molybdène, Cuivre, Cobalt, Chrome, etc.). Avec la formation AO IV (42 m d'épaisseur à Aouinet Ouenine), d'âge Famennien, et la formation Tahara qui lui succède (50 m, Famennien supérieur), l'évolution paraît s'inverser. Après

le dépôt d'argiles à *Posidoniella*, des sables arrivent dans le bassin. Les deux bancs de grès qui encadrent les argiles de la formation Tahara sont riches en minéraux lourds, en feldspath, en mica et en nodules ferrugineux et, comme au début, en débris de Lycophytes. Ils signent la régression de la fin du Dévonien.

Cette régression se fait sentir en Tripolitaine avec un décalage. La formation AO IV y est représentée par des shales. «Dans la région d'Aouinet Ouenine, dans le Chatti et en Tripolitaine, le passage du Famennien au Strunien peut être marqué par un conglomérat à pisolites et oolites ferrugineux riche en fragments de poissons. La matrice de ce conglomérat peut être constituée soit par un grès à grains très arrondis, légèrement feldspathique et micacé, avec ciment phosphaté, soit par une argilite chloriteuse, phosphatée et carbonatée» (Chauvel et Massa, 1981). Bir El Gasr, à 100 km environ au Sud de Aouinet Ouenine, sur le bord Sud-Ouest du môle du Gargaf, offre une coupe comparable.

Fig. 6.45. - Schéma du Dévonien dans les bassins de Ghadamès et de Mourzouk.

Un cartouche en haut à gauche situe les coupes A-B et C-D par rapport aux zones positives d'Ahara (1), du Zaghir (Zegher) - Gargaf - Fezzan (2) et de Mourizidié - Brak - Ben Ghnema (3).

En pointillé : le Dévonien.

Traits verticaux : Cambro - Ordovicien.

Croix : socle Précambrien.

AO : Aouinet Ouenine.

BG : Bir El Gasr.

Coupe A-B, méridienne, du bassin de Ghadamès à Ghat, sur le flanc occidental du bassin de Mourzouk, sous la couverture carbonifère et triasique. D'après Massa (1988) simplifiée.

AO : Groupe Awaynat Wanin.

OK : Formation Ouan Kasa.

TA : Formation Tadrart.

Coupe C-D, dans la dépression du Chatti (=Shati). D'après Colomb (1962) et Massa (1988).

Tourn. : siltites à lits de grès du Tournaisien.

TAH : Formation Tahara, Famennien.

AO : Groupe Awaynat Wanin.

IV : Famennien. III : Frasnien. II : Frasnien - Givétien. I : Eifelien.

SIL : Silurien Formation Tanezzuft.

O : Ordovicien (Formations Haouaz, Melez Chograne et Memouniat).

K : Cambrien (Formation Hassaouana) et socle possible. En noir les niveaux d'oolite ferrifère : leur épaisseur, comme celle des bancs de grès, est exagérée par rapport à l'ensemble de la série.

Si de là on suit vers l'Est la dépression du Shati qui longe le flanc méridional de ce môle cambro-ordovicien, on voit les couches se biseauter et le Dévonien supérieur se charger en fer. Entre le sommet de la formation AO III et celui de la formation Tahara on compte 16 lentilles de minerai oolitique, plus ou moins épaisses (0,60 à 6,80 m). Elles se seraient déposées, selon Guerrak (1987) dans le milieu peu profond d'un delta progradant. Ces lentilles constituent un gisement potentiel de même importance que Djebilet (§2.4.2.) : 3413 millions de tonnes (Chauvel et Massa, 1981; Guerrak, 1987; Massa, 1988). Dans la formation AO IV des niveaux à paléosols et Lycophytes en place viennent s'intercaler dans des couches à fossiles marins. Mais l'apport de sables ou d'argiles demeure faible, ce qui a permis la concentration des oolites ferrugineuses en un vrai minerai. Une esquisse de la paléogéographie montre le Chatti, au Famennien, comme un golfe en cul-de-sac, fermé vers l'Est sur des côtes plates, en une période de régression eustatique, et sans qu'une tectonique vienne rajeunir les reliefs alentours.

Au Nord-Est du bassin de Mourzouk, dans le Dor El Goussa, les formations contemporaines sont elles aussi marquées par la proximité de la terre ferme. La Formation Emi Magri (max. 200 m) qui serait à peu près l'équivalent de la formation emsienne de Ouan Kasa, montre l'évolution de grès fins à la base vers des argiles et des siltites au-dessus. Les fossiles récoltés sont des traces (*Spirophyton*) et des végétaux terrestres (Lycophytes). La Formation MeersHEMA (180 à 200 m en moyenne; seulement 50 m au Sud) ne correspondrait qu'au Dévonien supérieur, c'est-à-dire aux formations AO III, AO IV et Tahara. Le Dévonien moyen manquerait donc. La sédimentation évolue, depuis des argiles jusqu'à des grès ferrugineux qui forment dans le paysage une falaise caractéristique. Les fossiles trouvés, des traces (*Spirophyton*, *Bifungites*), des plantes terrestres (Lycophytes) et des brachiopodes inarticulés (Lingulidés) suggèrent «un environnement lagunaire ou laguno-lacustre» (Massa, 1988) tandis que les tentaculites signalées par Klitzsch (1963) caractériseraient des sédiments marins.

3.5. Le Sahara Occidental : Synclises de Tindouf et de Taoudenni

3.5.1. Vallée du Dra

La dernière synthèse en est due à Hollard (*in Destombes et al.*, 1985) qui donne une excellente description des ensembles successifs. Il appelle «série des Rich» une suite de crêtes (Rich) couronnées par un banc de grès massif dominant un talus d'argiles, argiles sableuses et calcaires. Par extension, on appelle Rich toute la séquence calcaire-argiles-grès, chaque séquence étant souvent séparés de la formation sous-jacente par une surface de ravinement et des niveaux ferrugineux.

Emsien

Le premier Rich affleure surtout à l'Ouest. L'ensemble des grès, argiles et calcaires atteint 250 à 300 m d'épaisseur. Vers l'Est, il diminue et passe à 15 m de calcaires noduleux à encrines, brachiopodes et trilobites caractéristiques de la base de l'Emsien inférieur. Le second Rich se développe à l'Est d'Assa, pour disparaître dans la région d'Iriqui. Là, l'ensemble des deux premiers Rich est représenté par 30 à 40 m de calcaires surmontés d'une centaine de m d'argiles. Le troisième Rich atteint 350 à 400 m d'épaisseur dans la région d'Iriqui. Les calcaires pyriteux de la base contiennent des Tentaculites et sont datés de l'Emsien supérieur. Ils se réduisent à quelques mètres tout à fait à l'Ouest.

Dévonien moyen

Au Sud-Ouest du Dra, le quatrième Rich est d'âge Eifélien. Epais de 300 m, il débute, comme les précédents, par des calcaires noduleux. Ceux-ci contiennent *Anarcestes lateseptatus*. Ils sont surmontés de shales gris que couronnent des grès à stratifications entrecroisées. On y trouve parfois des restes de végétaux. Comme le premier Rich, il se réduit vers le Nord-Est où il ne mesure plus qu'une trentaine de mètres d'épaisseur. Il est surmonté de quelques mètres de calcaires à goniatites qui font le passage au Givétien. Cet

étage correspond au maximum de la transgression, comme en bien des points du Sahara. L'apport terrigène, réduit à des argiles, se ralentit. La sédimentation calcaire se fait en milieu réducteur ; les goniatites, nautiloïdes, trilobites y pullulent. Cette fois, les couches s'épaississent du Sud-Ouest (50 m) au Nord-Est (120 m). Des biohermes s'édifient en Seguiet El Hamra comme nous l'avons vu dans l'Azzel Matti.

Dévonien supérieur

Au Frasnien, la sédimentation argileuse et calcaire se poursuit, mais des sables fins arrivent maintenant du Nord ou du Nord-Est. Le Famennien est partout très épais. C'est la série de la plaine du Dra, épaisse de 2500 m à 3000 m. Le Famennien inférieur est argileux. Des nodules calcaires contiennent des goniatites : *Cheiloceras*, *Protornoceras planidorsatum*, des lamelli-branches, mais ni brachiopodes ni trilobites. «*Le Famennien supérieur est plus varié. Les intercalations gréseuses ou grésocalcaires et surtout les lumachelles de brachiopodes, plus ou moins groupées en bancs calcaires y sont nombreuses. Les goniatites montrent que ce Famennien supérieur du Dra débute avec la zone II et que le maximum calcaire est atteint au niveau des Platyclyménies... Cependant dans les calcaires la faune dominante est formée par les brachiopodes, en particulier les Cyrtospirifer... Les lumachelles sont plus nombreuses dans le Zemoul et près de Tinfouchy*» (Hollard, 1970). Les grès, eux, sont plus abondants au Nord et au Nord-Ouest, entre Akka et Agadir Tissint. «*On peut supposer que la trace des mouvements tectoniques qui ont produit dans le Tafilalt des plis localisés et un retrait probable des eaux vers le Sud-Est à la fin de la zone II inférieure ne se manifeste ici que par un changement de faciès*» (Hollard, 1970).

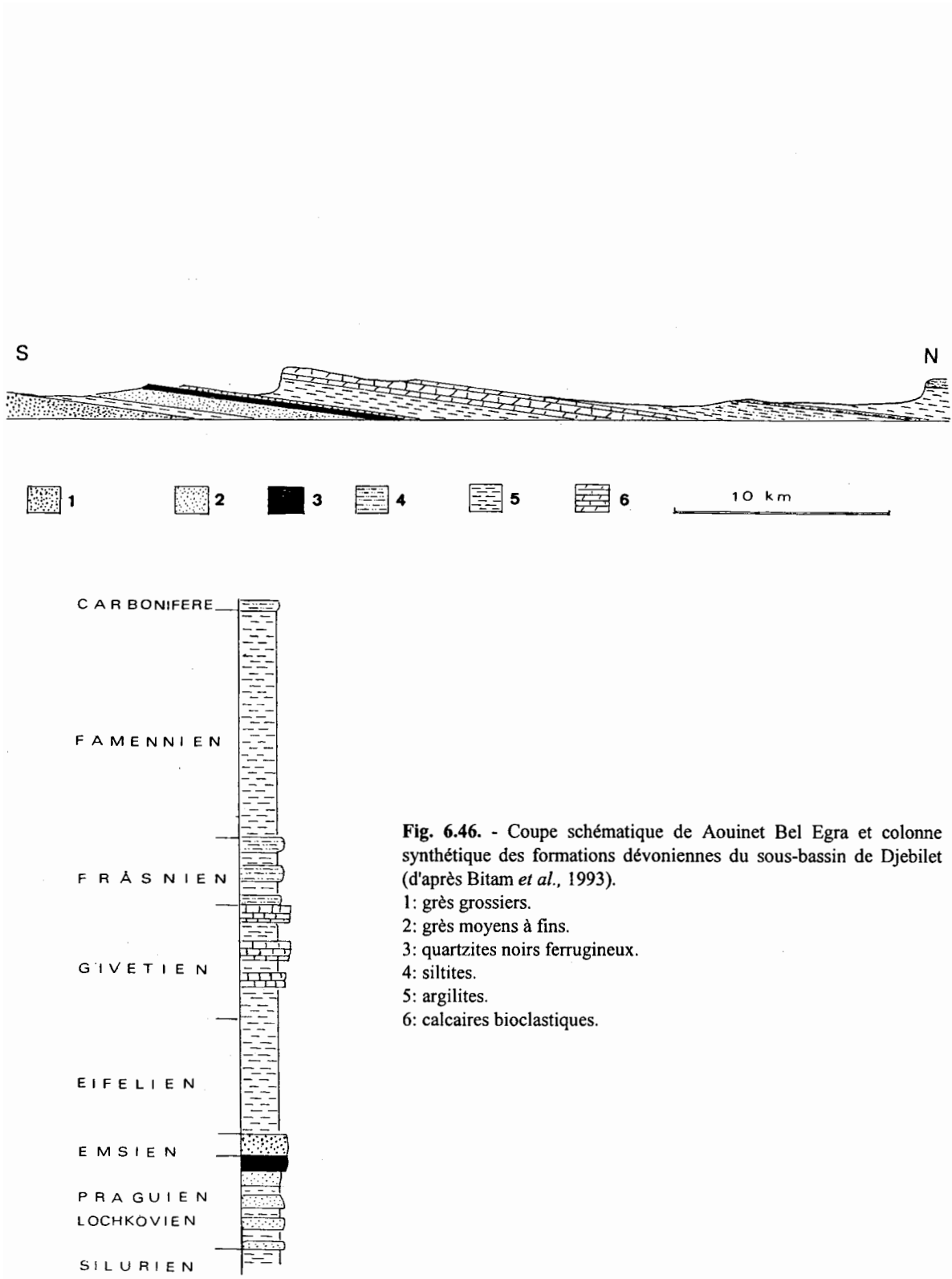
3.5.2. Sud Tindouf

Au Sud de Tindouf, après le dépôt des lentilles d'oolite ferrugineuse de Gara Djebilet dans des lagons ou des criques d'eau tranquille, s'installe un régime de mer plus franche. Après les travaux de Guerrak et Chauvel sur cette région (1985), l'étude du Dévonien de cette marge du bouclier est reprise par Bitam, Robardet *et al.* (1993, 1996).

Les grès qui terminent la Formation de Gara Djebilet ont livré des empreintes de *Paraspirifer cultrijugatus* de l'Emsien terminal. Au-dessus, des argilites grises forment le membre inférieur de la Formation de l'oued Talha. Elles livrent «*une faune particulièrement abondante vers le sommet, riche en Polypiers coloniaux et solitaires avec notamment Calceola sandalina du Givétien*» (Bitam *et al.*, 1993). Le membre supérieur est formé par des calcaires à brachiopodes, gastéropodes, échinodermes, polypiers, tentaculites, intercalés de lits d'argilites qui s'épaississent vers l'Est.

La Formation du Krib En Naga qui la surmonte (à ne pas confondre avec celle du Cambrien !) débute par des grès fins et des siltites à minéraux lourds résistants (zircon, tourmaline, rutile) mais aussi des feldspaths (plagioclases) et des micas blancs qui suggèrent que le matériel terrigène venait d'une région où le socle affleurait. Des argilites grises un peu gypseuses, à passées de grès fins et de calcaires roses (Formation Krib Es Sloughia de Bitam *et al.*, 1996; Legrand-Blain, 2001) terminent cette formation. Celle-ci serait d'âge Dévonien terminal (Famennien). Dans les niveaux supérieurs apparaissent des sédiments un peu plus grossiers. Un premier conglomérat violacé à os de poissons, considéré par Gevin (1960) comme le sommet du Dévonien, correspondrait selon Hollard (1970) à la zone IV ou à la zone V, c'est à dire aux calcaires griottes à céphalopodes et poissons cuirassés de la vallée de la Saoura (§.3.1.3). «*La zone d'Etroeungt serait représentée plus haut, dans le Krib-Es-Sloughia, par les grès à Leiorhynchus laticosta. En revanche le conglomérat supérieur de ces formations doit représenter la base de la série de passage Tournaisien - Viséen comme au Nord du bassin*» (Hollard, 1970).

250 km à l'Est, un autre gisement de minerai de fer a été découvert, mais cette fois dans le Dévonien terminal, comme en Libye. Une anomalie magnétique avait attiré l'attention du chef de l'exploration de la SONAREM, Slougui, qui y envoya aussitôt deux géologues, Haddad et Riffault. Ceux-ci découvrirent que ce qui provoquait l'anomalie était de la magnétite résultant du métamorphisme de contact d'une oolite ferrifère par un épais sill de dolérite et que



des lentilles de minerai non métamorphique s'étendaient bien au delà, au milieu des dunes de l'erg Iguidi. L'étude minière suivit, ainsi que celle de la pétrologie et des conditions de dépôt du minerai (Guerrak, 1984; Guerrak et Chauvel, 1985). «16 lentilles minéralisées sont imbriquées dans un environnement argilo-silteux. L'étendue des lentilles varie de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres, le gisement de 10 km de large a 50 km de long. Les nombreuses figures sédimentaires (bioturbation, fentes de dessiccation, ripple marks de vagues) rencontrées tant dans le minerai que dans les formations encaissantes, permettent de penser que les conditions régionales de sédimentation au Famennien étaient de type littoral à sublittoral... L'origine du fer peut être recherchée dans les formations précambriennes de la Dorsale Reguibat qui sont très riches en quartzites ferrugineux...» (Guerrak et Chauvel, 1985). La faune récoltée dans le minerai lui-même est marine ou lagunaire : des brachiopodes et des orthocères, mais aussi des poissons, Arthrodières et Dipneustes. Ces couches seraient d'âge Famennien supérieur probable (Guerrak, 1984) et se seraient déposées au sein d'édifices deltaïques progradants. Ainsi, à Tindouf comme au Sahara central ou en Libye, le Famennien est une époque de régression marine. On serait tenté d'y voir un phénomène eustatique général, ce que confirmerait une tendance observée en Rhénanie ou en Grande-Bretagne. Or ce n'est pas ce que l'on observe en Amérique du Nord où le Famennien est encore une période de hauts niveaux marins, presque au même titre que le Frasnien (Johnson *et al.*, 1985 et remarques de Dennison, 1985). On peut donc se demander si cette régression n'est pas, au Sahara comme en Europe occidentale, un phénomène lié à des épirogenèses qui préluderaient à l'orogénèse varisque... ou, à l'inverse, si ce n'est pas la stratigraphie du Dévonien de Virginie (U.S.A.) qui présente un cas particulier. La question demeure ouverte.

3.5.3. Le Dévonien de la synclise de Taoudenni (Mali)

Nous avons vu un Dévonien mince mais relativement complet dans la coupe de Gara Djebilet, sur la bordure septentrionale de la

Dorsale Reguibat. A l'Ouest, dans le Rio de Oro et le Zemmour Noir, il s'épaissit et s'apparente à celui de l'Anti-Atlas occidental. A l'Est du bouclier, près de Bou Bernous, il s'épaissit aussi et vient, dans le Sud du bassin de l'Erg Chech (Reggane) reposer en discordance sur du Silurien inférieur (Legrand, 1967). Au Sud-Ouest, dans l'Adrar mauritanien et l'Adafer, Monod (1952) a décrit un Dévonien peu épais (50 m) à trois termes (de haut en bas) :

- D3. Grès d'El Ahguid : grès en plaquettes, d'âge frasnien. Le Famennien n'est pas connu, non plus que le Dinantien.
- D2. Calcaires et Grès de Dhlaiet El Ateuch, correspondant semble-t-il au Dévonien moyen et une partie du Frasnien. L'Eifelien inférieur est représenté par des calcaires comme à Gara Djebilet. Les calcaires oolitiques sus-jacents seraient d'âge Eifelien supérieur - Givétien inférieur.
- D1. Grès d'Aouinet Zbel : grès parfois grossiers et ferrugineux qui, selon Hollard, pourraient représenter un faciès littoral.

600 km à l'Est, à mi-distance entre l'Adrar mauritanien et Taoudenni, des grès grossiers à stratifications obliques, déposés semble-t-il en milieu littoral, ont livré une faune à *cf* *Cyrtospirifer verneuilli*, du Dévonien supérieur ou du Carbonifère inférieur (Gourvenec *et al.*, 1996).

A l'Est de Taoudenni (In Dagouber), comme au Nord (Thraza), le Dévonien moyen affleure en un liseré autour du Carbonifère inférieur. A In Dagouber, les premières couches datées qui reposent sur les Grès de l'Erg Chech, ordoviciens, sont en effet d'âge Emsien terminal - Eifelien. D'après Villemur (1967) on aurait la succession suivante (Fig. 6.47) :

- (1) conglomérat à petits galets phosphatés.
- (2) grès fins ferrugineux à *Paraspirifer cultrijugatus* et encrines, datant la transgression de l'Emsien terminal ou de l'Eifelien inférieur.
- (3) argiles rouges comportant un horizon d'oolite ferrugineuse et surmontées d'argiles bariolées à gypse.
- (4) calcaires dolomitiques, calcaires gris en dalles, lumachelles à *cf* *Cyrtina*, polypiers, tentaculites, encrines et marnes à oolites ferrugi-

neuses. C'est probablement à ce niveau qu'au Nord-Ouest du bassin, Meyendorff (1942) et Gevin (1960) signalent *Pinacites jugleri* et *Spirifer elegans* de l'Eifelien supérieur.

- (5) Argilites noires d'In Dagouber, à filets de gypse secondaire, et contenant des lingules. Argiles bariolées à orthocères, goniatites, trilobites (*Phacops*), surmontées par des grès fins glauconieux et micacés à brachiopodes et trilobites.
- (6) Grès. Selon Villemur (1967) les niveaux 5 et 6 correspondraient au Givétien - Dévonien supérieur. Les grès terminaux pourraient cependant être plus jeunes et correspondre aux argiles et grès transgressifs à *Cyrtospirifer verneuilli* et *Spirifer tornacensis* signalés par Gevin (1960) au Nord-Ouest du bassin.

Ainsi, à la différence de ce que nous avons vu jusqu'ici, le Dévonien inférieur manque à l'Est et au Nord de Taoudenni. Les travaux récents montrent aussi une lacune du Dévonien supérieur, alors qu'au Nord-Est se creusent les sillons Famennien de la Saoura et du Maïder. D'après Legrand-Blain (1999, 2001) on ne trouve pas non plus à Taoudenni les couches de passage du Dévonien au Carbonifère.

200 km au Sud-Ouest, le sondage d'Atouila a rencontré un Dévonien argiligréseux reposant sur des grès attribué à l'Ordovicien terminal. Il a retrouvé les argiles noires riches en matière organique d'In Dagouber. Quelques petits bancs calcaires ont été attribués au Givétien. Là encore le Dévonien inférieur paraît manquer.

C'est donc la transgression de l'Eifelien inférieur, connue dans l'Ahnet occidental, qui a permis à la mer de recouvrir enfin cette région demeurée jusque là hors des eaux. Le milieu où se déposent les sédiments, qu'ils soient terrigènes (argiles, silts), chimiques (fer) ou biochimiques (calcaires), paraît avoir été une mer peu profonde, et même parfois confinée (argiles à lingules d'In Dagouber). La source du fer sédimenté dans les premières phases peut être, comme à Tindouf, les sols ferrallitiques des terres émergées voisines ou les roches riches en fer du socle précambrien.

3.5.4. Au Sud de la Dorsale Guinéenne

Dans le Sud-Ouest du craton Ouest-Africain, dans le bassin Bové, en Guinée, les grès, siltites et argilites du Groupe de Faro (Villeneuve, 1979) ont livré des brachiopodes, dont *Cyrtospirifer verneuilli*, du Dévonien supérieur. Ils surmontent

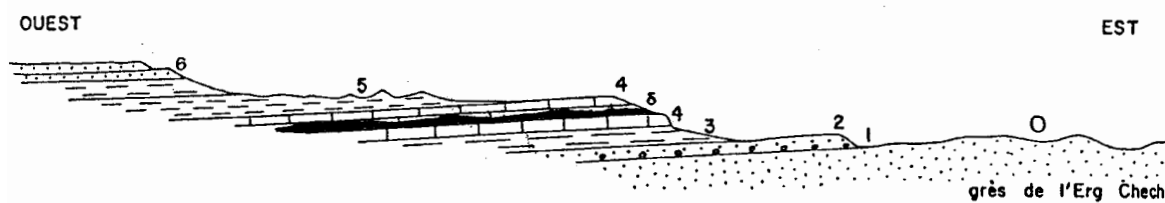


Fig. 6.47. - Coupe du Dévonien d'In Dagouber, au Sud-Est de Taoudenni, d'après Villemur (1967) et des observations de l'auteur.

0 : Grès de l'Erg Chech (Ordovicien).

1 et 2 : conglomérat et grès phosphatés ferrugineux.

3 : argiles rouges ferrugineuses.

4 : calcaires à *Cyrtina* injectés d'un sill de dolérite jurassique (δ en noir).

5 : argiles à Lingules d'In Dagouber, surmontées par des grès fins, des marnes rouges et des conglomérats argileux à brachiopodes.

6 : Grès.

Les chiffres correspondent à ceux du texte.

les argiles du Groupe de Télimélé dont une partie est sans ambiguïté silurienne et qui a livré aussi des micro-organismes du Lochkovien - Praguien (Baudelot *et al.*, 1980). Le bassin Bové était sur la marge du continent de Gondwana comme l'étaient les séries que nous avons vues dans le Nord du Sahara occidental.

A l'Est, au Ghana, deux successions différentes affleurent sur le rivage du golfe de Guinée (Baer et Riegel, 1974, 1980). Près d'Accra des grès à *Arthropycus* reposent directement sur du socle Pan-Africain Ils sont surmontés par des shales à trilobites, brachiopodes et microflore du Dévonien moyen. Par contre, 180 km à l'Ouest, à Sekondi, le Dévonien moyen paraît manquer et les Shales de Takoradi, datés du Frasnien par leur microflore reposent sur des grès (Elmina sandstones) datés de l'Ordovicien supérieur-Silurien inférieur (= post glaciaire ?). Ces affleurements, complétés par l'étude des formations contemporaines en off-shore (Anan Yorke, 1974) sont intéressants à double titre.

D'une part, ils offrent certaines analogies avec la coupe d'In Dagouber (Taoudenni) et montrent l'importance des périodes de non-dépôt ou d'érosion sur la partie orientale du craton, et des transgressions du Dévonien moyen (Eifelien - Givétien ou Frasnien). L'absence de Famennien à Sekondi vaut d'être soulignée, qu'il soit réellement absent ou représenté seulement par un banc de grès stérile.

D'autre part, les microflores et le micro-plancton (Anan Yorke, 1974; Baer et Riegel, 1980) montrent un mélange de formes sahariennes, nord-Américaines et malvino-cafres (Berry et Boucot, 1973) et une parenté évidente avec celles du bassin de Maranhao, dans le Nord-Est du Brésil. Or ce bassin, dans les reconstitutions du Gondwana, devait se trouver à l'époque dans le prolongement de celui du Ghana. La plus grande partie de ce bassin dévonien est demeurée du côté sud-américain. On peut se demander s'il ne préfigurait pas alors la future zone de dislocation gondwanienne du Crétacé.

4. CONCLUSIONS

4.1. Milieux de dépôt

Le Dévonien du Sahara apparaissait autrefois comme un mégacycle sédimentaire bien caractérisé. Depuis, de nouvelles données de terrain en surface comme en sub-surface (micropaléontologie, etc.), l'emploi de nouveaux outils (géochimie isotopique, MEB) et de nouvelles approches comme la stratigraphie séquentielle corrélée avec l'eustatisme ou la tectonique des plaques rendent illusoire ce schéma trop simple. La signification paléogéographique de certains faciès comme par exemple les «récifs» (vrais ou faux), les «griottes» ou les minerais de fer oolitiques s'en trouve changée. Ces données, ajoutées aux discordances locales et au magmatisme contemporain, doivent être placées dans leur contexte global. Mais bien des incertitudes demeurent.

Au Dévonien, l'Ouest-Africain, encastré dans le Gondwana, n'est plus séparé des terres d'Europe et d'Amérique du Nord par de larges océans. La Pangée finit de se constituer. Cette plus grande continentalité a joué un rôle surtout au début et à la fin, en période de régressions généralisées; mais sans doute moins lorsque, de l'Emsien au Frasnien, la mer s'est étalée sur les pénélaines africaines. On manque encore de données sur les rivages atteints par ces transgressions marines, la profondeur des mers épicontinentales ainsi créées, les courants marins et aériens et la position des pôles qui les déterminent en partie. Celle ci est encore imprécise à 20° ou 30° de latitude près ! et ce, pour bien des raisons : prélèvements sur des roches mal datées, ou basculées en surface, ré-aimantations (Perrin, 1987) etc. Les reconstitutions publiées à ce jour sont donc toutes sujettes à caution. Il s'ensuit que la recherche des secteurs d'upwelling, c'est-à-dire des zones de forte production de matière organique, comme aussi celle de l'origine du matériel détritique fin (silts et argiles qui ont pu être amenés par le vent) est encore infirme.

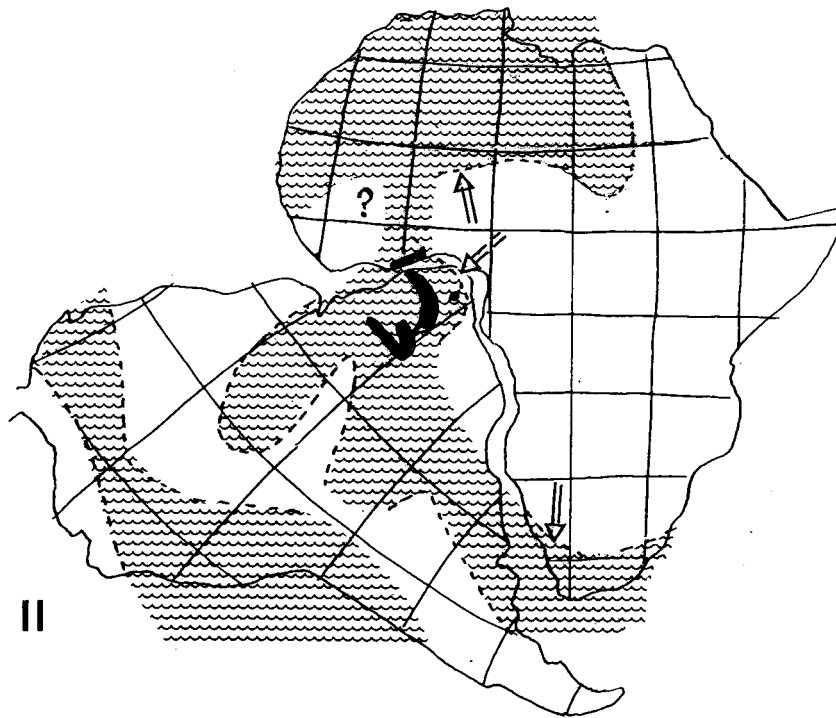
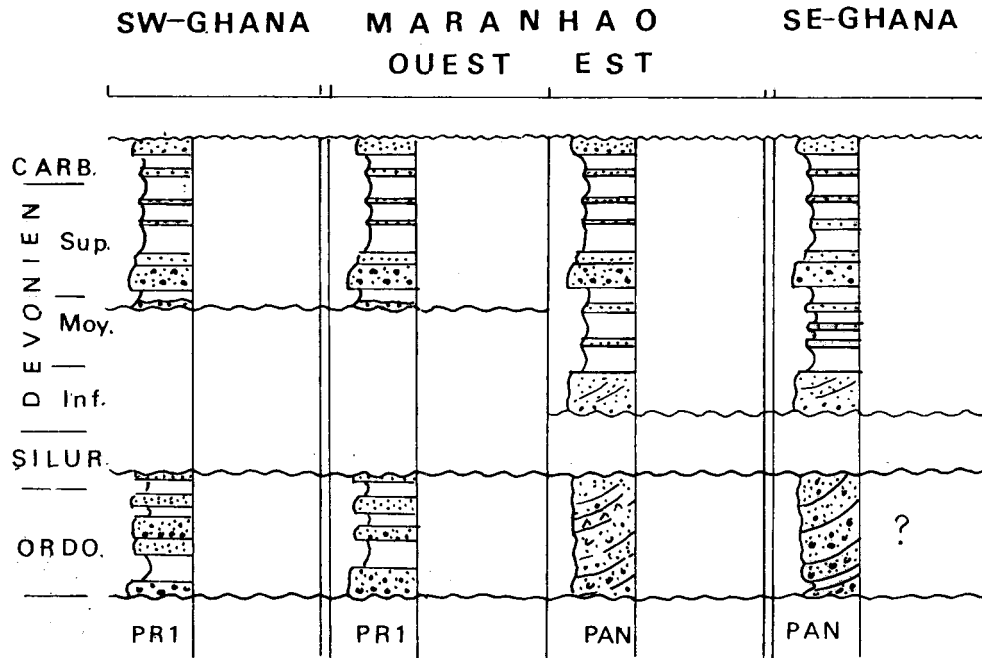


Fig. 6.48.

Il est cependant des domaines où les données sont mieux établies. C'est le cas pour la juxtaposition ou le mélange de faunes «Vieux Monde» (Ardenno-Rhénanes ou Hercyno-bohémiennes) et Nord-Américaines, de caractère plutôt chaud ou tempéré et la faune froide Malvino-Cafre. Au Nord-Ouest (au Maroc) «dominaient les faunes ardennaises (Pays des Rich, Massif Hercynien central) ... et... des faunes hercyno-bohémiennes, en particulier dans le Tafilalt; au S avaient pénétré des éléments des faunes américaines» (Hollard, 1967). C'est le cas par exemple de *Stringocephalus burtini*, caractéristique dans les Ardennes et retrouvé jusque dans le Dra, et d'un Rhynchonellidae, *Dzieduzikia*, connu seulement en Pologne et dans l'Oural et découvert par Hollard et Morin (1973) dans le Maroc Central. C'est enfin celui d'un Tabulé, *Trachypora limbata*, découvert près d'Assa (Hollard et Lafuste, 1961) et de certains brachiopodes de Taoudenni (Villemur et Drot, 1957). La présence de «faunes américaines» a été très tôt soulignée par Le Maître. «Au Dévonien moyen de telles formes sont présentes dans le Zemmour, le bord Sud du bassin de Tindouf et à Bir Ould Brini. Outre les nombreuses espèces de *Mucrospirifer*, le genre *Amphigenia*, trouvé d'abord près d'Aouinet Legraa (Le Maître, 1952), vient d'être signalé aussi dans une coupe au N de l'Adrar (Drot, 1964). Ce genre est connu beaucoup plus au Sud dans le Dévonien d'Accra, au Ghana» (Hollard, 1968).

On a vu plus haut que, depuis la publication de Hollard citée ci-dessus, Anan Yorke (1974) d'une part, Bär et Riegel (1974; 1980) de l'autre, avaient décrit un microplancton et une microflore d'affinité malvino-cafre, semblables à ceux du bassin de Maranhao au Brésil. «Au maximum de la transgression dévonienne générale (Givétien) et, dans une moindre mesure aux maxima secondaires tels que l'Emsien terminal ou le Frasnien supérieur, les faunes des trois provinces ont souvent cohabité, ce qui est particulièrement frappant en ce qui concerne les faunes ardenno-rhénanes et hercyno-bohémiennes» (Hollard, 1968). L'arrivée, à l'Emsien terminal et au Dévonien moyen, des faunes américaines «peut s'expliquer soit par la disparition de reliefs émergés à l'Ouest, soit par une modification des courants marins assurant la dissémination des larves planctoniques» (Hollard, 1968). La disposition des continents serait (Scotese et Mc Kerrow, 1990) peu différente de celle du Dévonien inférieur (Fig. 1b). Le glissement relatif du pôle Sud amènerait le Sahara à des latitudes un peu plus basses (30° à 35° lat. S).

Le climat au Sahara en ce temps demeure une inconnue. On peut le penser assez humide par moments. Beuf *et al.* (1968, 1971) supposent, à l'amont du système fluvial qu'ils décrivent, une formation de paléosols de type latéritique et, à l'aval, des ferruginisations liées au lessivage en surface et dans les nappes. Le milieu de dépôt du Dévonien inférieur était en Libye, selon Burollet

Fig. 6.48. - Schéma stratigraphique et situation des formations dévoniennes du Ghana et du Brésil nord-oriental, d'après Bär et Riegel, 1980, simplifié et modifié.

I. Colonnes stratigraphiques comparées. Au Sud-Ouest du Ghana (Sekondi), les grès et les shales de Takoradi (Dévonien moyen à Carbonifère inférieur) reposent en discordance sur les shales et les grès attribués à l'Ordovicien supérieur et au Silurien basal, eux-mêmes reposant sur le socle (PR1) du Protérozoïque inférieur (2 Ga). Dans l'Ouest du bassin de Maranhao on retrouve un schéma comparable. A l'Est de ce bassin le Paléozoïque repose sur un socle (PAN) Pan-Africain (0,6 Ga), comme c'est le cas aussi à Accra, dans l'Est du Ghana. Dans les deux cas la sédimentation dévonienne débute environ 10 Ma plus tôt qu'à l'Ouest. La présence d'Ordovicien au Ghana (= série de Buem) n'est pas démontrée.

II. Extension des mers (traits ondulés) vers le milieu du Dévonien (Emsien à Frasnien : 390 à 365 Ma). En noir : les formations dévoniennes du Ghana, de Maranhao et de Jatoba. L'extension de la transgression à la partie occidentale de la Dorsale Guinéenne n'est pas établie. Flèches : direction moyenne des apports terrigènes.

(1965), très semblable à celui que nous connaissons en Algérie dans les Tassilis : un manteau de sables à stratifications obliques, emballant des débris de bois flottés, étendu par le jeu des vagues et des courants sur un immense plateau continental, sous une tranche d'eau ne dépassant pas 20 m à 50 m. Ce sable provenait, semble-t-il, des régions soulevées à la fin du Silurien ou à l'aube du Dévonien. On observe en effet sur les bordures (dans le Gargaf par exemple) des discordances locales, une lacune fréquente des termes supérieurs du Silurien et une absence quasi-générale du Lochkovien. A la fin du dépôt des grès Tadrart, une stabilisation des marges entraîne la diminution des apports et le dépôt d'un matériel plus fin : c'est l'Emsien. Au Dévonien supérieur se déposent aussi des matériaux fins. Mais là encore la proximité de terres émergées paraît s'imposer.

Ainsi, comme dans le bassin des Iullemedden, on a l'impression, en Libye, de se trouver dans la zone des rivages successifs de la mer dévonienne. Ces terres proches ne semblent pas avoir fourni ici autant de matériel et aussi grossier que celles du Sud. Il s'agissait peut-être d'immenses îles plates, submergées à la moindre oscillation du niveau de l'Océan. Au Sud, les affleurements du Tafassasset, conservés dans des fossés à l'Est du bouclier Touareg montrent encore une discontinuité à la base du Dévonien. Mais celle-ci est de moins en moins nette à mesure que l'on s'avance vers le Nord-Ouest (les Ajjers). Les directions de courants indiquent toujours un apport venu du Sud ou du S-S-E. Ces dépôts, comme aussi ceux du Tadrart, confirment que durant le Dévonien, le bouclier Touareg n'était pas émergé.

En résumé, les matériaux du Dévonien inférieur et moyen sont, dans l'ensemble, plus grossiers au Sud qu'au Nord et lorsque dans le Nord il se déposait du terrigène, comme par exemple au Dévonien inférieur (argilo-gréseux dans la Saoura, gréseux dans les Tassilis), dans les Iullemedden on note des conglomérats ou une lacune.

Avec l'Emsien supérieur le milieu devient marin tandis que débute la transgression dans l'Ahnet occidental et que se déposent les premiers gros bancs calcaires dans la Saoura. Le régime marin persiste à l'Eifélien supérieur (Argiles à Styliolines) et au Givétien dans les Iullemedden. Cette période paraît correspondre au maximum de

la transgression dévonienne : réduction des apports terrigènes, développement de la sédimentation carbonatée. La sédimentation biochimique est très réduite dans les Iullemedden; le terrigène domine toujours mais devient plus fin. Les données acquises aujourd'hui suggèrent que, de l'Emsien au Frasnien inclus, une mer épicontinentale s'étendait sur 1500 km du Nord au Sud au Sahara central (de Hassi R'Mel aux Iullemedden), et 2000 km d'Ouest en Est (de Taoudenni au Djado). Cette mer était peu profonde : 20 à 50 m suivant les critères utilisés. Cette mer était soumise aux marées, aux vents, et aux tempêtes. On ne peut encore évaluer l'amplitude des marées, faute de précisions sur la paléogéographie, des golfes et promontoires notamment, mais les variations de la tranche d'eau pouvaient être fort importantes.

Le Famennien apparaît, au Nord de l'Ahaggar, comme une période d'arrivée massive de détritiques fins, argiles et silts; vers la fin apparaissent des grès contenant des débris de plantes terrestres. Au Sud la régression est précoce : le Dévonien supérieur semble manquer partout; les premières couches datées après le Givétien sont des grès à plantes viséennes. On peut donc penser que la sédimentation détritique du Nord-Est est liée à l'émergence et à l'érosion des pays du Sud, au moins en partie. On note, dans les secteurs favorables, plusieurs régressions et transgressions. Il faut examiner dans chaque cas, l'importance relative de l'eustatisme auquel s'ajoute ou se retranche le facteur tectonique (subsidence, épirogenèse, jeu de failles).

4.2. Déformations «calédoniennes»

Le cadre général que nous avons vu à l'Ordovicien -c'est-à-dire une zone haute au Sud du Sahara- persiste; mais le schéma se complique sans pour cela que l'amplitude des déformations soit plus grande, au contraire. On a décrit plus haut quelques effets des mouvements verticaux contemporains de l'orogénèse calédonienne de Scandinavie, d'Ecosse et de la côte orientale d'Amérique du Nord. Ces mouvements verticaux rajeunissent certaines grandes fractures sub-méridiennes. En outre, «*la discordance calédonienne coïncide avec le début de la nouvelle phase d'étirement éodévonienne, à 400 Ma*» dans

le bassin de Berkine-Tinrhert (Kazi-Tani, 2000). «*Dans la synclise centrale (bassins de Timimoun et de l'Ahnet) ... on se trouve dans quasiment la même situation sauf que ici, l'événement de subsidence thermique débute plus tôt, à l'extrême base du Silurien, voire à l'Ordovicien terminal (436 Ma) et qu'il se termine plus tard, dans l'Eifelien. En outre la subsidence y est sensiblement deux fois plus forte...*» (ibidem).

Dans la même période se créent aussi des bombements, grossièrement Nord-Sud ou Est-Ouest, par exemple au Sahara septentrional ou en Libye. Leur influence sur la sédimentation marine est importante, par les modifications d'épaisseur et de faciès qu'elles provoquent. Ces mouvements créent aussi, dans les séries continentales, des discontinuités. Beuf *et al.* (1971) en décrivent ainsi plusieurs au sein des grès des Tassilis Externes. Ces discontinuités se traduisent par des ravinements de faible amplitude (20 à 30 m). Chaque surface, disent-ils, correspond à un accroissement du domaine continental. Il reste à évaluer la part due, dans chaque cas, à la tectonique et à l'eustatisme. L'apparition des bombements orientés Est-Ouest est chose nouvelle. Ils ne paraissent pas avoir existé à l'Ordovicien ou au Silurien. Ils joueront un rôle important par la suite. Un autre bombement, moins bien circonscrit dans l'espace et le temps, a affecté la marge orientale du craton ouest-africain, à Taoudenni (Trhaza, In Dagouber) et au Ghana (Accra). On a vu que le Silurien et le Dévonien inférieur y étaient absents ou très réduits. Des sols, et les altérations qui ont pu s'y développer pendant ce temps, ont pu être une des sources des minerais de fer.

A l'Ouest du craton ouest-africain, les avis divergent. Longtemps on a considéré que la chaîne des Mauritanides avait connu une histoire calédonienne. Ce point de vue est adopté par Dia (1984) puis par Le Page (1983) qui, en conclusion de son analyse structurale, considère que l'un des événements majeurs du segment central de la chaîne se situe entre le Silurien et le Dévonien. Mais cette hypothèse n'a pas été confirmée par les travaux ultérieurs. Une série de mesures en $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ sur des micaschistes et des mylonites de la zone centrale et l'examen critique des résultats confrontés aux données structurales de terrain conduit à n'envisager, après l'événement

Panafricain (Chap. 2), qu'une histoire Varisque (Chap. 7). La région que l'on aurait pu estimer, avec l'Anti-Atlas, la plus sensible aux effets des collisions calédoniennes, car la plus proche des chaînes formées n'aurait guère été affectée que de mouvements distensifs, tandis que des failles rejoignaient en domaine cratonique, loin en arrière.

4.3. Tectoniques au Dévonien supérieur

Au Maroc, Hollard (1967) considère que «*des mouvements importants se sont produits à la fin du Frasnien inférieur; ils ont donné leurs effets maximaux (failles ou plis) autour de l'Anti Atlas oriental, le long de lignes N-S ou NW-SE*». Le Famennien voit se creuser les sillons subsidés de Bou Dib et de la Saoura. Sur cette marge Nord-Ouest de la plaque africaine, du Frasnien inférieur à la fin du Famennien, on observe des variations rapides de faciès, des dépôts condensés jouxtant des formations terrigènes épaisses, des failles et des crevasses syn-sédimentaires, des discordances angulaires locales, des debris-flows, le tout noyé pour finir sous des dépôts deltaïques et des flyschs. Tous ces signes sont, pour Wendt (1985), caractéristiques d'une marge passive en distension : c'est la «*désintégration de la marge nord occidentale du Gondwana*» avant que ne se produise, au Carbonifère inférieur, la collision varisque dont nous parlerons au prochain chapitre. Michard (1976) parle à ce propos de «*phase bretonne*».

On a vu que le Dévonien supérieur manque au Sud du bouclier Touareg. Dans le sondage Tsi 101 les grès du Carbonifère inférieur reposent sur des grès du Givétien et les argiles à Styliolines de l'Eifelien (Claret et Tempère, 1965). Faut-il y voir seulement l'effet d'une épirogenèse pré-Varisque, ou la conjonction de celle-ci et des fortes fluctuations eustatiques que nous avons vues au Nord et dont les effets étaient bien plus drastiques dans ces plaines littorales méridionales ? Enfin, dans l'Ouest africain, le Dévonien supérieur (ou Carbonifère inférieur) d'El Mrayer (Majâbat, Nord-Est de la Mauritanie), bien plus grossier que les couches contemporaines de Taoudenni, pourrait annoncer la surrection de l'Adrar et des Mauritanides situées à l'Ouest, tandis que dans les

environs de Taoudenni le Famennien et la base du Carbonifère manquent.

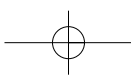
4.4. Magmatisme

*«Un événement thermique important a dû affecter au moins l'Ougarta au Praguien. En effet le sommet de la formation de Dkhissa est à montmorillonite tandis que sa base est à allevardite; enfin la pyrophyllite est reconnue dans la formation du Saheb El Djir sous-jacente. L'allevardite n'apparaît que vers 300°C et la pyrophyllite à 420°C. La montmorillonite est un minéral de basses températures (inférieures à 200°C) au delà desquelles elle se transforme en interstratifiés. Enfin un âge apatite à 300 Ma est donné par les compagnies pétrolières pour cet événement. Mais il ne s'agit là que de l'âge de la «fermeture du système» donc à des températures inférieures à 60°C ce qui, compte tenu de la loi de la décroissance thermique est compatible avec l'événement à 400 Ma» (Kazi-Tani, in litt., 1999). Notons qu'un âge un peu plus jeune (378 ± 17 Ma) a été obtenu par Bonhomme *et al.* (1996) sur des illites de diagenèse de grès cambriens du sondage de Laadjel, au Sud du Ben Tadjine, dans l'Ouest de l'Ougarta.*

Un magmatisme se manifeste au Silurien terminal - Dévonien inférieur. Nous l'avons vu avec les pépérites basaltiques lochkoviennes de l'Hamar Lagdad, dans le Nord du Tafilalt. Il a été signalé au Sud et à l'Est du bouclier Touareg, en bordure de l'Adrar des Iforas et de l'Aïr, par Joulia (1959), Black (1967), Black et Girod (1970), dans l'Aïr par Demaiffe *et al.* (1991), et dans le Tadrat et le Tafassasset par Beuf *et al.* (1971) qui ont décrit des structures circulaires, sans doute supra-volcaniques. A son tour, Mokkadem (1990) signale dans le bassin de Tin Séririne (Nord des Iullemeden), des tonsteins et des tufs volcaniques altérés à trois niveaux du Dévonien inférieur anté-

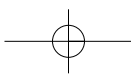
Emsien. Il indique aussi la présence probable d'éléments volcaniques à d'autres niveaux. Selon lui, les tufs proviendraient les uns d'un volcanisme basique, d'autres d'un volcanisme acide. Dans l'Aïr (§.2.2.2), le granite de Taghoudji est daté par isochrone Rb-Sr de 401 ± 5 Ma (Cahen *et al.*, 1984); Liégeois *et al.* (1998) datent sur zircons la dizaine de complexes annulaires *ca* 410 Ma.

On a cité aussi des volcanites dans le Djado, au Sud du bassin de Mourzouk et dans l'Ennedi. Il s'agit le plus souvent de sills ou de coulées de laves basiques (qualifiées de «dolérites» ou de «basaltes»). Menchikoff, puis Klitzsch ont signalé une rhyolite dans l'Ennedi ; mais la pétrologie et la géochimie de ces roches n'ont pas été publiées. On peut aussi considérer que les quartz «d'origine volcanique» mentionnés et figurés par Chauvel et Massa (1981) dans les grès emsiens de Tripolitaine, proviennent d'un volcanisme acide contemporain. Bekkouche (1992) envisage une origine analogue pour une partie des grès riches en feldspaths des Alternances Argilo-gréseuses supérieures («d») du bassin de Ghadamès et datées du Praguien. Lorsque l'on connaîtra mieux les caractéristiques et l'âge de ce magmatisme on pourra en proposer une explication. Dans l'Aïr la rhyolite de Bilet a été datée par isochrone Rb-Sr de 374 ± 3 Ma et en K-Ar de 380 ± 11 Ma mais aussi de 440 ± 19 Ma (Cahen *et al.*, 1984), ce qui situe, pour les premiers chiffres, la fermeture des systèmes isotopiques vers le Dévonien moyen ou la base du Dévonien supérieur. L'existence d'un phénomène thermique au Dévonien moyen, à l'origine de cristallisations de minéraux d'anchizone, se retrouve au Sahara occidental comme dans le Sud-Ouest marocain ainsi qu'en Europe et en Amérique du Nord (Bonhomme *et al.*, 1996). On serait tenté d'y voir un événement précurseur de l'orogénèse varisque qui, elle, a bien affecté la plaque africaine.



Chapitre 7. - Le Permo-Carbonifère

Jean Fabre et Nacereddine Kazi-Tani



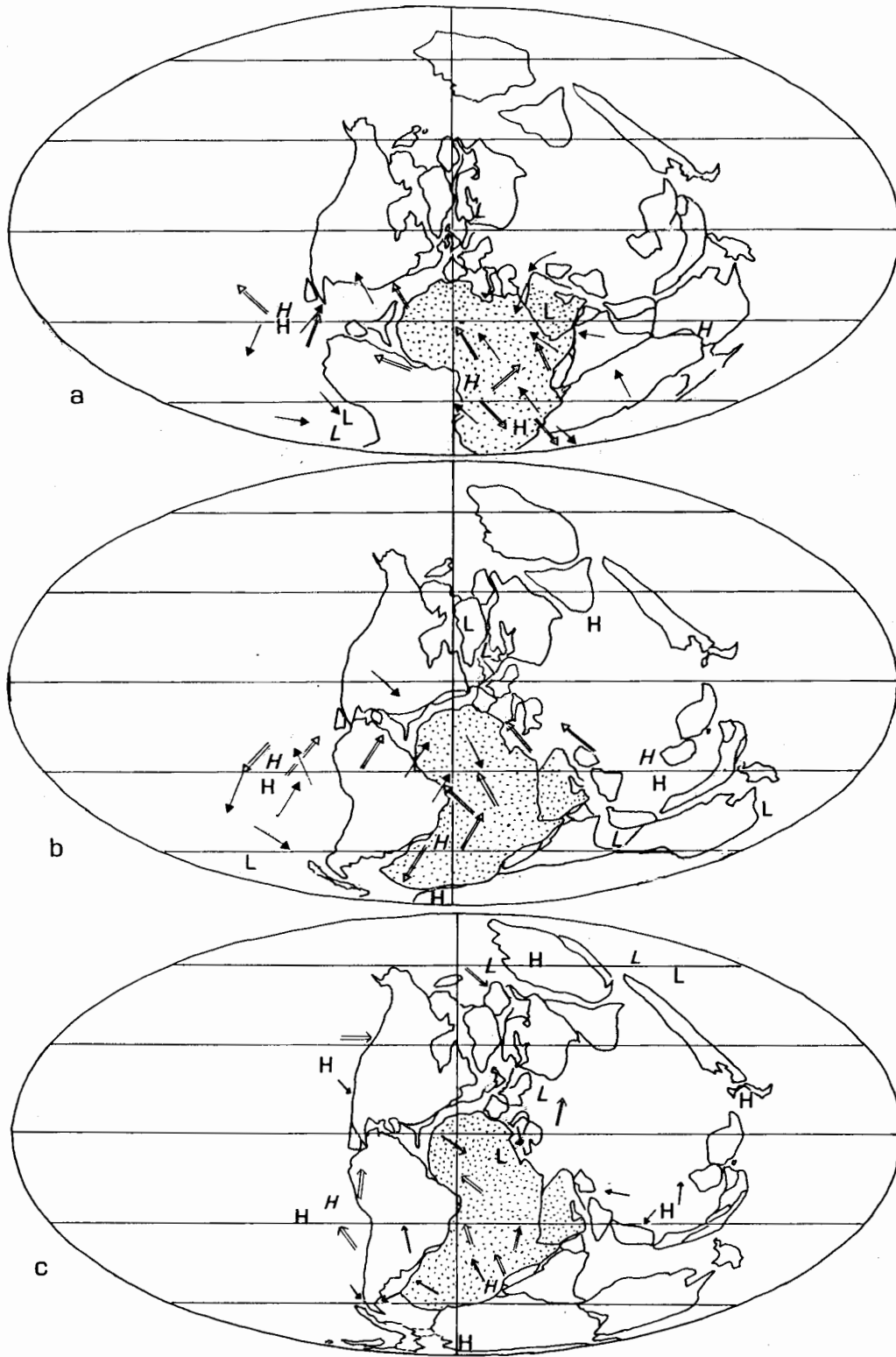


Fig. 7.1.

Tableau 1a. - Esquisse de corrélations entre les subdivisions du Permo-Carbonifère admises en Europe occidentale et en Russie-Oural, avec celles de Béchar et du bassin d'Illizi, d'après Legrand-Blain (1985) très simplifié. Les corrélations entre l'échelle européenne «continentale» et les formations sahariennes marines sont aléatoires.

	Europe	Russie	Béchar	Illizi
245 Ma	Thuringien	Tatarien		
PERMIEN		Kazanien		
	Saxonien	Kungurien	Abadla sup.	Tiguentourine sup.
	Saxonien	Artinskien		
	Saxonien	Sakmarien	Abadla inf.	Tiguentourine inf.
	Autunien	Asselien	Abadla inf. ?	Tiguentourine inf.
295 Ma	Stéphanien	Gzelien-Kasimovien	Houiller	
SILE-SIEN	Westphalien C-D.	Moscovien	Kenadzien	El Adeb Larache
	Westphalien A.B	Bashkirien	Oued El Hamar	
	Namurien C		Hassi Kerma	
	Namurien B		Tagnana	Oubarakat
			Djenien	
		Serpukhovien	Aïn El Misab	
			El Guelmouna	Assekaïfaf
			Zousfana	
325 Ma	Viséen		Taouerta	Issendjel
DIN-AN-TIEN			Igli	
			Harrez, Boulmane	
			Mazzer, Akacha	
			El Hariga	
	Tournaisien		Hassi Sguilma	
		O. Bou Hadid	Illerene	
360 Ma				

Fig. 7.1. - L'Afrique et l'Arabie (soulignées par un pointillé) au sein du Gondwana pendant le Carbonifère inférieur vers 350 Ma (carte a), au Carbonifère moyen vers 300 Ma (carte b), et au Permien supérieur (Kazanien, carte c), d'après Mc Kerrow et Scotese, (1990), Scotese et Mc Kerrow (1990), Raymond *et al.* (1989), Derder *et al.* (2001). Les flèches indiquent la direction des vents dominants probables. Flèches pleines et lettres H (hautes pressions) et L (basses pressions) pendant l'été austral; Flèches creuses et lettres H et L en italiques pendant l'hiver austral d'après Parrish (1982) simplifié. Au Viséen (carte a) le Sahara se trouvait entre 20° et 35° de latitude Sud, et une grande partie était submergée. Au Carbonifère moyen (carte b), la Pangée s'est formée et l'Afrique qui n'a plus guère de façade maritime subit, sauf sur sa lisière septentrionale, un climat continental. Au Permien (carte C), le Sahara central et oriental sont sous influences maritimes. Le Sahara occidental, bien que dans la zone équatoriale est soumis aux vents d'hiver secs, venus du coeur du continent.

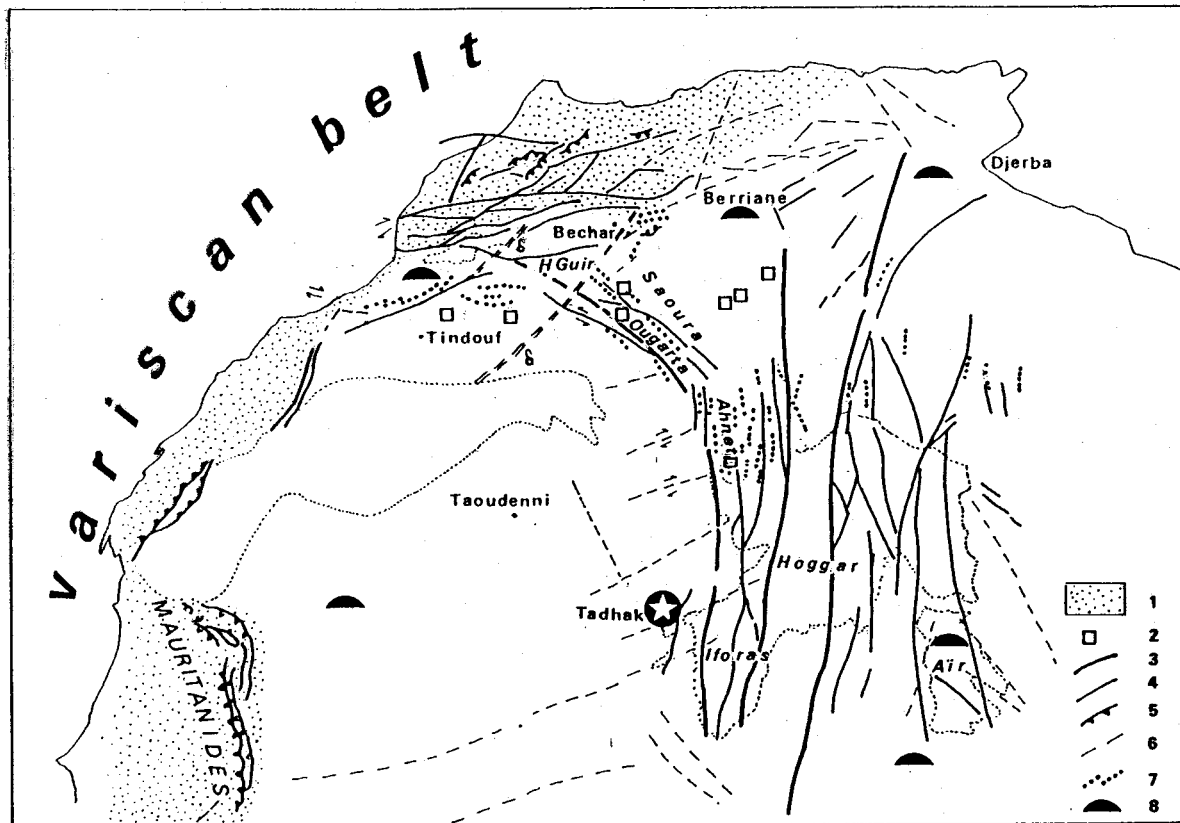


Fig. 7.2. - Le Sahara occidental et central par rapport au rameau africain de l'orogénèse varisque.

- 1: extension de la chaîne.
- 2: points où des paragenèses d'anchizone contemporaines ont été observées.
- 3 et 4: grandes fractures.
- 5: chevauchements.
- 6: failles détectées en subsurface par géophysique.
- 7: plis dans la couverture de plate-forme.
- 8: bombements contemporains.
- Etoile: complexe alcalin du Tadhak d'âge Permien à Mésozoïque inférieur.
- Tirets en double trait : grands dykes de dolérite de Ksi Ksou et de Foum Zguid d'âge Mésozoïque inférieur.

Dans la compréhension des phénomènes paléontologiques, eustatiques, climatiques, de cette période-charnière de la fin du Paléozoïque, le Sahara centro-occidental occupe une place de choix.

1°. Les deux types d'échelles biostratigraphiques du Permo-Carbonifère, marine et continentale y sont à l'œuvre car les deux environnements coexistent.

2°. Par sa latitude et son ouverture sur la Téthys le Sahara appartient à la Province Euraméricaine. Mais sa situation africaine le rend récepteur aux influences gondwaniennes, climatiques et biologiques.

3°. Au Nord-Ouest se créent deux chaînes hercyniennes (varisques). La plate-forme saharienne enregistre, dans quelques secteurs, l'écho de déformations.

4°. Mais bien des anomalies sédimentaires qui leur furent attribuées relèvent des fluctuations glacio-eustatiques enregistrées dans un domaine stable, demeuré à fleur d'eau.

Partant du bassin de Bechar et ses épaisses séries souvent fossilifères, marines puis continentales, on comparera avec deux régions du Sahara Central : le bassin d'Illizi et ses séries marines, passant vers le Djado à du paraliq, et celui des Iullemeden sous influence gondwanienne, puis, en contrepoint ou en complément, on verra l'évolution du Sahara occidental : Tindouf sous influence varisque, Timimoun-Reggan, et enfin Taoudenni au coeur du craton ouest-africain.

1. INTRODUCTION

On groupe souvent les deux systèmes, Carbonifère et Permien, en un super-système : le Permo-Carbonifère. Le terme d'Anthracolithique, peu euphonique, est tombé en désuétude. Ce super-système correspond à un peu plus du tiers des temps Primaires, soit à peu près autant que celui qui nous sépare du milieu du Crétacé et ses dinosaures.

Le système Carbonifère a été ainsi nommé parce qu'en Europe et en Amérique du Nord il correspond à de très importants bassins houillers qui étaient exploités lorsque la géologie s'ébauchait comme science. C'est le cas par exemple des bassins charbonniers du Donetz en Russie, de Silésie en Pologne, des bassins de Westphalie, du Borinage belge, du Nord-Pas-de-Calais, du Massif Central français (Saint Etienne par exemple), des Asturies en Espagne, des bassins anglais, gallois ou écossais ou encore de ceux de Pennsylvanie aux U.S.A. Les noms donnés aux subdivisions de ce système traduisent cette situation : Silésien, Westphalien, Stéphalien, Pennsylvanien, etc. En Europe occidentale comme en Amérique du Nord, les formations correspondantes se groupent en deux ensembles que l'on a tendance à considérer comme deux sous-systèmes : le Carbonifère inférieur et le

Carbonifère supérieur. Le Carbonifère inférieur ou Dinantien y est surtout représenté par des sédiments marins et en particulier de gros bancs calcaires. Il correspond à peu près au Mississipien des auteurs américains. En revanche, le Carbonifère supérieur est essentiellement continental. C'est lui qui contient les réserves de charbon exploitables. On lui adjoint souvent tout ou partie de l'Autunien, étage continental du Permien inférieur. L'ensemble ainsi formé constitue le sous-système Silésien pour les Européens ou, pour les Américains, le Pennsylvanien. Par contre, dans la région de Moscou et de l'Oural, le régime marin dure plus longtemps. C'est une division en trois (Carbonifère inférieur, moyen et supérieur) qui est adoptée. Cette existence, au Carbonifère supérieur, de formations contemporaines, les unes continentales, les autres marines, a amené la création de deux échelles stratigraphiques parallèles que nous utiliserons toutes deux car les deux types de séries coexistent au Maghreb. Pour le Permien, la situation est comparable. Ce système, qui dure de 295 Ma à 245 Ma environ, soit 40 Ma, tire son nom de la ville de Perm en Russie. En Europe occidentale le Permien inférieur et la plus grande partie du Permien supérieur sont continentaux tandis qu'en d'autres lieux du monde, par exemple

en Russie, où une subdivision en deux est aussi adoptée, on connaît des formations marines à tous les niveaux sauf à l'extrême sommet où le passage au Trias (Tatarien) est continental.

Pendant cette période, comme pendant la précédente, le Nord de l'Afrique est la façade maritime du continent de Gondwana, tournée vers les mers tropicales de la Téthys. Mais le Gondwana s'adjoint d'autres plaques qui, avec lui, constituent la Pangée, un super-continent que son gigantisme condamne à une existence éphémère (Introduction, Fig. 0.5). L'océan qui l'entoure au large du Sahara est parsemé de terres émergées plus ou moins vastes. On peut imaginer une géographie comparable à celle de l'Extrême Orient aujourd'hui : de l'Inde à l'Indonésie des côtes découpées et de vastes îles dont certaines agrémentées de volcans, proches de l'Equateur et revêtues d'une végétation luxuriante. C'est dans un tel cadre qu'il faut situer les bassins houillers du Carbonifère. A l'autre extrémité de l'Afrique, des terres parfois englacées, proches du pôle Sud. Celui-ci, situé en Afrique australe au Carbonifère, va passer sur le continent Antarctique voisin. Après son «départ», d'autres bassins houillers d'âge Permien cette fois, vont se former au Zaïre, au Zimbabwe, au Mozambique, en Zambie et en Afrique australe ainsi qu'à Madagascar. La calotte glaciaire antarctique (je ne connais pas d'inlandsis arctique à l'époque) s'étend et se rétrécit au cours du Carbonifère et du Permien. Ses fluctuations vont se traduire par des variations eustatiques que l'on peut corréliser entre l'Amérique du Nord et la plate-forme russe (Ch. Ross et J. Ross, 1985). Les formations permio-carbonifères du Sahara se prêtent bien à ce genre d'analyse.

Cette période est aussi celle de la formation de chaînes de montagnes (événement varisque = hercynien), souvent surimposées à de vieilles sutures panafricaines. Les différentes phases vont s'étaler sur environ 110 Ma, c'est-à-dire à peu près autant que la formation et le nivellement des chaînes pan-africaines. La chaîne varisque maghrébine, sur la marge du continent, en bordure de la Téthys, va jouer un rôle important dans la sédimentation des bassins de l'Ouest saharien comme source de détritique et comme barrière climatique. Nous ne nous arrêterons pas sur les chaînes varisques d'Europe, d'Amérique du Nord, de Russie ou des Andes (Mahlburg-Kay *et al.*,

1989, Miller, 1981). Il s'agit là d'un événement mondial comme l'avait été l'événement panafricain, à l'aube du Paléozoïque.

Les temps Carbonifère inférieur et moyen sont ceux des collisions et de la création de bassins tandis que le Carbonifère supérieur et le Permien voient se former «des avant fosses et des bassins rhombiques péri-suturaux» (Kazi-Tani, *in litt.*) et s'y accumuler des molasses provenant de la destruction de la chaîne et du volcanisme associé. Autre trait commun avec l'événement Panafricain : l'une des plus importantes glaciations que la terre ait connue : la glaciation de Dwyka, qui débute vers la limite Dévonien-Carbonifère et dont la dernière phase culmine au Permien inférieur.

Au Permo-Carbonifère, les végétaux terrestres, apparus à l'Ordovicien, se multiplient et se perfectionnent. Fougères arborescentes, plantes de sous-bois ou de marais sont maintenant bien inventoriées. Ces flores se répartissent en trois grandes familles. L'intérêt du Nord de l'Afrique, colonisé par la flore «euraméricaine», est que l'on y voit parfois s'y mêler les spores de la flore gondwanienne, venues des contrées froides d'Afrique centrale ou australe. Les arthropodes qui vivent dans les sous-bois, annoncent parfois des formes modernes, comme les blattes, les araignées ou les scorpions. Ils peuvent atteindre de grandes tailles, comme certaines libellules. Dans les mers chaudes du Sahara les brachiopodes se multiplient, comme aussi les polypiers. Ces organismes marins sont révélateurs non seulement du niveau stratigraphique (= du calendrier de la sédimentation) mais aussi de la qualité des eaux : claires ou troublées par des arrivées d'argile, chaudes ou froides selon la latitude ou l'itinéraire suivi par les grands courants marins (voir Raymond *et al.*, 1989), ainsi que de la profondeur, et de la topographie du fond, etc. (Legrand-Blain, 1985). C'est au Carbonifère inférieur qu'apparaissent, vers 338 Ma, les premiers reptiles (Smithson, 1989) qui viennent concurrencer les amphibiens apparus avant eux. Leur présence est surprenante à une époque où un climat frais, voire froid, régnait par moments sur une bonne partie du Gondwana... si bien sûr on admet qu'il s'agissait d'animaux à sang froid comme les reptiles actuels ! Car Bakker (1990) avance l'hypothèse

qu'il a pu y avoir des reptiles à sang chaud. Et ce n'est pas fini ! car c'est dans des dépôts du Karroo d'Afrique australe, d'âge Permien supérieur (Kazanien, vers 255 Ma) que l'on voit arriver les premiers reptiles mammaliens, un groupe qui se développera au Trias. Ce groupe serait à l'origine des mammifères (Ginsburg, 1979).

Dans les lacs et les marais situés près des côtes ou à l'intérieur des terres, les algues, les débris de bois et les feuilles venus des forêts voisines s'accumulent en couches parfois très épaisses de «sapropel» ou de «tourbe». C'est ainsi que se constituent les bassins houillers. Ils sont de type *paralique* lorsqu'ils sont près de la mer qui peut y faire des incursions ; les marais et lagunes côtières d'Indonésie nous en donnent un exemple actuel. A l'intérieur des terres se forment les bassins *limniques*. De grands lacs comme ceux d'Afrique orientale, ou les marais d'Okavango au Botswana (McCarthy *et al.*, 1992) nous en présentent une possible image. En conclusion, 300 Ma après l'orogénèse du Pan-africain et la constitution du Gondwana, la période du Permo-Carbonifère paraît représenter le stade de maturité du super-continent, un stade qui précède la sénescence et la dislocation à laquelle on assistera au Mésozoïque.

Au Maghreb et dans le Nord-Ouest de l'Afrique, le Carbonifère est souvent bien représenté par des formations marines et continentales. En revanche, le Permien est incomplet et mal daté sauf dans le Sud-Tunisien. Cette période débute par des transgressions marines qui vont, au Carbonifère inférieur, couvrir une grande partie du Sahara. Du Carbonifère supérieur au Permien, des régressions font émerger d'abord le Sahara occidental algérien et malien, puis le Sahara central.

Le Permo-Carbonifère a été conservé dans des dépressions de la plate-forme saharienne, parfois nommées synclises. Ces dépressions sont couramment appelées, à tort, bassins : on parle ainsi des bassins de Bechar, de Tindouf, de Reggan ou des Ajjers. Elles ne correspondent en fait qu'à ce qui reste des bassins après les déformations et la pénéplation de la fin du Paléozoïque. La mise en évidence d'onlaps sur les bordures actuelles permet seule d'affirmer que l'on a affaire à un vrai bassin.

Si, par l'étude de terrain ou les sondages, nous avons des informations sur ce qui affleure ou ce

qui, au Sahara, est caché sous le Secondaire ou le Tertiaire, nous savons peu de choses sur la nature ou l'histoire du Permo-Carbonifère au Nord de la ligne Sud-atlasienne. Certes nous connaissons l'existence du Carbonifère dans les massifs oranais et la Meseta marocaine. Il se trouve en écailles dans les noyaux anciens repris dans la chaîne tertiaire du Tell. La synthèse de toutes ces données est encore à faire. C'est pourquoi la figure 8.1, au début du chapitre suivant, n'indique l'extension de ces séries qu'au Sahara. Elle correspond *grosso modo* à ce qu'aurait pu être une carte géologique dressée au début des temps secondaires.

Cette esquisse des séries permo-carbonifères du Sahara central et occidental partira de Bechar, dans le Sud-Oranais. Nous comparerons les séries que l'on y trouve avec celles décrites à l'Est, dans le bassin Ajjers, aux confins libyens, et dans le Sud-Tunisien. Nous jetterons un coup d'oeil au Sud du bouclier Touareg sur les formations contemporaines du bassin des Iullemeden car, au Permo-Carbonifère, elles y présentent des caractères fort originaux. Puis, revenant vers l'Ouest, nous verrons rapidement le groupe des «bassins» d'âge Carbonifère du Sahara occidental, Tindouf, Reggan, l'Ahnet et Taoudenni dont la mer se retira plus tôt qu'à Béchar et que dans les Ajjers.

2. LE PERMO-CARBONIFÈRE DE LA RÉGION DE BECHAR

C'est au Nord-Ouest du Sahara, dans la région de Bechar, que les formations sédimentaires déposées au Permo-Carbonifère sont les plus continues, les plus puissantes aussi. La forte subsidence de ce bassin est liée à sa situation «à la confluence de trois directions structurales majeures anciennes dont la réactivation au Varisque favorise l'installation d'un ombilic de subsidence... Le bassin de Béchar est un bassin d'avant-fosse qui passe par plusieurs stades : ouverture en gradins dissymétriques, creusement, sénescence et relais par des bassins rhombiques en décrochement. C'est la dynamique interne qui guide cette évolution... La subsidence est le mécanisme fondamental. Elle est toujours forte comme dans tous les bassins d'avant-fosse (de 500

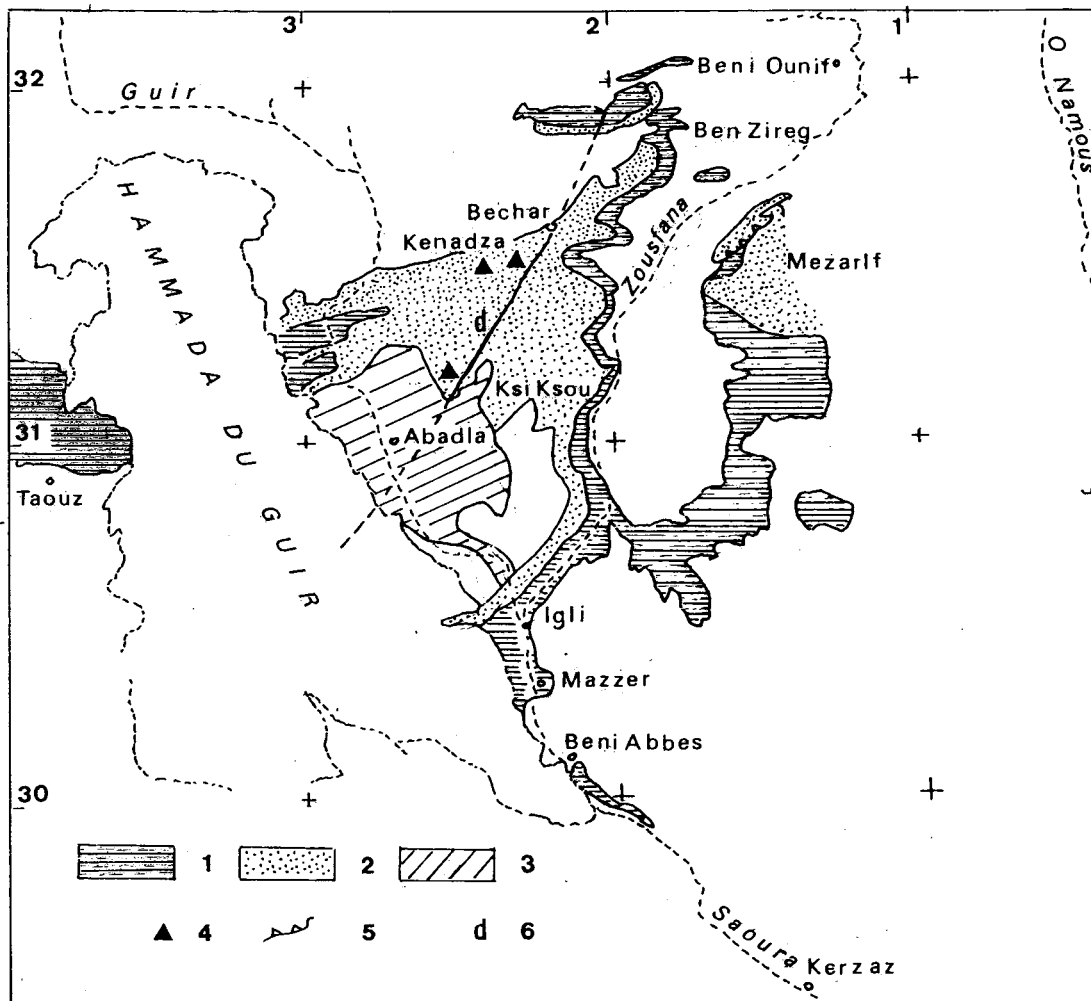


Fig. 7.3. - Bassins carbonifères de Béchar et du Mezarif : schéma des zones d'affleurements.

1. Carbonifère inférieur.
2. Carbonifère supérieur.
3. Permien.
4. Mines de charbon.
5. Chevauchement du Mezarif.
6. Grand dyke doléritique de Ksi Ksou d'âge Jurassique.

Le Carbonifère de Béchar se prolonge sous la Hammada du Guir et se retrouve à l'Ouest dans le Tafilalt.

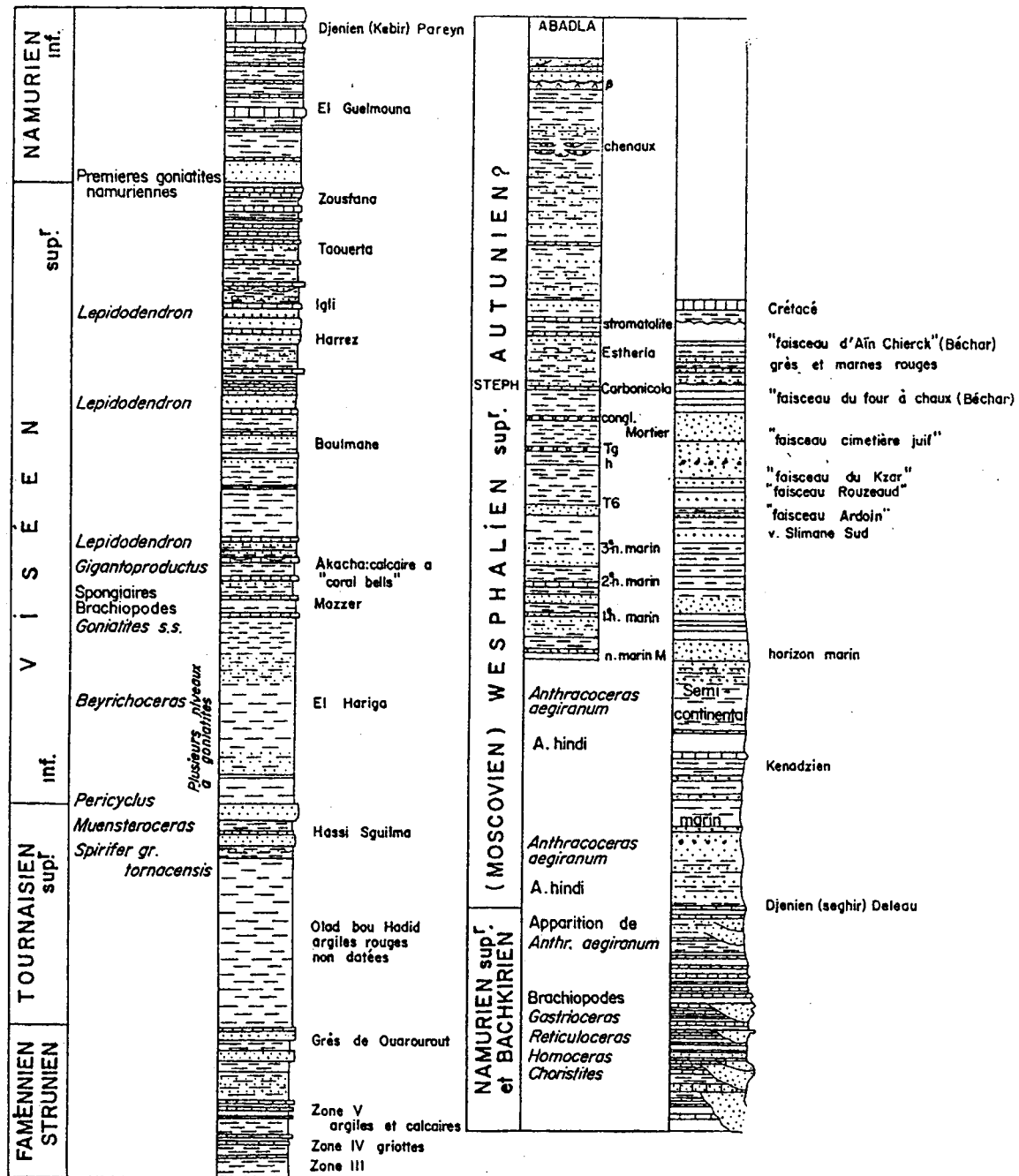


Fig. 7.4. - Colonne stratigraphique composite du Permo-Carbonifère de Bechar-Abadla (d'après Pareyn, Lemosquet, Legrand-Blain, Deleau et l'auteur) :

Les épaisseurs sont données à titre indicatif. Elles peuvent varier considérablement d'un endroit à l'autre du bassin. On a représenté ici celles de la coupe de la Saoura pour le Carbonifère inférieur, celles du bassin de Bechar s.s. pour le Namurien et le Westphalien et celles d'Abadla pour le Stéphano-Permien.

à 700 m/Ma). Une forte subsidence flexurale induit la dépression, accentuée par le jeu de blocs faillés» (Kazi-Tani *et al.*, 1991).

La série marine est épaisse et riche en fossiles. Aussi est-elle utile pour les corrélations à grande distance, notamment avec les régions classiques d'Europe occidentale et de Russie. La signification biostratigraphique et écologique des brachiopodes, abondants dans cette série, a été analysée en dernier lieu par Legrand-Blain (1985, 1986, 2001). Ont été étudiés, les polypiers par Semenov-Tian-Chansky (1974), la microfaune par Lys (1963, 1979), Weyant (1982) et Sebbar (1997), la microflore marine par Sebbar et Mamet (1996), la lithologie et la paléogéographie par Lemosquet *et al.* (1971, 1975), Pareyn (1961), et Nedjari (1991) et enfin la dynamique sédimentaire et structurale par Zaïgouche (1985), Kazi-Tani (1986) et Kazi-Tani *et al.* (1991).

2.1. Le Carbonifère inférieur

Remontant le cours de la Saoura de Béni Abbès à Igli, puis au-delà, celui de la Zousfana, nous rencontrons les niveaux successifs du Tournaisien et du Viséen. Sur 3000 m d'épaisseur, la majeure partie est formée d'argiles et de siltites. Quelques bancs calcaires saillent dans le paysage. Ce sont eux que le géologue de terrain étudiera avec le plus de plaisir car ils sont fossilifères (Pareyn, 1961).

2.1.1. Le Tournaisien

A côté de Béni-Abbès, un discret niveau de calcaires et de marnes au toit des Grès de Marhouma a livré des *Gattendorfia* et un conodonte, *Siphonella sulcata* (Conrad *et al.*, 1970), caractéristique de la limite inférieure de l'étage (Legrand-Blain, 2001). La régression commencée à la fin du Dévonien est terminée et une transgression commence. Elle sera éphémère. La suite est assez décevante : les 700 m de la formation de Olad Bou Hadid sont, pour l'essentiel, des argiles rouges qui n'ont pas livré de fossiles. Pareyn (1961) l'interprète comme le dépôt, dans des lagunes littorales, de boues rouges provenant directement d'une terre émergée. Mais où se trouvait celle-ci ? au Sud ? au Nord ? à l'Est ? toutes ces hypothèses sont vraisemblables. Ce qui est certain, c'est que la mer était proche,

comme l'attestent les goniatites découvertes au Tafilalt, dans des couches comparables. Au sommet apparaissent quelques bancs de grès fins et de minces bancs de calcaire coquillier à débris de brachiopodes, d'encrines et de bryozoaires. Ces roches suggèrent un dépôt en milieu littoral agité. Elles ont livré *Spirifer tornacensis* caractéristique du Tournaisien et des goniatites de la base du Viséen. Cette seconde formation, dite de Hassi Sguilma, révèle donc une avancée de la mer au Tournaisien supérieur. Elle sera bientôt suivie d'un recul. Selon Raymond *et al.* (1989) cette période verrait un réchauffement dans les hautes latitudes, c'est à dire une réduction des inlandsis polaires, après le refroidissement du Tournaisien inférieur.

2.1.2. Le Viséen et le Namurien inférieur

Les 750 m d'argiles bariolées à petits bancs calcaires ou gréseux d'El Hariga qui surmontent la Formation Hassi Sguilma, sont interprétés comme des dépôts de vasières littorales. On y connaît quelques minces et rares niveaux de calcaires à encrines ou à bryozoaires. Les goniatites qui y ont été récoltées auraient été amenées flottées. Elles datent le début du Viséen supérieur. On ne connaît pas ici le Viséen inférieur, soit que les sédiments correspondants soient stériles, soit qu'ils soient absents ou très minces. Au-dessus de cette formation, les faciès carbonatés se développent. La première barre calcaire notable affleure sur la rive droite de la Saoura en face de la palmeraie de Mazzer. La dalle supérieure, un calcaire bioclastique à encrines et bryozoaires, est couverte de boursouffures de quelques décimètres de diamètre. Il s'agit d'éponges fossiles qui voisinent avec des *Merocanites*, goniatites de grande taille caractéristiques encore de la base du Viséen supérieur. Des argiles et des grès séparent ce niveau des bancs d'Akacha qui font saillie sur la même rive de l'oued, entre Mazzer et Igli. Là, nous trouvons le premier bioherme à la surface du quatrième banc : des monticules de quelques mètres de diamètre sont formées d'un calcaire construit. Des touffes d'un polypier branchu, un *Lithostrotion*, forment le squelette de la roche. Entre les rameaux, des valves de brachiopodes, des débris de coquilles, quelques polypiers isolés et parfois de petites touffes de *Lithostrotion*

basculées, tête en bas. Le tout est empâté dans une matrice formée par l'accumulation de débris de brachiopodes, de polypiers, d'encrines, de foraminifères, d'algues. Cet ancien sable de débris est devenu un calcaire massif, compact. Tout se passe comme si les *Lithostrotion* avaient crû sur le fond de la mer, peut-être au pied d'un talus, à l'abri des vagues. En effet celles-ci, dans des zones plus exposées, ont réduit en menus fragments les polypiers et les divers mollusques qui les fréquentaient. Les *Lithostrotion* que nous observons aujourd'hui ont dû constituer, sur un fond calme, un piège à sédiments pour ce sable de débris qui forme maintenant le ciment de la roche. On ne peut donc parler ici de récif au sens strict puisque ce terme désigne des rochers à fleur d'eau, mais de biohermes puisqu'ils forment actuellement, comme sans doute aussi autrefois, des bosses à la surface du banc.

On assiste ensuite à un nouvel apport de sédiments terrigènes. Les argiles et grès, qui surmontent les calcaires d'Akacha, contiennent par places des débris de végétaux terrestres et en particulier des écorces de *Lépidodendrées*. Certains grès montrent de belles déformations synsédimentaires, comparables à celles que nous avons décrites dans le Dévonien supérieur de Marhouma. Quelques bancs de calcaire crinoïdique ou oolitique s'intercalent dans ces couches dites de Boulmane. Latéralement, ce couple de formations (Akacha + Boulmane) montre d'autres biohermes un peu différents. Les affleurements de Ioucha ou des Taoudrara, dans le «bassin» de la Zousfana au Nord-Est sont parfois des «biohermes à *Stromatactis*», comparables à ceux du Dévonien de l'Ahnet. Ce sont d'anciens «mud-mounds»: des tas de boue calcaire piégée par des films algaires ou bactériens; d'autres sont formés par des éponges et des bryozoaires; d'autres enfin s'édifient autour de charpentes de *Lithostrotion*. Ces niveaux correspondent *grosso modo* aux bancs d'Akacha. Les plus spectaculaires de ces biohermes sont ceux qui constituent le Meharez El Kebir. Là, de grosses lentilles de calcaire massif, enrobées de calcaire grossièrement lité et très fossilifère, sont juxtaposées sur plusieurs niveaux ou empilées les unes sur les autres.

Le coeur du bioherme serait formé en grande partie par des encroûtements algaires et des bryozoaires. Dans l'édifice, des vides se sont créés

par tassement de la boue comme c'était le cas au Dévonien pour les «récifs» de l'Ahnet. Ces vides ont été remplis par de la calcite, largement cristallisée, qui dessine en surface des taches blanches ou bleuâtres, irrégulières, très caractéristiques, les *Stromatactis*. Ce cœur est recouvert d'une couche bioclastique épaisse de quelques décimètres à plus d'un mètre : une purée de débris de brachiopodes, de lamellibranches, de gastéropodes, des pelotes d'algues (*cf. Girvanella*), et des polypiers isolés comme les *Dibunophyllum*, ou coloniaux comme les *Lonsdaleia* ou les *Lithostrotion*. Les crinoïdes sont très abondants, tantôt sous forme d'articles isolés provenant de la fragmentation de leurs tiges, tantôt presque entiers avec leurs calices, prouvant que ces animaux fragiles ont vécu sur place dans des eaux calmes : Roux (1990) en a observé au large de la Nouvelle Calédonie, vivant par 200 à 400 m de profondeur. A côté des biohermes, s'accumulaient des coquilles qui ont constitué les lumachelles, peut être au sommet d'un talus, sous une tranche d'eau moindre. Une approche sédimentologique nous est présentée par Bourque *et al.* (1995) et Madi *et al.* (1996). Les auteurs comparent ces édifices aux récifs waulsortiens décrits en Belgique. Le récif-type est formé de deux faciès. Le faciès inférieur forme les monticules visibles. Il a été constitué par des éponges au-dessus desquelles s'est déposé un calcaire massif à éponges et bryozoaires (Fenestelles). Une couche d'encrines brisées, dans une matrice calcaire abondante, couvre les flanc du dôme. En contraste avec la compacité des monticules, le faciès supérieur est bien stratifié. C'est un calcaire à crinoïdes et quelques lits à coraux, algues et foraminifères. Les auteurs définissent des zones de profondeur sur la base des ces assemblages. Dans la zone supérieure, les algues rouges seules caractérisent la zone peu éclairée (= zone dysphotique). Associées aux algues vertes, elles indiquent la zone euphotique bien éclairée. Au-dessous, on trouverait selon les auteurs, en descendant la pente, les assemblages suivants :

1. crinoïdes et bryozoaires,
2. brachiopodes, dont beaucoup de Productidés,
3. polypiers coloniaux et foraminifères,
4. encrines et Fenestelles,
5. éponges et Fenestelles,
6. éponges seules.

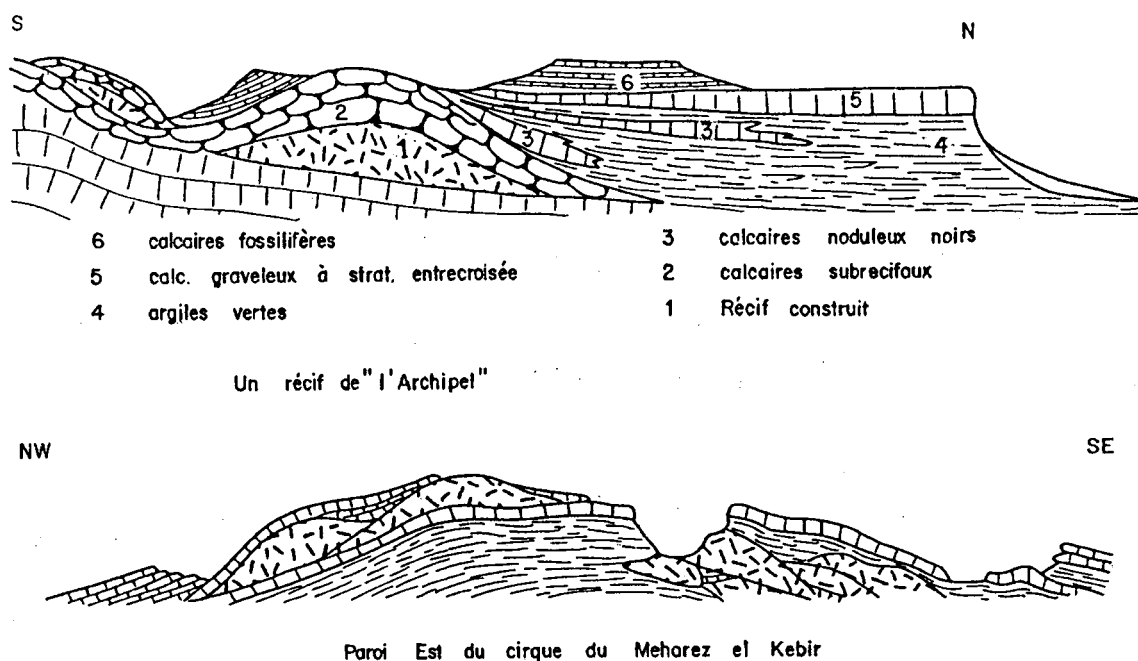


Fig. 7.5. - «Récifs» carbonifères dans la Zousfana (bassin de Bechar) et leur encaissant d'après Pareyn (1961).

Les bryozoaires (Fenestelles), les éponges et peut être les crinoïdes contribuaient activement à l'édification des monticules en piégeant la boue. Les coraux construisaient des reliefs bas, tandis que les algues encroûtaient. Les monticules à éponges, bryozoaires, encrines, riches en boue calcaire se sont développés sous 100 à 150 m d'eau en périodes de hauts niveaux. Les dépôts au sommet des monticules se sont formés pendant les phases régressives sous moins de 70 à 80 m d'eau. La courbe locale du niveau marin pour le Viséen supérieur montrerait 13 cycles, chacun d'une durée d'environ 1/2 million d'années. Les auteurs proposent une sédimentation sur une rampe inclinée, large de 15 à 20 km, créée dans un bassin à forte subsidence.

Si l'on compare les épaisseurs totales des formations du Carbonifère inférieur, on s'aperçoit que dans ce secteur récifal de la Zousfana, elles sont deux à trois fois moindres que dans le domaine à sédimentation plus terrigène de la Saoura. Les biohermes se seraient développés en eau claire sur une zone moins subsidente que le sillon voisin où arrivait du terrigène. On retrouve là un trait structural déjà ancien : sous la Zousfana

le Silurien était réduit et le Dévonien incomplet, à l'inverse de ce que l'on connaît dans la Saoura. D'autres formations récifales, plus jeunes, existent dans le même secteur. Le Meharez El Kebir que nous avons pris comme exemple, serait à la limite de la zone récifale et de la zone de sédimentation terrigène qui s'étendait au Sud-Ouest.

A l'Ouest, les couches qui forment le djebel Bechar et les crêtes sinueuses qui lui font suite au Sud sont affectées par une dolomitisation secondaire très importante qui masque les structures sédimentaires. Le plus important de ces bancs dolomitisés est le banc de Djenien (ou «dolomie de Djenien»), du nom d'une petite palmeraie blottie au coeur du djebel, à quelques kilomètres à l'Est de Bechar. Ce banc de Djenien couronne la montagne et termine une suite de séquences sédimentaires déposées pendant le Viséen et le début du Namurien. Ces séquences, dénommées «étage de ...» par Pareyn (1961), débuteraient par des grès fins et des siltites, se poursuivraient par des argiles et se termineraient par des carbonates. Kazi-Tani (*in litt.* 1999) précise : «Dans la réalité ces séquences, expression de cycles eustatiques, montrent la

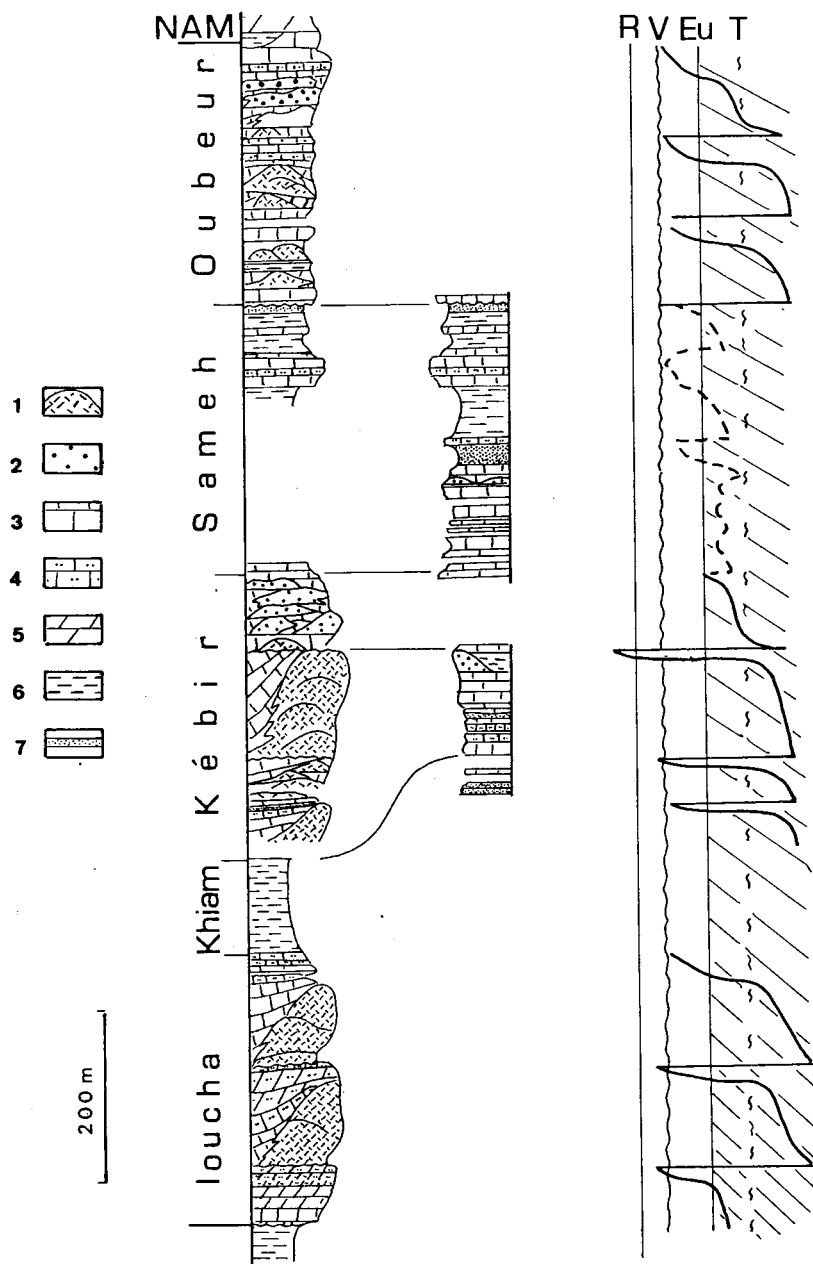


Fig. 7.6. - Situation stratigraphique des biohermes au Viséen supérieur dans la Zousfana (Sud-Est du bassin de Béchar) d'après Madi *et al.* (1996) simplifié.

Les cartouches correspondent à des faciès 1: bioherme. 2: calcaire à encrines. 3: calcaires lités. 4: calcaire oolitique. 5: dolomie. 6: mudstone, argiles, siltites. 7: grès.

Les deux colonnes complémentaires à droite de la colonne principale figurent les faciès contemporains dans la zone de la rampe qui recevait des apports détritiques. A droite: *courbe bathymétrique* correspondante d'après Bourque *et al.* (1995). R: niveau du rivage. V: limite de la zone d'abrasion par les vagues. Eu: base de la zone euphotique. T: limite inférieure de l'action des vagues de tempête.

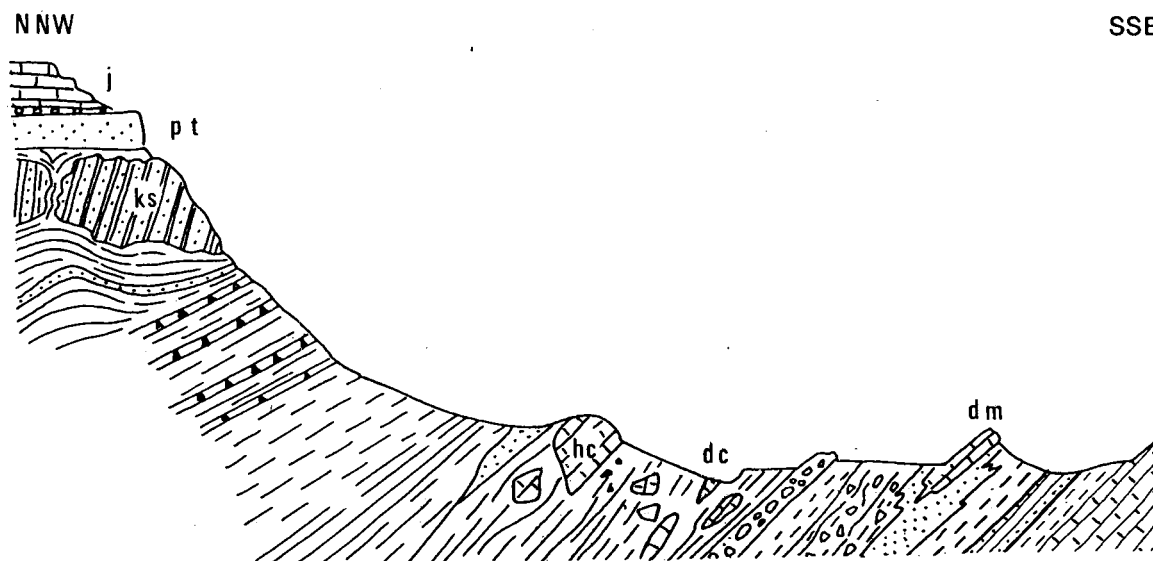


Fig. 7.7. - Coupe dans le flysch du massif de Ben Zireg, d'après Pareyn (1961).

j: Jurassique transgressif.

pt: Permotrias.

Dans le Carbonifère sous-jacent, blocs de calcaire carbonifère (hc), de calcaires griottes du Dévonien supérieur (dc), calcaires noirs du Dévonien moyen (dm) et de Cambro-Ordovicien (ks).

succession suivante : 1. Entailles remplies de clastiques IVF : vallées incisées. 2. Banc carbonaté scellant les IVF : c'est l'intervalle transgressif. 3. Argiles puis silts ou grès : c'est le prisme de haut niveau».

Ces dépôts carbonatés, calcaires et dolomitiques, suggèrent un milieu d'eaux marines assez chaudes, ce qui est normal compte-tenu de la latitude admise pour la région au Carbonifère inférieur : entre 20° et 35° Sud (d'après Scotese et McKerrow, 1990). Mais ils ne sont peut-être pas si dépendants de la latitude qu'on pourrait le penser. Il semble que le milieu et la fin du Viséen soient aussi une période de réchauffement dans les hautes latitudes, c'est-à-dire vers l'Amérique du Sud et l'Afrique du Sud. Pour Raymond *et al.* (1989) la collision qui se produit pendant cette période entre le Gondwana et la Laurussia (en gros le continent nord-américain) aurait renvoyé vers le pôle les courants chauds équatoriaux, comme aujourd'hui la fermeture de l'isthme de Panama a envoyé le Gulf Stream dans l'Atlantique Nord, où il tempère les côtes ouest-européennes.

2.1.3. Le Carbonifère inférieur de Ben Zireg

Au Nord du djebel Bechar, le Viséen supérieur change de faciès en même temps qu'il porte la marque d'une tectonique varisque. Le Strunien, le Tournaisien et le Viséen inférieur existent mais sont très minces : on les connaît au Nord du djebel Antar. Dans l'anticlinal de Ben Zireg, le Viséen supérieur débute par des argiles blanches à lamellibranches (*Lithodomus carbonarius*). Elles ont livré une mauvaise empreinte de goniatite (*Beyrichoceras*) qui en date la base. L'étude des conodontes (Lys, 1963) donne un résultat analogue: le milieu du Viséen. Au-dessus viennent 3000 m environ d'argilites à bancs de grès fins et de calcaires en lits ou en lentilles, qui contiennent des débris d'encrines, des cubes de pyrite et qui peuvent se terminer par une croûte ferrugineuse. Dans cette évolution, on note parfois des séquences élémentaires grano-classées. Ici ou là, on observe, au toit d'un banc carbonaté, un banc bréchiqque : une coulée boueuse a amené jusque sur le fond des débris d'argilites ou de calcaires gris à

grain fin, qui peuvent atteindre 20 cm à 30 cm et se sont déposés en tous sens.

Le tout a subi au moins deux phases de déformation, donnant l'allure si spectaculaire des "tuiles" de Pareyn. Vers la base, cette formation contient des blocs de toutes tailles et d'origine variée : des calcaires à encrines du Carbonifère voisin, des calcaires griottes du Dévonien supérieur, des schistes à graptolites du Silurien, des grès-quartzites du Cambro-Ordovicien. Certains de ces blocs atteignent de grandes dimensions. C'est le cas de lames de calcaires griottes, ou de récifs entiers d'âge Eifélien. Pareyn cite même une dalle de quartzites à tigillites de l'Ordovicien de plus de 500 m de long. Comment se sont-ils mis en place ? Pareyn propose une origine sédimentaire : les blocs, quelle que soit leur taille, proviendraient d'une ride en formation au Nord, sur l'emplacement actuel du djebel Grouz et du djebel Khobbossa où existe un Dévonien récifal, ce qui n'est pas le cas dans le secteur de Ben Zireg. Les couches successives de la couverture, disloquées par les plissements, érodées peut-être à l'air libre, auraient glissé par gravité sur le talus sous-marin dans le sillon subsident qui la bordait au Sud. Là, leurs blocs se seraient enfouis dans la vase. Il s'agirait alors de véritables klippes sédimentaires. Pareyn (1961) qualifie cette formation de Wildflysch. La présence de ces blocs allochtones prouverait une érosion du Paléozoïque au début du Viséen supérieur, un événement tectonique ou épirogénique dont le siège se situerait au Nord, mais dont nous n'avons pas trouvé de traces dans le bassin de Bechar. On peut aussi envisager que les plus grands blocs soient des écailles ou des extrusions datant d'une phase varisque. La présence d'une schistosité différente de la stratification dans les schistes au contact s'accorderait avec cette manière de voir, sans pour cela la démontrer. On peut aussi imaginer que les deux phénomènes ont pu se succéder : d'abord la mise en place des klippes sédimentaires dans le sillon de Ben Zireg au début du Viséen supérieur, puis la déformation de son contenu, pendant que les blocs les plus grands auraient joué en écailles. Cet événement du milieu du Viséen serait contemporain de la formation régressive d'El Hariga.

2.1.4. Bilan de l'étude du Carbonifère inférieur de Bechar

Nous avons trouvé, dans la Saoura, une série du Tournaisien au Namurien inférieur. Une partie non négligeable du Viséen inférieur manque. Cette série, lagunaire et marine, montre des séquences argilo-gréseuses terminées par des calcaires bioclastiques ou parfois construits. Son épaisseur (3000 m) indique une subsidence active où l'apport de matériel terrigène s'interrompait périodiquement; alors, seuls les carbonates se déposaient. Faut-il imputer ces interruptions à des arrêts de la subsidence ? Ou n'y voir seulement que l'expression d'une élévation du niveau de la mer qui, sur cette marge continentale infiniment plate, éloignait les rivages à de grandes distances, et interrompait les arrivées de matériel terrigène ? Pour Kazi-Tani (*in litt.*, 1999) «*Le secteur de Bechar constitue un lieu privilégié pour l'étude de l'eustatisme au Carbonifère à toutes les échelles : le long-terme avec un maximum eustatique au Myatchovskien. Le court-terme est responsable de l'organisation sédimentaire à l'échelle des formations et enfin le glacio-eustatisme est responsable des incisions du Tagnana*». Une transgression marine au Tournaisien supérieur : c'est la Formation de Hassi Sguilma. Elle a été suivie d'une régression (Formation de El Hariga). La mer revient ensuite au Viséen supérieur.

Au Nord de ce sillon, en gros subméridien, les crêtes du djebel Horreit, du djebel Grouz, du djebel Antar, comme les affleurements de Ben Zireg que traverse la route de Bechar à Oran, sont plutôt orientés Ouest-Est à S-O-N-E. Cette direction est celle de l'Atlas saharien d'âge méso-cénozoïque, mais elle est probablement beaucoup plus ancienne, varisque et même panafricaine (Duée *et al.*, 1992). Ce second stade du sillon carbonifère apparaît au milieu du Viséen (vers 340 Ma). Il reçoit du Nord d'importantes décharges détritiques (formation d'une ride sous-marine). Ensuite l'histoire de ce secteur ne diffère plus beaucoup de celle du sillon de la Saoura.

A l'Est du djebel Bechar et de la Zousfana, le tableau est assez différent. Les sédiments sont peu épais : la subsidence y était quatre à six fois moindre qu'à Ben Zireg. Ce caractère est ancien. Il traduit l'existence d'un môle stable, qui s'étendait

vers l'E-S-E, mais s'interrompait brusquement à l'Ouest devant le "trou" du bassin de Béchar et le bord du sillon de la Saoura (Zaigouche, 1985). Ce secteur, couvert d'une faible tranche d'eau, devait être à l'abri des apports détritiques. Ici la faune et la flore benthiques et récifales ont pu proliférer.

On notera aussi l'existence possible de séries condensées ou de lacunes au Tournaisien ou au Viséen inférieur et l'importance de la transgression du Viséen supérieur. Ceci ne peut nous surprendre lorsque l'on sait que ce moment est celui d'une pulsion eustatique majeure du Carbonifère. Signalons qu'au Maroc central un Viséen supérieur comparable à celui que nous avons vu, mais en moins épais, repose en discordance sur un Paléozoïque fortement plissé qui comporterait du Tournaisien. Nous aurions donc ici les échos d'une tectogenèse varisque qui, jusqu'au début du Viséen supérieur, a affecté le Maghreb. Les argiles et grès fins accumulés dans la région de Bechar au Carbonifère inférieur pourraient venir d'une terre située sur l'emplacement de l'Anti-Atlas, une terre qui pourrait être l'édifice orogénique varisque en train de se constituer.

2.2. Le Carbonifère supérieur

2.2.1. La «Série des calcaires du djebel Bechar» = Namurien-Bashkirien-Moscovien (~325 Ma à 305 Ma)

Au-dessus d'une grosse barre de calcaire dolomitique, dite de Djenien, à *Gigantoproductus* et *Lithostroton*, la sédimentation change. Il n'y a plus formation de biohermes; les terrigènes augmentent. Les calcaires qui forment les glacis adossés au djebel Bechar ne donnent plus de masses aussi importantes que précédemment. Cet ensemble est épais de 800 m à 860 m dans la région de Bechar et 600 m à l'Ouest du Guir. Sa limite supérieure est soulignée par un banc calcaire bien visible à travers tout le bassin et dénommé lui aussi, "banc de Djenien" par Deleau. Pour éviter la confusion entre ces deux «bancs de Djenien», on appelle souvent le premier, qui couronne le djebel Bechar et la série des calcaires de la Zousfana, «Djenien Pareyn» ou «Djenien Kebir» et l'horizon de calcaire oolitique qui termine celle des calcaires du djebel Béchar «Djenien Deleau» ou «Djenien Seghir».

Longtemps cet ensemble a été considéré comme représentant l'étage namurien. L'étude de la microfaune (foraminifères et conodontes en particulier) a montré qu'il couvrait l'espace de temps correspondant au Serpuckhovien (*pro parte* Namurien), au Bashkirien, et sans doute à une partie du Moscovien de l'échelle stratigraphique générale (Legrand-Blain, 1983). Legrand-Blain (1985) compare la durée des biozones à brachiopodes du Carbonifère au Sahara et montre qu'elle passe de 5 à 6 Ma pour la zone à *Frechella* (vers le milieu du Viséen) à 0,7 Ma pour la zone à *Titanaria* (à la limite Serpuckhovien-Bashkirien) et retrouve une durée de 7 à 8 Ma pour les zones à *Choristites* du Bashkirien-Moscovien. «*Les durées de ces zones, extrêmement inégales, se raccourcissent extraordinairement à l'approche du sommet du Serpuckhovien, et donc de la crise mondiale médio-carbonifère. Une telle accélération des processus évolutifs à cette période peut être comparée à celle que manifestent les conodontes... Chez les goniatites ... on observe un taux élevé de spéciation et d'extinctions, ainsi qu'un maximum de diversité des taxons. Ces phénomènes, amorcés dès la limite Viséen-Namurien, se poursuivent durant les zones H et R, avant une stase évolutive coïncidant avec la zone G2*». (G2 se situe dans la moitié supérieure du Bashkirien = Westphalien A). Après les extinctions massives de la fin du Serpuckhovien, «*Au Bashkirien et au Moscovien, les brachiopodes appauvris, se renouvellent lentement grâce à de nouveaux apports venus d'Eurasie*».

Dans toute la série (Lemosquet *et al.*, 1975) on observe des anomalies sédimentaires et le retour d'un matériel détritique fin. Le Djenien Kebir est corrodé par un karst, fossilisé par les sédiments marins de la première formation transgressive, celle de Tagnana. Les premières dizaines de mètres de grès, siltites, calcaires et lumachelles de cette formation sont entamées, à leur tour, à plusieurs niveaux par des chenaux qui ravinent les couches et peuvent descendre jusque dans les dolomies et calcaires du Djenien Kebir qu'ils entament profondément. Ces entailles sont remplies de grès et de conglomérats fluviatiles contenant des débris de plantes terrestres, voire de gros troncs de *Lepidophytes* (Pareyn *et al.*, 1971). Certaines ont dû être creusées à l'air libre, d'autres peut-être dans la zone de balancement des marées à proximité du rivage. Celle de la Chebket Djihani

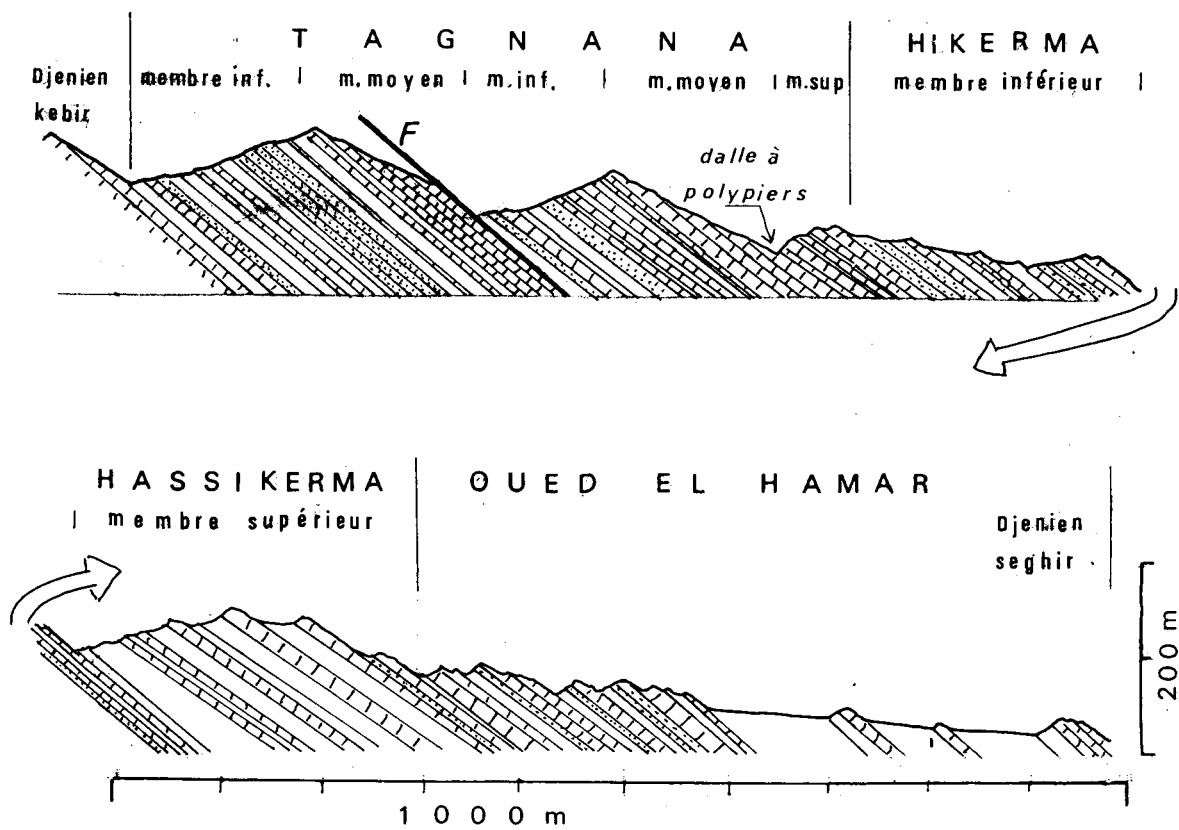


Fig. 7.8. - Coupe du flanc occidental du Djebel Bechar, d'après Legrand-Blain (1967).

La formation de Tagnana s'est déposée au Namurien inférieur et moyen.

La faille F, parallèle aux couches (Fig. 5.C1) redouble la série.

La zone à *Reticoceras* du Namurien moyen est connue à la partie supérieure.

La formation de Hassi Kerma est d'âge Bashkirien (vers 310 Ma).

La formation de l'oued El Hamar contient *Gastrioceras cf coronatum* du Westphalien A et au sommet, dans la Chebket Mennouna, *Anthracoceras aegiranum - hindi* du Westphalien C.

Les associations de foraminifères permettent de lui attribuer un âge Bashkirien (Lemosquet et Lys, 1971).

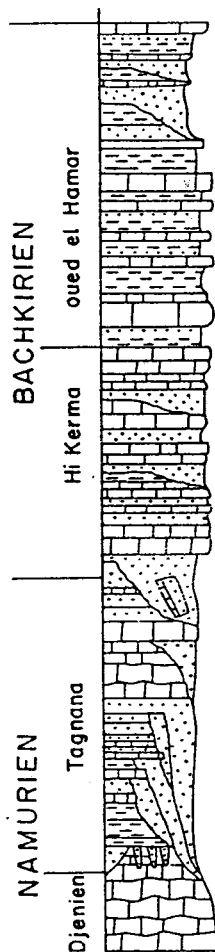


Fig. 7.9. - Colonne stratigraphique de la série ci-dessus (Fig. 7.8), situant les épisodes de ravinement contemporains, d'après Y.Lemosquet et Pareyn (1975).

dans l'Ouest du bassin de Bechar (anticlinal de Mennouna), au même niveau stratigraphique, aurait été creusée par un vrai fleuve qui s'écoulait d'Ouest en Est. Pour les autres chenaux, on ne dispose pas de mesures systématiques qui permettent d'estimer d'où venaient les cours d'eau. Karsts et chenaux prouvent des émerSIONS temporaires de parties plus ou moins importantes du bassin ou, pour les secteurs demeurés sous l'eau, de terres émergées, proches au Namurien inférieur. Deleau avait découvert, dans l'anticlinal de la Chebket Mennouna, au sein des couches marines, deux horizons charbonneux reposant sur des sols à radicelles et recouverts par des shales à

lamellibranches d'eau douce (*Anthracomya*). Ces couches signent un retrait temporaire de la mer en cet endroit où s'installèrent, pour une brève durée, des marécages tourbeux.

Pareyn *et al* (1971) attribuent ces émerSIONS locales à une phase tectonique hercynienne (= varisque). Mais on ne connaît pas de déformations importantes de cet âge au Maghreb (voir §5.1.2.). Pour Kazi-Tani *et al.* (1991), «*les multiples paléokarsts décrits par Pareyn et coll.*» n'ont fait qu'enregistrer «*la crise eustatique de la limite Mississipien-Pennsylvanien*». On constate en effet que des tendances à l'émerSION se manifestent au même moment à Tindouf, Reggan et Taoudenni, c'est à dire loin de la chaîne, en domaine cratonique stable. Kazi-Tani (*in litt.*) interprète donc ces chenaux, comme aussi ceux qui ont été découverts à Illizi dans des formations contemporaines, «*comme des incisions eustatiques*», dues à une baisse momentanée du niveau de la mer. Il ajoute : «*les amplitudes et les fréquences de ces incisions sont assez caractéristiques du glacio-eustatisme. Ces cycles brefs et de fortes amplitudes sont signalés dans la charte de Ross*». De fait, on sait qu'à cette époque des glaciers se sont étendus à plusieurs reprises sur l'Afrique centrale et australe. C'est ce que l'on appelle la Glaciation de Dwyka. A Bechar, on est toujours proche de la Téthys. Quand on s'en écarte, comme à Tindouf-Sud, et surtout à Taoudenni, ces variations cumulées auront des effets beaucoup plus durables.

Au-dessus, les Formations de Hassi Kerma et de l'oued El Hamar (Legrand-Blain, 1967), déposées pendant le Bashkirien, offrent des bancs calcaires souvent riches en fossiles (polypiers, brachiopodes, etc.), parfois oolitiques, séparés par des combes marneuses ou silteuses. Des lits de calcaire oolitique, épais de 5 à 10 cm, reposent parfois directement sur les grès, et remplissent alors les terriers d'animaux fouisseurs qui y avaient été creusés (Deleau). Ici le régime sédimentaire change vite. Au sommet réapparaissent des grès à stratifications obliques. Le milieu demeurait marin mais Marie (*in Deleau et Marie, 1959*) remarquait que les foraminifères, souvent parfaitement conservés dans les calcaires et les marnes, offraient parfois «*des caractères propres aux faunes de certains milieux littoraux spéciaux, aux eaux de salinité anormale tels que des bassins épicontinentaux ou des étangs sublittoraux*».

L'existence d'eaux de salinité anormalement basse n'implique pas nécessairement une coupure d'avec la pleine mer. On en connaît de telles dans le golfe de Guinée et l'Atlantique Sud, où une masse d'eau douce est amenée en permanence par de grands fleuves (Niger, Congo, etc.). Selon Kazi-Tani (*in litt.*) «*tout ceci s'explique par la rapidité des vitesses eustatiques (glacio-eustatiques). La profondeur des entailles trouvées dans le Tagnana et le Djenien justifient à elles seules des variations de salinité de l'Océan Mondial de l'ordre de 10 %. Cette variation est évidemment majorée dans les mers épicontinentales*». Cette période correspond aussi à un déplacement progressif vers le Nord de la zone de subsidence maximum. Le sillon de la Saoura, au sens strict, cesse peu à peu d'exister comme tel tandis que l'on constate un affaissement plus rapide du secteur septentrional. Il ne s'agit cependant pas, précise Kazi Tani (*in litt.*) «*de déplacement de dépocentre, car le Nord a toujours (depuis le Viséen), été fortement subsident (cf. coupe de Ben Zireg, du CBM1, du Tag 1)*».

2.2.2. Le Kenadzien

Le régime marin persiste au-dessus du calcaire oolitique «Djenien Seghir». Deleau (1951) proposait le nom de Kenadzien pour les couches comprises entre un niveau conglomératique à *Gastrioceras* et *Anthracoeras aegiranum*, situé à 30 m sous cet horizon et le dernier banc de calcaire à encrines et *A.aegiranum* situé à la base des formations houillères. Il considérait que cet étage correspondait au Westphalien A+B+C *pro parte*. Mais pour cela on devait admettre que les goniatites avaient ici une répartition différente de la répartition classique d'Europe occidentale. En effet, dans le bassin houiller franco-westphalien *A.aegiranum* (que l'on trouve dans le toit de la veine Aegir en Westphalie, dans celui de la veine Petit-Buisson dans le Borinage belge et de la veine Rimbart dans le Nord-Pas-de-Calais) est caractéristique de l'horizon marin pris comme base du Westphalien C et limité à cet étage. Si ce terme de Kenadzien n'a pas été admis dans la nomenclature stratigraphique internationale (Legrand-Blain, 1983), il est commode sur le plan local. Les couches qu'il couvre se situeraient, si l'on se fonde sur la microfaune, dans le Moscovien (Lys, 1963).

Ce Kenadzien est bien développé dans l'anticlinal de la Chebket Mennouna qui,

aujourd'hui, sépare les bassins de Béchar et d'Abadla. Epais de 700 m à 1400 m pour une durée approximative de 10 Ma, il traduit une vitesse de sédimentation comparable à celle du Carbonifère inférieur de la Zousfana : calculée dans le cas du Kenadzien, sur des épaisseurs totalement décompactées, avec «*une porosité initiale de 60 % pour une lithologie argilo-gréseuse cela fait respectivement 1750 m et 3500 m soit 0,175 mm/an et 0,35 mm/a*». (Kazi Tani, *in litt.*, 1993). On y observe une succession de séquences de grès fins, d'argilites ou de siltites grises ou vertes et de lits carbonatés. Toute la formation paraît s'être déposée en milieu tidal (= d'estran), infratidal, ou supratidal. A la base des séquences, les surfaces durcies et les encroûtements ferrugineux sont assez fréquents. Des surfaces de bancs de grès sont couvertes de rides de divers types, de pistes, taraudées de terriers ou semées de petites coquilles marines. Parfois, au contraire, des radicelles ou de gros rhizomes de fougères arborescentes (*Stigmaria*) témoignent de l'installation de sols. Les lits calcaires contiennent des coquilles tantôt entières, en position de vie, tantôt basculées par le courant, et des débris d'encrines. Les foraminifères remaniés que l'on y trouve «*... sont brisés ... parfois écornés... un grand nombre a été utilisé comme abri par d'autres formes fixées... d'autres sont attaqués par des Algues perforantes. Ces coquilles microscopiques sont associées à des débris très fragmentés de macrofossiles... et sont toujours conservés au centre des oolithes...*» (Deleau et Marie, 1959). Ces foraminifères proviendraient d'une zone littorale, dans un golfe peu profond comme celui de Djerba en Tunisie, où se côtoient les milieux d'eau claire agitée, des fonds tapissés d'algues et enfin les anses abritées à sédimentation vaseuse. L'ensemble rappelle les séquences de plate-forme interne (SPI) de Delfaud (1974) et traduit l'évolution répétée d'une sédimentation d'eau agitée (= le cordon littoral) à une sédimentation plus calme de lagune. On est là dans un milieu paralique caractérisé, c'est à dire alternativement marin peu profond et littoral, tel qu'il a été défini jadis par Pruvost à partir de certains bassins houillers d'Europe occidentale. Depuis, Guelorget et Perthuisot (1983) en ont décrit un autre type où se déposent non du charbon mais des évaporites. Ce sera le cas dans le bassin d'Illizi au même moment. Cette image du golfe se

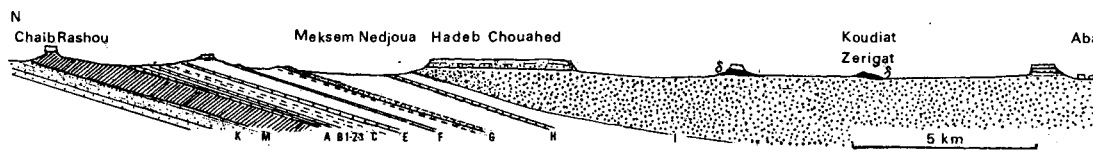


Fig. 7.10. - Profil dans la moitié septentrionale du bassin d'Abadla. Hauteurs exagérées : pendage réel de 8° à 10°Sud. Pointillé fin : Kenadzien (K). Hachures obliques: Houiller débutant au-dessus du dernier horizon (M) à encrines.

A : calcaire surmontant l'horizon à *Carbonicola* pris comme limite supérieure.

B1-3 : horizons carbonatés à *Estheria*.

C : shales et siltites à mud-cracks, écailles de poissons, Ostracodes, *Estheria* et *Leaia*.

E et F : horizons de calcaire oolithique (à stromatolites dans F) interstratifiés dans des grès à plantes, microconglomérats et argiles. Au sommet, argiles vertes à écailles de poissons et *Estheria*.

G: shales et grès à *Calamites*.

H: calcaire noir à ostracodes.

Au dessus de I : formation rouge supérieure (pointillé fort) à argiles rouges, grès à stratifications obliques, petits conglomérats à liant argileux et galets d'argile. Des basaltes d'âge probablement Jurassique inférieur reposent sur ces argiles à la Koudiat Zerigat et la gara 779 et sont surmontés par la Hammada.

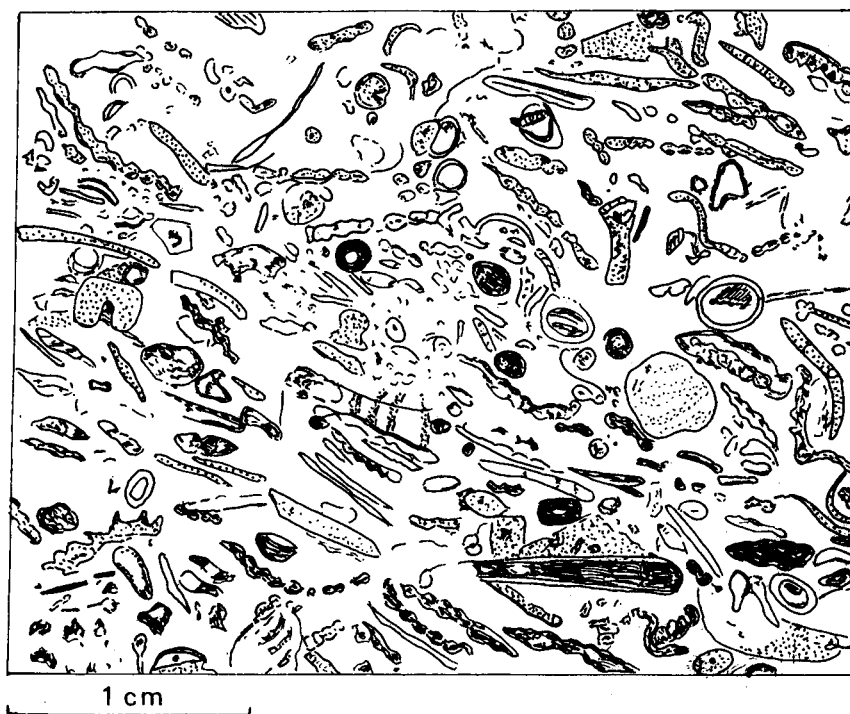


Fig. 7.11. - Microfaciès d'un calcaire à foraminifères et encrines. Les débris d'encrines, foraminifères etc. sont couchés selon la stratification et souvent entiers, indiquant un milieu de sédimentation calme dans une matrice bioclastique (en blanc) non différenciée sur le dessin (d'après une photographie).

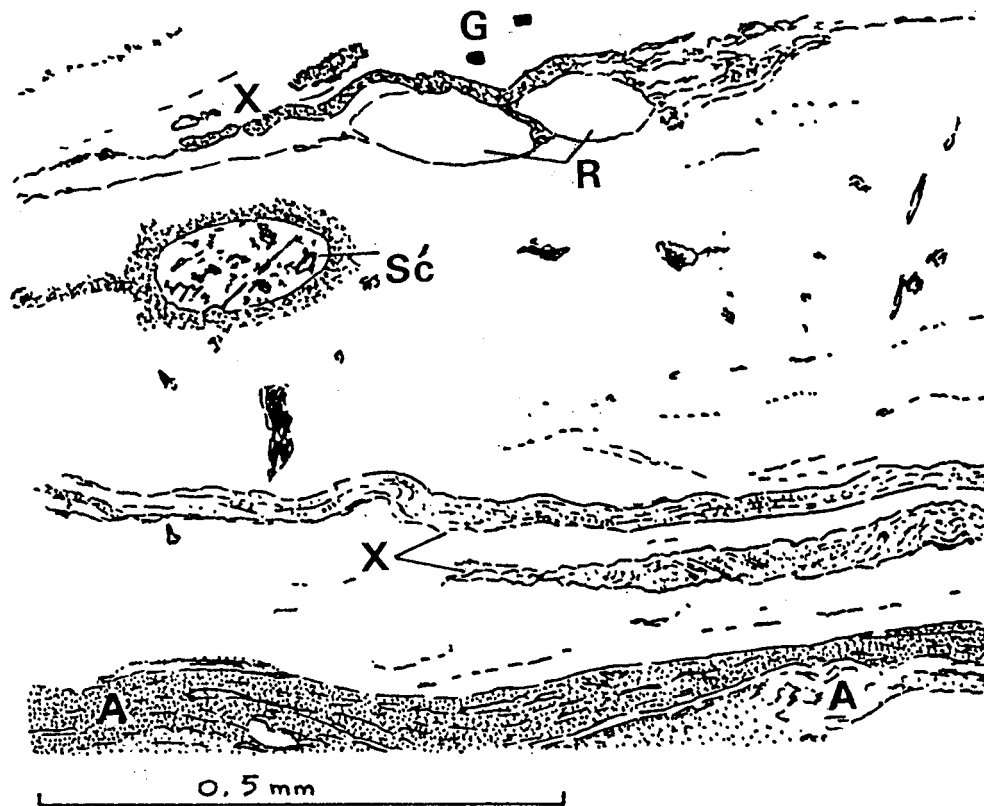


Fig. 7.12. - Structure d'un charbon de Kenadza d'après une photo de Duparque et Delattre (1953). Ce charbon, très typique du gisement, montre des fragments de tissu ligneux X, partiellement gélifiés, des grains de résine R, des sclérotos de champignons Sc, des grains de pyrite G et des filets argileux A, finement stratifiés et emballés dans une pâte amorphe d'origine végétale (en blanc).

complète par la découverte (Lemosquet, *com. or.*) d'une sédimentation calcaire et récifale contemporaine au Nord, dans le djebel Antar, et au Nord-Est dans le djebel Mezarif. C'est en effet vers le Nord-Est que s'étendait la Tethys, cette vaste mer qui allait se rétrécir à partir du Mésozoïque.

2.2.3. Le Houiller

La dernière couche de calcaire à encrines offre une limite arbitraire et commode entre le Kenadzien et le Houiller. En fait il y a évolution continue du régime surtout marin qui a régné au

Moscovien au régime, lui aussi paralique mais plutôt de delta marécageux, qui fut celui de la sédimentation houillère. Le temps de ce qu'il est convenu d'appeler le Houiller est ici très bref : Westphalien D et peut être Stéphanien inférieur. Il dure plus longtemps au Maroc, dans le bassin de Jerada et commence beaucoup plus tôt dans le bassin franco-westphalien d'Europe occidentale.

Cette modification de la sédimentation est un écho de la formation de la chaîne varisque au Nord. Dans la région qui nous occupe, on distingue trois bassins dont la subsidence et le remplissage sédimentaire ne sont pas identiques : les bassins de Béchar-Kenadza, d'Abadla et de Nekheila (ou du Mezarif). Tous trois sont bien

connus par les travaux miniers ou les sondages qui y ont été exécutés autrefois par les Houillères du Sud Oranais (H.S.O.) et, plus près de nous, par la Société Nationale de Recherches Minières (SONAREM). Deleau a publié en 1951 une monographie du bassin de Béchar, puis, en 1962, du bassin d'Abadla. Cette dernière synthétisait une remarquable étude par sondages et cartographie de terrain exécutée par Escale pour les H.S.O. mais demeurée inédite. Un ou deux sondages avaient été exécutés dans le bassin de Nekheila par la même société. «Trois sondages profonds ont été réalisés ensuite par SONATRACH; ils ont été suivis d'autres sondages SONAREM après que l'un d'eux eût révélé des lits charbonneux» (Kazi-Tani, *in litt.*). Il s'en suivit une étude générale des trois bassins par une mission polonaise dirigée par Jasionowicz. Nedjari enfin (1991) ouvrit une autre voie d'approche, à la fois sédimentologique et géochimique, ce qui fait qu'aujourd'hui le bassin de Béchar *sensu lato* est l'un des bassins houillers les mieux étudiés du continent. La sédimentation y est toujours rythmique. Les grès par lesquels débutent les séquences sont moins fins que dans le Carbonifère inférieur. Les shales noirs sont plus ou moins compacts et silteux et des lits de charbon terminent ces cycles élémentaires.

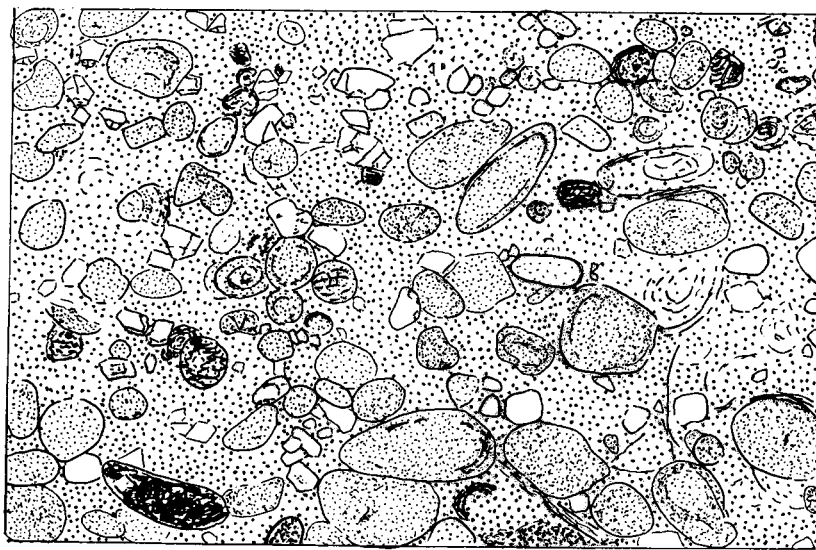
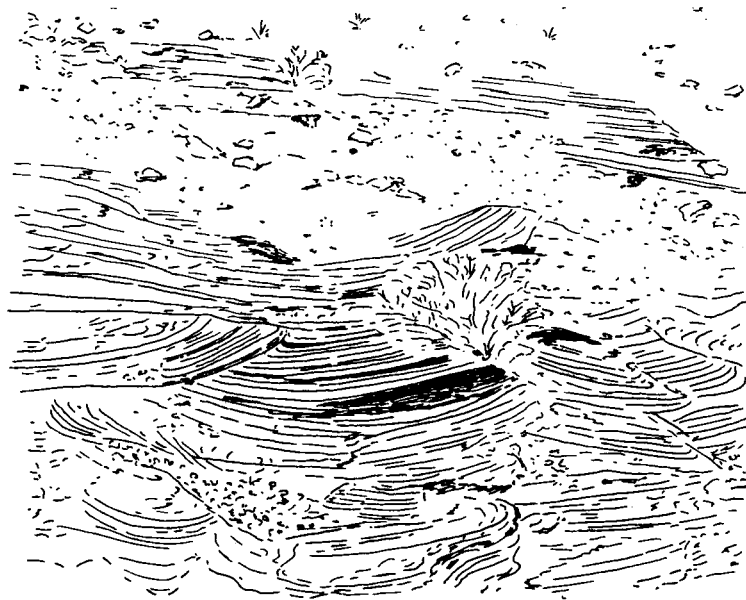
Le charbon

Les veines de houille se sont déposées sous forme d'un gel organique ou d'une tourbe dans des lacs et des marais, à l'écart des rivières qui transportaient les sables et les argiles. Le charbon apparaît à l'oeil nu comme une roche très finement stratifiée. Au microscope, on y distingue des débris végétaux (tissus ligneux, grains de résine, sclérotés de champignon) disséminés dans une pâte amorphe. Le charbon de Kenadza se classe parmi les houilles ligno-cellulosiques, à fusain peu abondant et sans débris tels que des spores ou des cuticules de feuilles. Les substances amorphes sont par contre bien développées. Bien que contenant 18 à 26% de matières volatiles, ce charbon ne donne pas de coke de bonne qualité, à cause de l'abondance de ces substances. Celles-ci, d'après Duparque et Delattre (1953), seraient dues à une évolution diagénétique précoce importante. Le charbon alterne, dans la veine, avec des lentilles ou des lits de shales et contient lui-même une proportion variable d'éléments minéraux : de la pyrite de diagenèse et des poussières apportées par

le vent. Les intercalaires schisteux et la matière minérale dispersée constituent les cendres.

La veine est, la plupart du temps, surmontée par quelques centimètres de shales charbonneux (= le «faux toit») bourrés de débris végétaux, puis par des shales bien lités constituant le «toit» des mineurs. Cette couche qui termine le cycle sédimentaire est souvent riche en fossiles bien conservés. Ce sont souvent des plantes terrestres, étalées comme dans les pages d'un herbier : fragments de frondes de fougères vraies comme les *Sphenopteris* ou les *Pecopteris*, ou fougères à graines comme les *Neuropteris*. Ces plantes indiquent le Westphalien supérieur : *Neuropteris tenuifolia*, *N. rarinervis*, *Alethopteris grandiniserli*, etc. On y trouve aussi des feuilles de plantes arborescentes comme les *Cordaites* ou des écorces de *Lepidodendron*, de *Sigillaria* ou de *Calamites*. Comme les plantes actuelles elles peuvent donner des indications sur le climat (voir par ex. Chaloner et Greber, 1990). D'autres toits contiennent des animaux d'eau douce : des Conchostracés comme les *Estheria* ou les *Leaia*, des écailles de poissons, ou des lamellibranches à test mince comme les *Anthracomya* ou les *Anthraconauta* (le préfixe Anthra rappelle qu'ils ont été découverts et décrits dans des bassins houillers). A Bechar, on n'a pas encore découvert d'insectes (Blattes, Libellules etc.) comme dans les autres bassins. Leur plus grande dissémination, par les vents notamment, permettrait d'intéressantes corrélations avec d'autres parties du Gondwana. Enfin, trois ou quatre toits contiennent des fossiles marins : des lamellibranches (*Myalina*, *Pecten*) et des brachiopodes inarticulés (*Lingula*). On est loin de la riche faune des formations marines antérieures. Même si *Myalina* et les lingules pouvaient supporter des eaux saumâtres, ces fossiles indiquent cependant un retour temporaire de la mer, donc la persistance du milieu paraliq. Dans tout cela, peu de carbonates. On assiste ainsi dans chaque séquence au passage d'un régime fluvial à un régime de marécage puis de lac, de lagune ou de mer temporaire. L'apport détritique se ralentissant, le pays était périodiquement inondé. L'arrivée d'une nouvelle nappe de sable comblait les creux et repoussait la mer au loin.

Le charbon, surtout s'il est peu cendreux, représente un cas très particulier d'accumulation de matière organique en l'absence quasi totale d'apport terrigène (sables, argile) ou de silice et de



1 cm

Fig. 7.13. - Disposition en gouttière des grès d'un chenal dans le niveau de Mortier (bassin houiller d'Abadla).
 Au-dessous : dessin d'une lame mince dans le conglomérat de Mortier. Grains de quartz et de feldspath, en blanc sur le dessin, anguleux ou émoussés, avec parfois recristallisation secondaire marginale. Pellets carbonatés (soulignés par un pointillé fin) et rares débris organiques. Matrice hétérogène, non cristallisée, schématisée par un pointillé plus fort et moins dense.

carbonates en solutions. Ce fut autrefois une substance très recherchée comme source d'énergie lorsqu'on ne maîtrisait pas encore bien l'utilisation et surtout la prospection des hydrocarbures et encore moins celle de l'uranium. C'est ce qui explique l'importance des travaux qui ont été réalisés dans la région de Bechar.

On peut se demander pourquoi à Bechar, à Abadla, comme aussi dans les autres «bassins» sahariens de Tindouf, de Reggan, ou de Taoudenni que nous verrons plus loin, on ne trouve pas de veines de 1 à plusieurs mètres d'épaisseur, comparables à celles des bassins du Maroc, d'Europe ou d'Amérique du Nord : on a exploité à Kenadza une veine de 35 cm d'épaisseur; à Abadla la veine Ksiksou n'est guère plus épaisse alors que le minimum accepté dans les bassins exploités par puits et galeries est de l'ordre de 1 m. On peut avancer au moins deux hypothèses à cette pauvreté des bassins sahariens :

- 1) Une subsidence insuffisante ? Mais elle paraît avoir été du même ordre que pour d'autres bassins de plate forme;
- 2) Une quantité de matière végétale moindre ? La végétation aurait été, pour des raisons climatiques, moins luxuriante que dans le bassin marocain de Jerada, les bassins des Asturies en Espagne ou les bassins français. C'est possible, comme on le verra plus loin.

Vers le sommet du Houiller, les veines de charbon se raréfient puis disparaissent. La sédimentation devient franchement fluviale. Le fond des chenaux est souvent tapissé de cailloutis : des galettes d'argile ou de grès houillers, des granules ferrugineux provenant de sols remaniés, parfois des galets allochtones de phtanites et de quartzites du Paléozoïque inférieur ou plus rarement de calcaires, d'où le nom de «conglomérat» donné à certains de ces niveaux gréseux comme le «conglomérat de Mortier», le «conglomérat F9». Une étude systématique des directions d'écoulement dans ces deux derniers horizons a montré (SONATRACH, 1974) pour le premier (F9) une origine au Sud ou au Sud-Ouest et pour le second (Mortier) qui contient des galets allochtones et quelques débris de calcaires du Viséen ou du Namurien fossilifères, des directions beaucoup plus variables. Ce moment pourrait être celui de la première esquisse anticlinale de la Chebket Mennouna. D'une façon générale, ces chenaux suggèrent un écoulement par des bras

divagants sur une vaste plaine d'épandage. Des argiles sableuses et les siltites micacées les surmontent. Elles traduisent une sédimentation plus calme, entre deux crues ou entre deux chenaux actifs. Elles sont grises, vertes, et même admettent des niveaux rouges vers le haut. Elles contiennent souvent des débris végétaux. De la base au sommet de la série houillère, des paléosols marquent les fins de séquences. Nedjari (1991) en a analysé la genèse, en fonction de la roche-mère, de la durée de la pédogenèse, des fluctuations de la nappe aquifère, et interprété les aspects de certains niveaux versicolores demeurés jusque-là énigmatiques.

L'épaisseur totale du Houiller est encore importante dans le bassin de Bechar : 1650 m à 1700 m d'après Deleau, pour une durée relativement faible, de l'ordre de 10 Ma peut être. Au Sud, dans le bassin d'Abadla, elle est plus faible : 400 à 500 m. L'évolution signalée plus haut se confirme.

2.3. Les formations rouges du Paléozoïque

Dans la plaine d'Abadla, des formations rouges ont été conservées entre le Carbonifère supérieur et la dalle hammadienne attribuée au Tertiaire. Au delà de la mine de Ksiksou, la grande route de Béchar vers Tindouf et Adrar traverse sur des dizaines de kilomètres un paysage de petites collines molles et de glaciaires de sédimentation. Ces formations post-houillères et anté-hammadiennes atteignent près de 2000 m d'épaisseur. Une coupe Nord-Sud (Fig. 7.10), du Chaïb Rashou jusqu'aux environs d'Abadla, nous fera rencontrer la plupart des termes de la série, dont les couches plongent doucement vers le Sud, en décroissant de 15° au Chaïb Rashou à 5° à 8° environ dans la région d'Abadla.

2.3.1. La Formation inférieure (Autunien *pro parte*)

Aux grès et conglomérats de Mortier d'âge Westphalien terminal ou de la base du Stéphien, succèdent quelques mètres de calcaires lacustres concrétionnés, gris, à ostracodes et *Carbonicola*. On les suit de la falaise de la hammada du Guir à l'Ouest jusque sur la route de Ksiksou au djebel

Arlal à l'Est. Au-dessus se sont déposés des grès fins et des argiles vertes ou gris clair à écailles de poissons, mollusques, etc. interrompus ici ou là par un banc de grès massif rouge ou violacé à stratifications obliques. Le lac persistait mais pouvait temporairement s'assécher (présence de mud-cracks); il s'y déposait aussi des sédiments terrigènes fins et, de temps à autre dans les périodes sèches, un oued venait y divaguer. Rien dans tout cela n'évoque un milieu marin. Si les poissons trouvés (des écailles losangiques de Paleoniscides) peuvent être ubiquistes, les *Estheria*, *Leaia* et *Carbonicola* ont vécu dans les eaux douces. Selon Feys (*in litteris*), les Esthéries appartiendraient au groupe *Estheria simonitenella*, connu dans le Stéphanien et le Permien inférieur. La microflore contenue dans un mince niveau de shale gris très riche en *Estheria* confirme cet âge (Doubinger et Fabre, 1983). De plus, on y trouve des éléments gondwaniens qui la rapprochent de la microflore de Guadalcanal en Espagne et de celle du «Tarat supérieur» que nous verrons plus loin au Niger (Broutin *et al.*, 1990).

Ce dernier horizon est encadré par deux niveaux de calcaire oolitique à patine noire qui sont des repères commodes au milieu de cette formation gréseuse et silteuse. Sous le microscope les oolites montrent peu de traces de remaniement. Elles sont souvent aplaties; mais le phénomène chimique ou biochimique qui en est la cause a continué à agir pendant et après le tassement du sédiment. Le phénomène est connu ailleurs (dans le Rhétien des Corbières par exemple) et lié au milieu de sédimentation. Les minces couches concentriques de carbonate alternent avec des films d'oxyde de fer. Ces oolites sont souvent jointives. Les interstices restants sont remplis par du carbonate ou une argile formée presque entièrement de chlorite.

L'horizon oolitique supérieur, épais de quelques dm, contient en outre des stromatolites (Bertrand-Sarfati et Fabre, 1972) sous forme de galettes plates, de pelotes ou encore d'encroûtements de tubes occupés autrefois par des tiges. Il est associé à des grès argileux à lamellibranches. On peut suivre cet horizon d'un bout à l'autre du bassin d'Abadla, bien que le calcaire change d'allure. Le lac dont il est le témoin s'est donc étendu sur plus de 40 km. Dans cette formation argilo-gréseuse les débris végétaux

sont rares. Au mur et au toit de l'horizon à stromatolites, comme aussi plus haut dans la formation, des bancs de grès grossier contiennent de gros débris de *Calamites*, de *Cordaites* et des rhizomes de fougères arborescentes (*Stigmaria*). On peut imaginer que ces plantes ont pu constituer, près des points d'eau, des bosquets plus clairsemés qu'au Westphalien. Les sols de végétation à racelles sont l'exception. Plus on monte dans la formation, épaisse de 1000 m à 1500 m, plus les roches deviennent rutilantes et les carbonates rares. Un dernier banc de calcaire, à 1000 m au-dessus de la base, contient des ostracodes lisses indéterminables. Au delà, on ne rencontre plus que des grès et des argiles rouges à minces lits ou filonnets gypseux.

Les niveaux calcaires à *Carbonicola* de la base de la formation, comme les deux horizons à oolites et stromatolites sus-jacents correspondent à des périodes de ralentissement de l'apport terrigène avec extension des lacs. Les grès à stratifications obliques fossilisent les divagations d'une rivière qui venait étaler ses sables dans le lac ou la lagune. Ensuite la sédimentation devient plus monotone : les lacs disparaissent et des sables et des argiles rouges s'étalent au gré des changements de lits et des périodes humides et sèches.

2.3.2. La Formation supérieure

Le passage semble continu de la formation inférieure à l'ensemble de grès violacés et d'argiles rouges gypseuses qui constitue la formation supérieure. Mais trois faits plaident pour les distinguer (Fabre, 1983) :

1. Un horizon à chenaux, épais de quelques dizaines de mètres, marque une modification, au moins provisoire du milieu. On le trouve un peu partout dans le bassin, soit surmontant la formation inférieure comme au Nord d'Abadla, soit transgressif sur des couches plus anciennes dans le Sud du bassin. Ces chenaux sont creusés dans les argiles ou les grès. Ils sont remplis d'argile sableuse ou de sable et d'un gravillon de boulettes d'argile rouge, de grès tendre, de granules ferrugineux et de débris carbonatés qui semblent provenir de la destruction de croûtes éphémères. Cet horizon ne correspond donc pas à une reprise

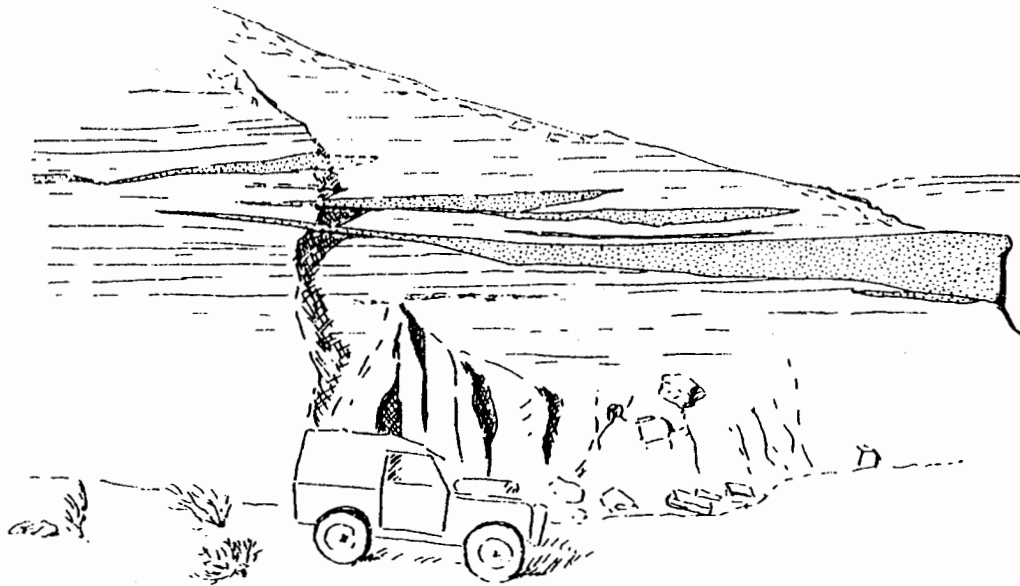


Fig. 7.14. - lentilles de grès fins au milieu des argiles vers le sommet de la formation rouge supérieure d'Abadla. Ces grès remplissent une suite de petits chenaux superposés en un même point. Sur le terrain les stratifications obliques et les rides montrent qu'il s'agissait là de cours d'eau s'écoulant d'Ouest en Est c'est à dire vers l'observateur.

importante de l'érosion mais plutôt à un remaniement quasi sur place de sédiments déjà déposés;

2. Un changement dans la nature des argiles. Dans la formation inférieure, l'illite et la chlorite dominant presque exclusivement. Au-dessus, la kaolinite existe en proportion notable. On pourrait penser, puisqu'il n'y a pas d'apport visible de matériel étranger, que cette kaolinite est le produit d'une pédogenèse contemporaine et traduit un changement de milieu, c'est à dire, en dernier ressort, du climat. Le paléomagnétisme de certains de ces niveaux indique qu'ils se sont en fait déposés non loin de l'Equateur de l'époque, vers $6 \pm 3^\circ$ de latitude (Morel *et al.*, 1981);
3. Enfin, la radioactivité moyenne des sédiments, tout en demeurant faible, double brusquement lorsque l'on passe dans la formation supérieure (Zaïgouche et Fabre, 1981, *inédit*). Une inter-

prétation possible a été suggérée par un grès fin rouge contenant des feldspaths potassiques. L'arrivée de ces minéraux dans le bassin pourrait être en relation avec un volcanisme comparable à celui qui est à l'origine des tonsteins, ces niveaux-repères bien connus dans les bassins houillers ouest-européens. Ils auraient pu être amenés du Sud par les vents d'été (austral) se dirigeant vers des basses pressions qui devaient alors se situer en Libye. Ils ont pu aussi être apportés depuis le Nord par des cours d'eau venant de la chaîne varisque de l'Anti-Atlas. Le fait que désormais tous les galets soient enrobés d'argile rouge implique aussi un système d'écoulement boueux périodique tel qu'on en connaît dans les régions semi-arides, ce qui pourrait aller dans le même sens que la présence de kaolinite.

Au-dessus de cet horizon à chenaux fluviaux, les lits de gypse intercalés deviennent plus nombreux et plus épais, mais dans tous les cas il s'agit de gypse «en brosse à dents», c'est à dire de cristallisation secondaire de sulfate diffus dans la masse d'argile et de grès, puis concentré le long des fissures et des joints de stratification. Nous verrons le même phénomène à Taoudenni et dans le bassin Ajjers. L'âge de cette formation est inconnu : encore Autunien (?) ou Permien supérieur (?) ou Trias ou Lias (?) Elle est surmontée en concordance, au Nord d'Abadla, par les coulées basaltiques de la Koudiat Zerigat qui seront décrites au chapitre Mésozoïque (§ 1.2.2.). L'ensemble étant affecté d'un léger pendage vers le Sud, on peut considérer qu'il n'y a pas eu, dans la région, de déformations sensibles entre le Permien et le Trias.

3. LE PERMO-CARBONIFÈRE DU SAHARA CENTRAL

3.1. Bassins d'Illizi, du Zaghir et du Djado

Les plateaux gréseux les plus septentrionaux des Tassilis N'Ajjers s'envoient vers le Nord sous des couches plus tendres : des plaines déprimées et ensablées s'étendent, sur près de 700 km d'Ouest en Est, depuis Illizi et In Amenas en Algérie jusqu'au Fezzan libyen. Elles sont limitées au Nord d'Illizi par le plateau mésozoïque. Ces couches tendres correspondent au Dévonien supérieur et au Permo-Carbonifère. En Algérie, l'Erg Issaouane en masque une grande partie. On peut néanmoins lever une coupe à peu près complète du Permo-Carbonifère de part et d'autre de la piste qui joint Illizi à In Amenas, sur 90 km du Sud au Nord. Les épaisseurs sont difficiles à évaluer, car tout est presque horizontal. Nous disposons, pour la compléter, des affleurements de la frontière libyenne et des sondages qui ont traversé le Carbonifère avant d'atteindre les magasins gréseux du Dévonien inférieur. De nombreux géologues, notamment Claracq, Dubois, Freulon, Nougarede, ont étudié cette région, autrefois si inhospitalière. C'est de leurs travaux et des synthèses de Legrand-Blain (1983, 1985, 1986, 2001) que nous tirerons la majeure partie de ce qui suit.

3.1.1. La Formation d'Issendjel (Tournaisien supérieur-Viséen)

A qui vient du Sud, les premiers fossiles carbonifères apparaissent dans de minces lits calcaires intercalés dans des grès et des argiles gréseuses verdâtres. Ce sont des brachiopodes, notamment *Spirifer tornacensis*, et des conodontes qui indiquent le Tournaisien supérieur (Remacq-Petitot, 1960; Legrand-Blain, 2001). Si nous nous déplaçons vers l'Est nous voyons ce Tournaisien supérieur reposer tantôt sur le Dévonien supérieur à *Spirifer verneuilli*, tantôt sur le Frasnien (à Aouenat Ouennin, en Libye), tantôt même sur les argiles à graptolites du Silurien (dans le Tihemboka) ou encore sur les grès du Cambro-Ordovicien (à Brak, au Fezzan). Le Tournaisien supérieur est donc transgressif et discordant sur les formations sous-jacentes. Si nous examinons de près la surface sur laquelle se sont déposés les premiers sédiments, nous remarquons qu'elle est parfois encroûtée d'oxyde de fer. Les premiers lits sont formés d'argile rouge ferrugineuse, à oolites, petits galets et nodules phosphatés. «*Suivent sur 30 m des argiles silteuses vertes alternant avec des bancs de grès calcaire parfois lumachelliques à brachiopodes. Le dernier de ces bancs est décrit «calcaire gréseux verdâtre ...lumachellique au sommet». Il livre les Productus cora sensu Delépine : grands Linoproductidae, provisoirement dénommés Balakhonia sp. nov.*» (Legrand-Blain, 2001). A une quarantaine de km à l'Est d'Illizi, au sommet de la coupe du Dévonien moyen-supérieur décrite par Chaumeau *et al.* (1962), les grès ferrugineux bioturbés du Famennien sont coiffés par une croûte ferrugineuse bréchique, compacte de 10 cm d'épaisseur environ séparée par seulement quelques mètres d'argilites, de calcaires viséens à bivalves, encrines, etc. Parfois, notamment sur la frontière libyenne, le contact est souligné par un lit à ossements de poissons. Dans le Tihemboka, le niveau ferrugineux de base est riche en kaolinite. A Auenat Ouennin, cette surface porte des traces de ravinement et, dans le Chati (au Fezzan), ces couches de base, représentées par des grès à bois, seraient franchement continentales (Freulon, 1964).

Le membre inférieur de la Formation d'Issendjel, épais au maximum de 70 m, est daté par des conodontes (*Polygnathus communis* etc.) et

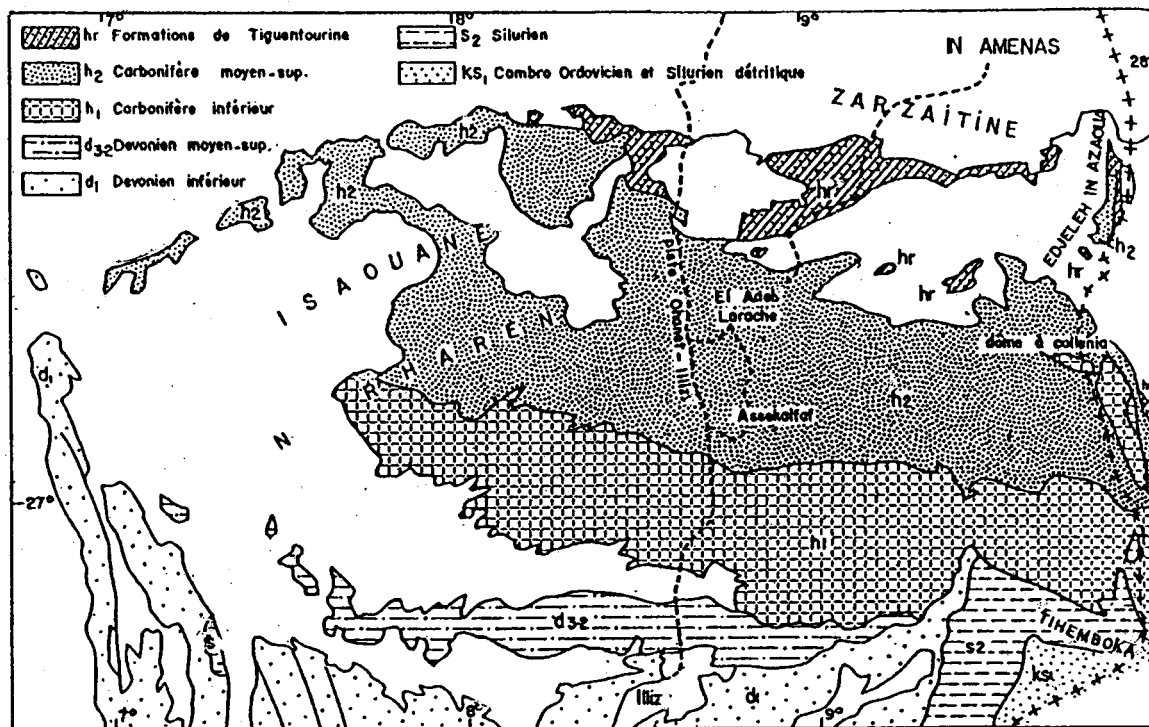


Fig. 7.15. - Affleurements carbonifères dans la région d'In Amenas (bassin des Ajjers).

des brachiopodes (Spiriféridés, Linoproductidés) du Tournaisien-Viséen inférieur (Legrand-Blain, 1983, 2001). La sédimentation commence donc ici après une lacune du Tournaisien inférieur. On n'observe pas à la base de matériel grossier et frais qui indiquerait l'érosion d'un relief. On doit en conclure que lacune et transgression traduisent, dans cette zone marginale du continent de Gondwana, une fluctuation eustatique négative puis positive, enregistrée aussi en Europe, en Russie et en Amérique du Nord (Ch. et J. Ross, 1985). En Afrique du Sud c'est au sommet du Dévonien qu'apparaissent les premiers niveaux glaciaires.

Dans le membre supérieur argilo-gréseux, épais d'environ 350 m, trois petites crêtes, les «Grès mouchetés», les «Grès de l'Adjendou ou d'Issendjel» et les «Grès à champignons inférieurs» sont séparées par des combes argileuses. Ces grès sont en profondeur des magasins pétroliers (D0-D2 et B12-B11). Ils sont en général fins, tendres et friables en affleurement, sauf lorsque la calcite en forme le ciment. C'est le cas par exemple des «Grès à champignons». Sur la piste que nous

suivons, cette barre sera un bon repère. La calcite n'a cimenté dans la roche que certaines zones à contour plus ou moins sphérique. L'érosion a mis en relief ces boules plus dures qui, jonchant le sol ou perchées encore sur un pédoncule, miment de loin de gros champignons. «Au-dessus des grès de l'Adjendou, des argiles à goniatites (*Beyrichoceras hodderense*, *B. resdalense*) sont attribuées à la base du Viséen supérieur... De minces niveaux fossilifères grésocalcaires livrent de rares tétracoralliaires, des tabulés (*Michelinia eg. favosa* etc.), des brachiopodes, en particulier *Fluctuaria*, *Pustula*» (Legrand-Blain, 1983). Cet ensemble d'argiles, de grès et de petits bancs calcaires, qui constitue la Formation d'Issendjel, représente le Tournaisien supérieur, le Viséen inférieur et sans doute aussi une partie du Viséen supérieur (pour les couches du sommet), soit 15 à 20 Ma environ, pour une puissance maximale de 420 m. Dans le bassin d'Illizi, tous ces sédiments paraissent s'être déposés dans la mer comme le montrent les fossiles récoltés. En Libye, dans la région d'In Haberten, des lentilles ou des cordons

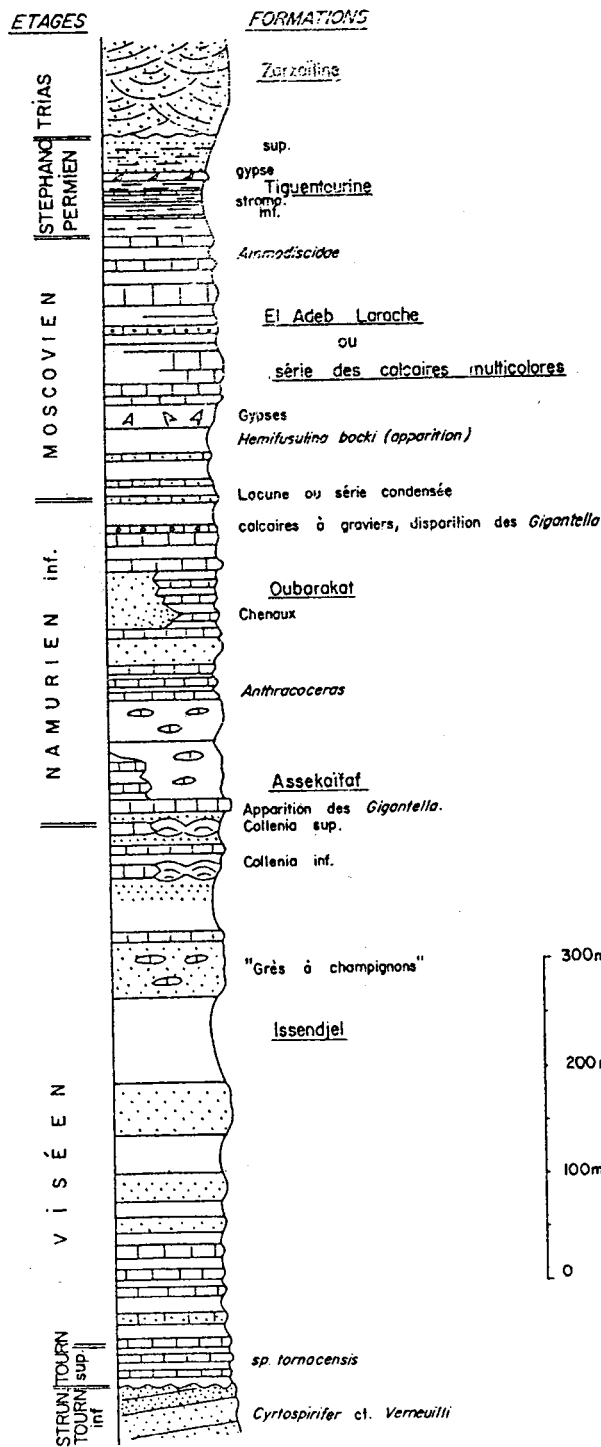


Fig. 7.16. - Colonne stratigraphique schématique du Carbonifère du bassin Ajers, d'après un document CREPS. En blanc, les argilites.



Fig. 7.17. - Argile carbonatée à oolites ferrugineuses et grains de quartz, remaniée en galets dans le Tournaisien de Tin Hieddan. Certaines oolites sont brisées et témoignent d'un remaniement avant leur fossilisation. D'après une photographie de Sacal (1963).

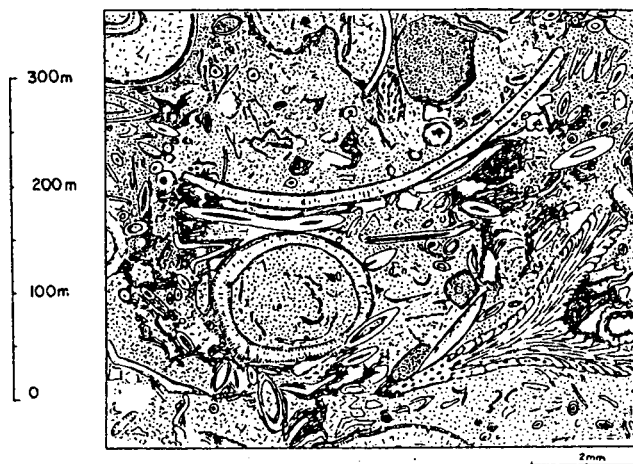


Fig. 7.18. - Calcaire bioclastique à sections de brachiopodes, gastéropodes, bryozoaires, et quelques articles d'encrines (en sombre sur le dessin). Dans la matrice : flocons noirs argileux ou ferrugineux et ciment de calcite secondaire. Niveau surmontant un horizon à *Collenia* dans le Zaghir (Fezzan, Libye), d'après une photographie de Sacal (1963).

de grès à *Lepidodendron* (Lejal-Nicol, 1972) viennent s'intercaler dans les couches inférieures. Dans le Zaghir (Zegher), les couches supérieures comportent des argiles à gypse indiquant un milieu confiné de lagune ou de fond sursalé. Cette formation doit comporter plusieurs cycles sédimentaires.

3.1.2. La Formation d'Assekaïfaf (Viséen terminal-Namurien inférieur)

Au-dessus des couches d'Issendjel, les bancs calcaires deviennent plus nombreux. Ils forment de petits ressauts dans la plaine, comme le faisaient les grès dans la Formation d'Issendjel. La base de la Formation d'Assekaïfaf est d'âge Viséen supérieur et son sommet Namurien inférieur. Epaisse de 120 à 140 m sur la piste que nous suivons elle s'amincit vers le Sud-Est. Legrand-Blain (1983) la fait débiter au toit des «grès à champignons inférieurs», un repère qui se suit d'un bout à l'autre du bassin.

Au-dessus de celui-ci vient un banc de calcaire bioclastique, épais de 1 m environ, bien visible sur la piste. Ce calcaire contient des oolites et des débris de calcaire oolitique remaniés. Vers l'Est, il s'épaissit tandis qu'apparaissent de grosses boules formées de minces couches concentriques de calcite. Ces boules, qui peuvent atteindre 1 à 5 m de diamètre, sont des stromatolites autrefois dénommés *Collenia* et sont parfois emballées dans des brèches ou des calcaires à brachiopodes entiers ou brisés (*Syringothyris*, *Spirifers*) et à débris d'encrines. Les coquilles peuvent elles-mêmes être encroûtées. On distingue là plusieurs bancs à stromatolites, séparés par de petits lits de grès et d'argile verte, parfois gypseuse. Près de la frontière libyenne, ce niveau forme l'enveloppe d'une voûte anticlinale, le Dôme à *Collenia*. Des forages l'ont traversé : ils ont trouvé du pétrole dans le Dévonien inférieur (Emsien) sous-jacent.

L'association de stromatolites, de brachiopodes et d'encrines montre que les bactéries ou les algues (Cyanophycées ?) auxquelles sont dues les *Collenia*, ont vécu et se sont développées dans la mer. L'eau était-elle peu profonde, comme c'est le cas pour les stromatolites actuels de la Grande Barrière d'Australie et agitée comme en témoigneraient les coquilles brisées, ou calme, au-dessous de la zone d'agitation des vagues (présence d'encrines) mais recevant (par gravité ou

par des courants) des débris de coquilles ? Les calcaires bioclastiques que nous avons vu sur la piste représenteraient un faciès latéral de ce bioherme. Un second niveau à stromatolites affleure près de la frontière algéro-libyenne. On en connaît quatre au Fezzan (Zaghir). Notons que ces faciès à biohermes se trouvent dans le secteur même où nous avons vu le Dévonien inférieur venir s'effiler en biseau. Là existait un môle peu subsident, sans doute un ensemble de hauts fonds à l'écart des apports terrigènes et offrant un milieu propice aux organismes fixés. Ces couches à *Collenia* passent latéralement à des argiles, des grès et des calcaires qui ont livré une abondante faune de tétracoralliaires, de brachiopodes, de goniatites et de foraminifères du Namurien inférieur (Serpukhovien). L'ensemble Grès à champignons + Calcaires à *Collenia* constitue le membre inférieur de la Formation d'Assekaïfaf.

Au-dessus réapparaissent des grès à miches carbonatées (les «Grès à boules») comparables aux Grès à champignons. Claracq (1959) a signalé que la partie inférieure de ces grès «*passé latéralement vers l'Ouest à une série d'argiles et de niveaux calcaires fossilifères... Dans cette dernière série... le faciès gréseux persiste localement sous la forme de lentilles allongées d'allure flexueuse : ces lentilles sont constituées par des grès moyens à bois flottés, à forte pente sédimentaire, sans aucun terme de passage à la série encaissante*». Elles peuvent atteindre 300 m de large, 20 à 30 m d'épaisseur et jusqu'à 12 km de longueur. C'est le cas par exemple du «Grand Canal d'Assekaïfaf», qui s'allonge d'Ouest en Est (Fig. 7.19).

Au Namurien inférieur, un vaste plateau submergé s'étendait dans cette partie du bassin Ajjers. La tranche d'eau était si faible que chaque variation eustatique pouvait s'y inscrire, sous forme de dépôt, ou au contraire de surface d'érosion et de chenaux. Les fleuves côtiers entaillaient à l'air libre ou sur l'estran les boues argileuses ou calcaires qui venaient de se sédimenter. Ils déposaient dans leurs lits les sables amenés de la terre ferme, comme l'attestent les débris végétaux qui y sont mêlés. Ces derniers consistent (Lejal-Nicol, 1972) en écorces et en débris de bois à structure conservée. Ce sont surtout des *Lepidodendron*, représentés par 3 ou 4 espèces. Ces arbres pouvaient atteindre 30 m de hauteur. On trouve aussi quelques empreintes

d'écorces de *Bothrodendron* et de *Sigillaria*. Les restes fragiles des plantes de sous-bois (fougères ou mousses) n'ont pas survécu au transport. Selon Lejal-Nicol, cette flore est identique à celle de Libye et du Djado qu'elle avait étudiée auparavant, comme aussi à celle du Carbonifère inférieur d'Europe occidentale et d'Amérique du Nord. Elle suggère un climat chaud, plus humide au Namurien qu'au Viséen. Il s'agit ici d'une flore de plaine marécageuse côtière.

3.1.3. La Formation d'Oubarakat (Serpukhovien à Bashkirien inférieur)

Revenons à la piste d'Illizi à In Amenas. Au-dessus des derniers bancs de grès à lentilles carbonatées, les premiers *Anthracoceras* apparaissent; les foraminifères indiquent toujours le Namurien inférieur. La Formation d'Oubarakat,

est constituée de bancs de calcaires bioclastiques à brachiopodes et encrines, de couches d'argiles sableuses verdâtres à faune marine, et de grès à ciment calcaire, surtout dans la partie inférieure. Avec Legrand Blain (1983) on peut y distinguer trois membres. Un membre inférieur dont les petites intercalations de calcaire gréseux, de grès et de calcaire ont livré des micro-organismes (conodontes, foraminifères, algues) du Namurien inférieur E2 (Serpukhovien). Le membre moyen est couronné par une dalle de calcaire bleu à encrines, le Calcaire de l'Issaouane. Le membre supérieur est surtout argileux et carbonaté. La faune est variée : des brachiopodes, des polypiers, des foraminifères, etc. Elle indique le Bashkirien inférieur (donc vers 315 à 320 Ma). Vers le sommet apparaissent des grès, peut-être continentaux (Freulon, 1964), quelques argiles à gypse et même de petits conglomérats. Ces couches sommitales ont été interprétées comme un faciès de régression.

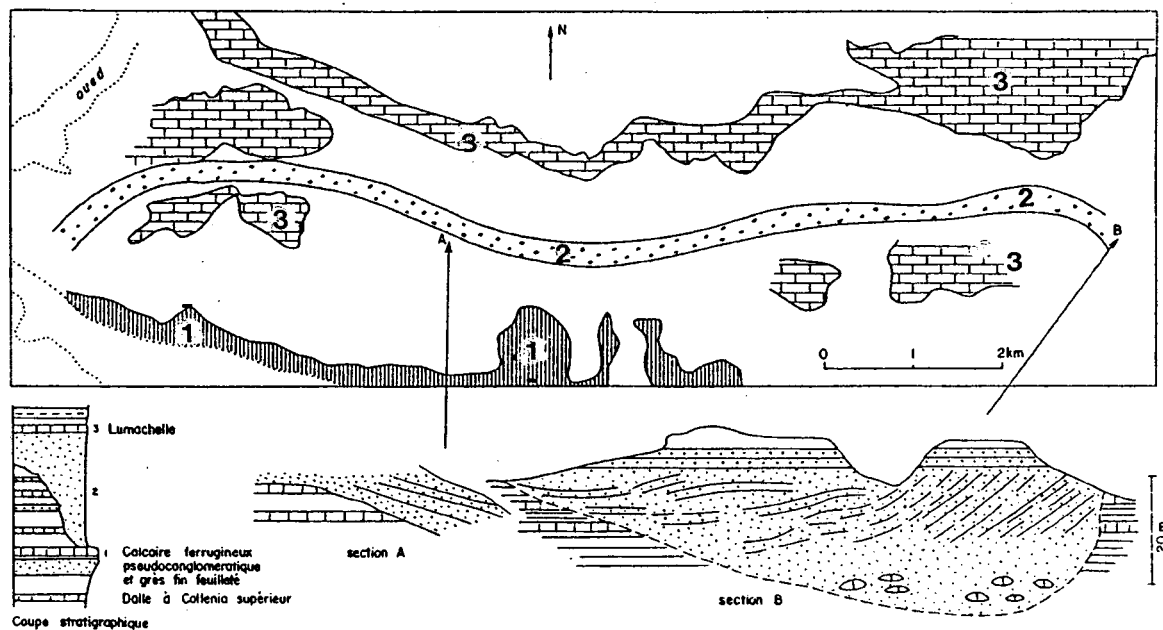


Fig. 7.19. - Le Grand Canal d'Assekaïfaf.

Carte : schéma des terrains traversés par le chenal sur une douzaine de km.

1: affleurement des calcaires du membre inférieur.

2: grès à stratifications obliques.

3: affleurements de la dalle de calcaires lumachelliques sus-jacente.

Au-dessous : succession des couches affleurantes et deux profils A et B à travers le chenal. Dans la section B on trouve, dans le fond du canal, des grès à boules carbonatées. Les grès à stratifications horizontales du sommet précèdent l'installation de la lumachelle (d'après un document CREPS, 1964).

Comme dans la Formation Assekaïfaf, on connaît ici des traces de ravinement et des chenaux. Au bord de la piste affleure une dalle calcaire à brachiopodes, déposée dans un milieu calme car les *Productus* ont conservé leurs épines : un milieu infra-tidal ou protégé de la grande houle du large par une barrière. Des grès tendres à stratification confuse entaillent ces calcaires. Les fossiles qu'ils contiennent sont connus dans le Namurien : des écorces de *Lepidodendron* plus ou moins décortiquées (*Knorria*), des moules internes des mêmes plantes mais appelés cette fois *Lyginodendron* et des débris de bois dont la structure a été préservée non plus par de la silice mais par de l'hématite. Comme dans les chenaux d'Assekaïfaf, on ne trouve ni rhizomes en place (*Stigmara*), ni frondes de fougères (celles-ci n'auraient pas supporté le transport). Il s'agit là encore d'un chenal creusé à un moment de bas niveau marin, alors que les calcaires, qui venaient de se déposer étaient déjà consolidés, et émergeaient à marée basse. Si ces chenaux se révèlent contemporains des incisions dans les calcaires du Djebel Bechar (§ 2.2.1.), l'interprétation glacio-eustatique de ces phénomènes en sera confortée. A l'échelle du bassin, cette formation, épaisse d'une centaine de mètres sur notre coupe, montre de notables variations d'épaisseur.

3.1.4. La Formation d'El Adeb Larache (Bashkirien - Moscovien)

Approchant de l'Erg Bourharet, on rencontre une nouvelle formation, dite d'El Adeb Larache, épaisse de 200 à 300 m en moyenne et qui s'épaissit vers la frontière libyenne à Tin Hieddan. On prend comme limite inférieure un banc de calcaire bleu à brachiopodes, nautiloïdes et foraminifères, qui la situe dans le Bashkirien inférieur. La petite falaise que constituent les premiers bancs se suit jusque vers Tin Essameïd à l'Est, près de la frontière libyenne. Là, elle débute par des grès, parfois un petit conglomérat, et des argiles sableuses, puis évolue vers un régime paralytique (au sens de Guelorget et Perthuisot, 1983) : des marnes blanches gypseuses et carbonatées, coupées de minces bancs gréseux et carbonatés à petits brachiopodes. Un banc de gypse blanc « associé à un mince horizon lacustre

à characées couronne ce membre, au centre et à l'Ouest du bassin d'Illizi» (Legrand-Blain, 1983).

Le membre supérieur, ou Série des Calcaires Multicolores de Freulon (1964), est une « succession monotone de petits bancs de calcaires dolomitiques ou marneux versicolores, parfois lumachelliques à brachiopodes. Des calcaires oolitiques se développent vers le milieu. Un peu au-dessus de ce banc-repère existe un gisement à *Goniatites* ... La formation se termine par un banc double de dolomie blanche » (Legrand-Blain, 1983). Les foraminifères situent ces couches dans le Moscovien. Cette formation représente les derniers dépôts marins du Paléozoïque dans le bassin Ajjers. L'abondance de la dolomie et les horizons gypseux indiquent un confinement. La présence d'oogones de Characées suggère des épisodes saumâtres et la proximité de lagunes. La mer abandonne la région pour ne plus y revenir qu'au Crétacé.

3.1.5. Les Formations de Tiguentourine (Carbonifère supérieur et Permien)

Pour étudier les dernières couches du Paléozoïque, nous ne continuerons pas sur la vieille piste d'Ohanet car les cailloutis noirs du Plio-Quaternaire masquent les couches tendres que nous cherchons à voir. C'est un peu à l'Est, aux abords de la route qui dessert les bases pétrolières d'Assekaïfaf, de Tiguentourine et de la Reculée, que nous pourrions étudier la suite. Celle-ci consiste en 200 m à 250 m environ de couches rouges plongeant doucement vers le Nord et qui affleurent entre l'erg Bourharet et la falaise de grès triasique blanc rosé de Zarzaitine. Un banc de gypse blanc divise cet ensemble en deux parties sensiblement égales (Fabre, 1967).

3.1.5.1. La Formation inférieure de Tiguentourine (Stéphano-Autunien)

Comprise entre la dalle calcaire moscovienne et une barre de gypse, cette formation est surtout argileuse, avec petits bancs gréseux et carbonatés. Epaisse d'une centaine de mètres dans le secteur de notre coupe, elle atteint 155 m en subsurface dans le sondage Nia2. A l'Est, son épaisseur se réduit dans le prolongement du môle de Tihemboka et la flexure d'Edjeleh (Attar, *in litt.*). Dans les couches de passage qui surmontent la

dalle des Calcaires Multicolores de la formation précédente, nous retrouvons un lit à concrétions algaires, surmonté par des argiles et un horizon calcaire à petits gastéropodes et *Estheria*. Ces «boulets algaires» (Bertrand-Sarfati et Fabre, 1972) sont bien loin de valoir en taille ceux du Viséen. Ils se présentent comme des choux-fleurs carbonatés de quelques centimètres de diamètre juxtaposés. Dans la matrice qui les lie, nous ne trouvons aucune coquille marine. Ce dépôt n'est pas une exception : Freulon signale des «*Pseudocollenia*» au-dessus des «Calcaires Multicolores» du Moscovien dans le Tadrart (à Salvador) au Nord-Est du bouclier Touareg, et dans le Djado (à Madama). Il pourrait s'agir de concrétions comparables.

Au-dessus viennent plusieurs dizaines de mètres d'une argile rouge silteuse ou gréseuse, coupée de lits blanc-verdâtre de siltites et de grès fins, en minces plaquettes. La stratification est régulière; les seules figures que l'on puisse observer sont des terriers de vers dont nous retrouvons les pistes par millions à la surface des lits, des groove casts, de fines rides ou un réseau polygonal de fentes de dessiccation. Celles-ci n'ont affecté que quelques centimètres de couches et traduisent un dessèchement éphémère. Quelques surfaces sont couvertes d'empreintes d'*Estheria*, comme à Abadla. Selon Feys (*in litt.*), elles peuvent être soit *Estheria simoni* connue dans le Westphalien supérieur, soit plutôt *Estheria tenella* de l'Autunien ou du Stéphano-Autunien. La conservation dans des grès qui n'ont pas préservé les fins détails d'ornementation ne permet pas une détermination sûre. Trois lits contiennent en quantité des débris de poissons : écailles, opercules, épines, mâchoires. Ces poissons étaient des Actinoptérygiens, des Elasmobranches et des Acanthodiens. «*Par la présence d'Acanthodiens cette faune de poissons ne peut être postérieure à l'Autunien... Elle ne peut être antérieure au Moscovien... bien daté par une microfaune marine... il est impossible pour le moment de préciser l'âge Stéphaniens ou Autunien de cette partie de la Formation de Tigentourine inférieure*» (Attar *et al.*, 1981). Le lit inférieur à poissons contient des stromatolites mamelonnés comparables à ceux d'Abadla. Latéralement, on voit les galettes devenir de plus en plus petites et disparaître sur quelques dizaines de mètres (Bertrand-Sarfati et Fabre, 1972). Deux horizons oolitiques de quelques centimètres d'épaisseur, et

contenant quelques écailles de poisson, sont interstratifiés sous l'horizon à stromatolites. Les oolites ne sont pas de calcite mais de dolomie. L'état de la roche permet de penser qu'il s'agit là de dolomie primaire, telle qu'on en rencontre parfois dans les dépôts sursalés. Les filonnets de gypse sont nombreux : sécants ou parallèles à la stratification, ils présentent toujours le faciès «en brosse à dents» qui témoigne d'une recristallisation secondaire. On peut penser qu'il s'agit d'une concentration de sulfate antérieurement diffus dans le sédiment. En effet, dans l'un des bancs d'argile verte, on remarque des noyaux de la taille d'un pois, actuellement formés de gypse. Ces noyaux ne sont pas jointifs et leur contour est flou : c'est le faciès sous lequel apparaissent en sondage certaines roches à anhydrite lorsqu'elles n'ont subi aucun lessivage ou remaniement chimique ultérieur. Nous en observerons de tels dans les carottes du Namurien de Reggan.

Les argiles sont essentiellement formées d'illite et d'un peu de chlorite; la kaolinite est exceptionnelle et limitée à un horizon ferrugineux à poissons. A Edjeleh, cette formation, plus gréseuse, contient des silex. Au Nord, des sondages l'ont rencontrée sous le Mésozoïque. Elle se termine en biseau au Nord-Ouest et à l'Est. Cette formation inférieure se présente donc comme l'aboutissement normal de la sédimentation moscovienne : un paysage plat, tantôt exondé (mud cracks), plus souvent couvert d'une mince tranche d'eau (mares, lacs, lagunes), douce (pour convenir aux *Estheria*), ou saumâtre, parfois sursalée (anhydrite, dolomie). Des poissons pouvaient y accéder depuis la mer et s'y trouvaient piégés dans des mares qui s'asséchaient. L'alternance des niveaux à évaporites et des niveaux à faune d'eau douce traduit peut-être des fluctuations pluri-annuelles, voire saisonnières.

3.1.5.2. La Formation supérieure de Tigentourine (Permien ou Permian-Trias)

Le gros banc de gypse qui couronne la formation précédente montre à travers le bassin une remarquable continuité. Parfois simple, parfois double, on le retrouve sur le terrain ou en sondages avec une épaisseur qui varie de 1 ou 2 m à près de 10 m. Au-dessus viennent des argiles et des grès argileux rouges, à stratifications obliques, typiquement fluviales. Les grès contiennent une

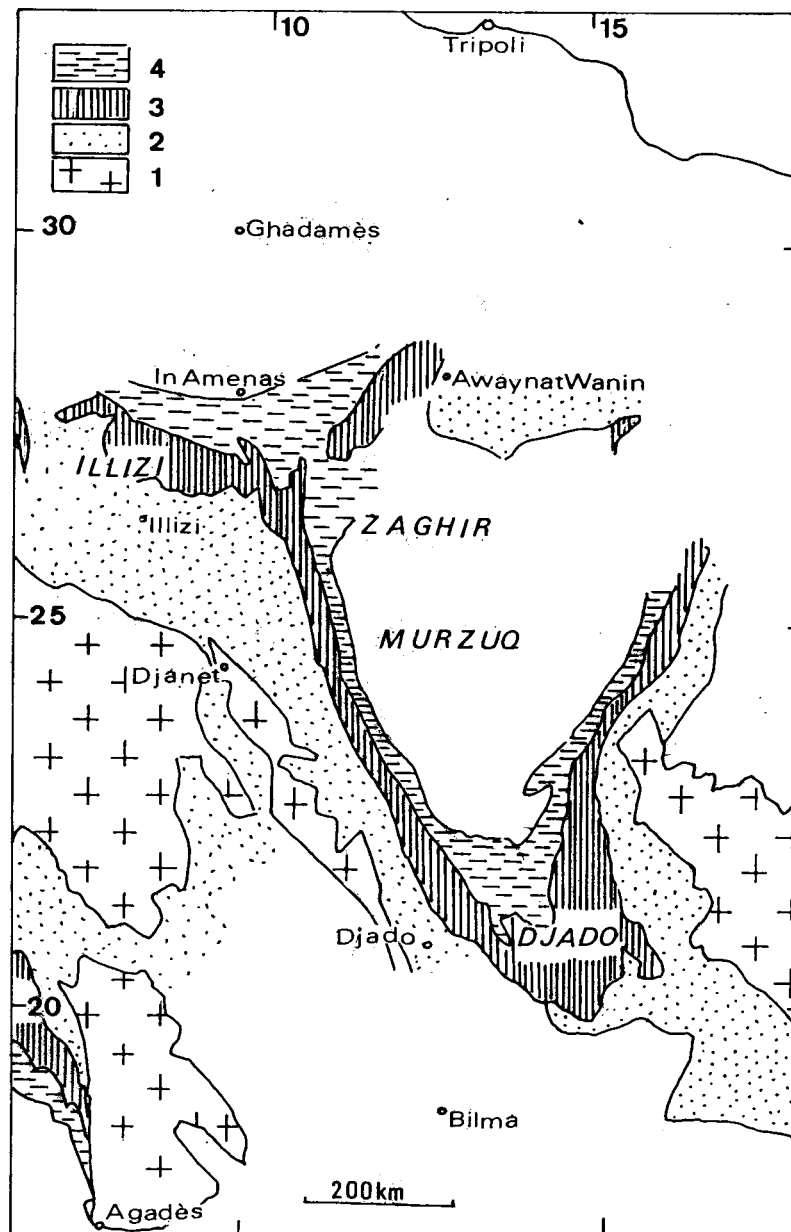


Fig. 7.20. - Affleurements permo-carbonifères des confins Algérie-Libye-Niger.

1. Socle précambrien.
2. Cambro-Dévonien.
3. Carbonifère inférieur.
4. Carbonifère supérieur-Permien.

forte proportion de grains ronds-mats caractéristiques d'un matériel éolien. Cette formation est aisée à suivre, non seulement sur le terrain mais aussi en sondages. En effet, elle présente sur les diagraphies un profil très plat, bien différent de celui de la formation sous-jacente. Elle est discordante sur le Tiguentourine inférieur qu'elle déborde largement et vient, au Nord-Ouest, reposer directement sur les calcaires moscoviens. Les minéraux lourds des grès confirment cette discontinuité : à côté des minéraux résistants comme la tourmaline ou le zircon, banaux dans les formations sous-jacentes, on voit apparaître de petites quantités de staurotide, d'andalousite, de grenat, de hornblende et d'hypersthène (Toutin-Morin, *com. or.*), tandis que les argiles des intercalaires contiennent de la kaolinite. Ce cortège traduit une reprise d'érosion des massifs cristallins proches et peut-être même un volcanisme basique contemporain. L'histoire paléozoïque du Pays Ajjers s'arrête là. Le Tiguentourine supérieur est surmonté en discordance par les grès de la Formation de Zarzaitine qui ont été datés du Trias moyen (Achab, 1970). Compte tenu de ce que l'on sait du Trias saharien, il est probable que les grès et argiles rouges du Tiguentourine supérieur soient encore d'âge Permien.

3.1.6. Le Permo-Carbonifère de Tunisie, de Libye et du Djado

Au Nord du bassin d'Illizi, la série sédimentaire est plus complète : le Permien affleure en Tunisie, au djebel Tebaga de Medenine (Salignac et Berkaloff, 1934). Les sondages effectués dans la Djefara, cette vaste plaine côtière qui s'étend du Sud-Tunisien à la Tripolitaine ont traversé, sous le Trias, un Permien très épais, argilo-gréseux, coupé de bancs calcaires. La sédimentation marine, terrigène, parfois récifale, admet encore quelques récurrences de faciès continentaux. De nombreux fossiles indiquent le Permien inférieur et supérieur. Ce sont des brachiopodes, des encrines, des poly-piers, des foraminifères et en particulier des *Neoschwagerina*; on y a même découvert, au sommet, un des derniers trilobites : *Pseudophillipsia*. Cette série permienne septentrionale présente des affinités avec celle d'autres pays riverains de la Méditerranée comme la Sicile, les Alpes Carniques, les Dinarides ou la Grèce

(Argyriadis, 1975). La mer baignait cette marge méditerranéenne du Sahara Central.

Le bassin d'Illizi se continue en Libye, dans le Zagher (Zegher). Il est relayé vers le Sud-Est par celui de Murzuq (Mourzouk) qui se prolonge au Niger par celui du Jado (Djado). On peut ainsi suivre du Nord au Sud, sur 1000 km, l'évolution des faciès du Carbonifère dont Mergl et Massa (2000) ont donné une synthèse.

La Formation libyenne de M'Rar (ou Marar) est l'équivalent de celle d'Issendjel et de la moitié inférieure de celle d'Assekaïfaf du bassin d'Illizi. Elle s'est déposée du Tournaisien à la fin du Viséen. Epaisse de 800 m à l'Ouest, et de 450 à 500 m dans le Fezzan oriental, on la suit jusque dans le Djado, où un horizon de 60 m de calcaire dolomitique, grès fin carbonaté et shale est un bon niveau-repère. Tout à fait au Sud, encore épaisse de 450 m, elle repose directement sur le Dévonien : des grès conglomératiques surmontés de shales verts à brachiopodes, bivalves, encrines etc. couronnés de grès fins, siltites et shales gypsifères. On y distingue deux unités.

L'unité inférieure débute, au Tournaisien supérieur, par 50 m de shales, siltites et marnes à goniatites reposant sur une couche à nodules phosphatés, ou, dans l'Est du Fezzan, une oolite ferrugineuse.

L'unité supérieure, comme la Formation Assekaïfaf, comporte des biohermes à *Collenia* ainsi que de l'anhydrite primaire. La faune indique le Viséen supérieur.

Selon Whitbread et Kelling (1982), cette Formation M'Rar s'est déposée dans un delta, sur la marge septentrionale de la plate-forme saharienne stable. Les auteurs distinguent 15 séquences grano-croissantes, du shale au grès et des «subenvironnements» allant de la plaine deltaïque à la plage, l'estran (tidal flats) et le plateau submergé de mer ouverte (shelf). Le complexe deltaïque paraît avoir progradé d'abord vers l'Ouest. Au début le processus fluvial domine. Des nappes de sables, minces et très étendues, sont conservées dans d'épais bancs de shales du pro-delta. Vers le milieu de la formation une vaste transgression détourne les apports vers le Nord (?). Les dernières séquences reflètent la migration du delta vers le Sud. Les *Collenia* se seraient formés pendant l'abandon du delta en période de faible subsidence où l'apport détritique était minime et le milieu intertidal. Les auteurs distinguent trois

niveaux à stromatolites qui tradiraient des fluctuations mineures du niveau marin.

La Formation Assedjefar correspond à la moitié supérieure de la Formation Assekaïfaf et à la Formation Oubarakat d'Illizi. Elle s'est déposée pendant le Serpukhovien. Des grès à stratifications obliques dans l'Ouest du Fezzan, des shales verts et des calcaires à brachiopodes dans l'Est, sont surmontés par des carbonates et des marnes. Epaisse de 60 à 120 m dans le bassin du Zaghir, elle a 160 m dans le bassin du Jado, où les faciès indiquent un retrait progressif de la mer : calcaires oolitiques à stromatolites, foraminifères, shales verts à gypse primaire. Les *Collenia* sont ici plus jeunes qu'à Illizi.

La Formation Dembaba est l'équivalent de celle d'El Adeb Larache d'Illizi. Au Fezzan occidental, M.Mergl et D.Massa distinguent une unité inférieure, de calcaires oolitiques, marnes vertes et rouges et shales gypsifères, déposés au Bashkirien, et une unité supérieure, d'âge Moscovien inférieur, représentée, à 80%, par des carbonates sous des faciès très variés. Au Fezzan oriental, ce sont des grès, siltites et shales brun-rouges à gypse et dans le Djado, 80 à 120m de shales rouges ou blancs, de calcaires bleus riches en matière organique ou à stromatolites, et gypsifères. Jacqué (1963) y signale deux horizons à stromatolites que l'on peut suivre sur des centaines de kilomètres, depuis le djebel Ati (au Fezzan) jusqu'au Tchad. On connaît de nos jours, dans des mers chaudes comme celles des Bahamas et de la Grande Barrière d'Australie, des faciès construits sur des distances comparables dans la zone intertidale protégée.

La Formation Tiguentourine du Zaghir, analogue à celle d'Illizi, est représentée, dans le Djado, par 100 m de grès fins, micacés, rouges et de shales.

Beaucoup plus à l'Est, sur les confins de l'Egypte et de la Libye, les travaux de Menchikoff, puis de ses successeurs et en particulier des missions belge (de Heinzelin et Stockmans, 1969) et des missions allemandes dirigées par Klitzsch, ont révélé l'existence, dans la région d'Aweinat et de Kufra, d'un Carbonifère inférieur à plantes (*Lepidodendropsis*) comparable à celui du Djado, et surmonté de formations continentales à *Pecopteris* d'âge Carbonifère supérieur. On a là une succession comparable à ce que nous trouverons à Tindouf et Taoudenni sur le craton

ouest-africain. Mais la comparaison s'arrête là. En effet, les couches supérieures, Carbonifère supérieur ou peut être Permien, contiennent des sédiments déposés à la périphérie d'un glacier ! (Klitzsch, 1984, Klitzsch et Lejal-Nicol, 1984). On verra plus loin comment cette découverte s'inscrit dans le cadre des phénomènes glaciaires permo-carbonifères du Gondwana.

On retrouve donc, au Carbonifère et au Permien, au Sahara central, dans les bassins d'Illizi, de Murzuq et du Jado (Djado), la plupart des termes stratigraphiques que nous avons vus à Béchar. Mais ici les épaisseurs sont moindres : des intervalles de temps importants sont représentés par des séries condensées. Au Nord dans le bassin d'Illizi-Zaghir (Zegher), les sédiments sont marins ou paraliques (sauf tout à fait à la fin), déposés sur une plate-forme stable, affectée seulement, à l'aplomb du Tihemboka, de tendances positives à certains moments. Dans ces conditions, les fluctuations eustatiques pouvaient s'y enregistrer et des baisses de niveau se manifester par d'éphémères émergences. Dans le Djado, 1000 km au Sud, la mer, arrivée au Tournaisien, se retire en laissant derrière elle des lagunes. Un continent s'étendait à l'Est et au Sud.

3.2. Le Permo-carbonifère du bassin des Iullemedden

Le Bouclier Touareg n'a pas toujours existé. La mer l'a sans doute recouvert à plusieurs reprises et en particulier au Carbonifère inférieur. L'équivalent méridional du bassin des Ajjers est le bassin des Iullemedden. Il porte le nom des Tamacheks Iullemedden qui y élèvent leurs chameaux. Caché au centre du bassin par le Mésocénozoïque, le Carbonifère affleure largement à l'Est dans ce que l'on appelle le bassin du Tim Mersoï. Mais on le connaît aussi à l'Ouest, jusque dans la région d'In Debirene (Lessard, 1961). De la même façon que le bassin des Ajjers est encadré par les môles de Tihemboka et d'Amguid, et celui de l'Ahnet, par ce dernier et le Bled El Mass, le bassin de Tim Mersoï est borné par l'Aïr à l'Est et le môle d'In Guezzam à l'Ouest et celui d'In Debirene, par celui-ci et d'Adrar des Iforas à l'Ouest. Le long de l'Aïr un système de fractures jouant en décrochement (Clermonté *et al.*, 1991) a

déterminé des sous-bassins, des môles, et la montée de volcanites. Au lieu de se trouver face à un vaste océan comme dans les bassins du Nord, les formations carbonifères des Iullemedden sont adossées au Sud à un continent sur lequel elles se terminent en biseau en présentant des faciès de plus en plus continentaux. Ces biseaux enregistrent les fluctuations eustatiques majeures. Les sédiments ont livré à différents niveaux des plantes terrestres, d'autant plus intéressantes que l'on se trouve à la limite entre deux mondes avec les mélanges que cette situation permet : la Téthys, ses rivages et ses îles à influence euraméricaine au Nord d'une part et de l'autre, l'énorme Gondwana : des glaciers s'y sont développés à plusieurs reprises au Permo-Carbonifère, un bassin houiller s'est formé au Nord d'Agadès, et le Permien est connu par sa faune de vertébrés, ses minéralisations uranifères et ses volcans.

Tout ceci fait que le Permo-Carbonifère des Iullemedden et en particulier celui de Tim Mersoï présente un très grand intérêt. Il a fait l'objet d'analyses de qualité, tant stratigraphiques que sédimentologiques et paléontologiques; mais il est très complexe. Les difficultés d'accès et les variations de faciès rendent les corrélations entre les lithostratigraphies locales aléatoires. Heureusement quelques données récentes sur les flores et les faunes permettent de situer les événements importants. On y distingue trois ensembles sédimentaires, surtout gréseux et argileux :

Un ensemble inférieur (Terada), dont la base est dans le Dévonien et qui se termine pendant le Viséen. C'est là que l'on trouve des sédiments glaciaires et les veines de charbon exploitées.

Un ensemble moyen (Tagora), déposé de la fin du Carbonifère inférieur au début du Permien. Des couches à fossiles marins alternent avec des schistes à plantes.

Un ensemble supérieur (Izegouandane), Permien, fluviatile, éolien, volcanique, qui a livré une belle faune de reptiles mammaliens.

3.2.1. L'Ensemble inférieur : Terada

L'ensemble de Terada débute, au centre et à l'Ouest du bassin des Iullemedden, par des grès attribués au Dévonien supérieur-Carbonifère inférieur par Lessard (1961). Celui-ci distingue la

«Série de Taberia» qui affleure en bordure orientale du môle d'In Guezzam, et la «série d'In Debirène», 200 km à l'Ouest, entre celui-ci et l'Adrar des Iforas. La première a été traversée par les cinq forages exécutés par SN.REPAL et PETROPAR (Claret et Tempère, 1965) dans ce que leurs géologues appellent «bassin du Tamesna».

La «Formation Touaret», autre nom pour ces couches de base, correspond à un ensemble épais de 400 m à 500 m de grès fins ou grossiers, ferrugineux, micacés, des micro-conglomérats ferrugineux, des conglomérats à gros galets pouvant atteindre 7 à 8 cm et quelques bancs d'argile noire, charbonneuse. On y a aussi signalé quelques niveaux d'oolite ferrugineuse.

Les fossiles que l'on trouve dans cette formation sont des végétaux terrestres (Lessard, 1961), surtout des Lépidophytes à divers stades de conservation ou de décortication : *Lepidodendron volkmanni*, *Ulodendron*, *Sigillaria eugenii*, *Syringodendron*, *Omphalophloios*, *Protolopodendropsis* sp., *Haplostigma* cf *H.irregulare*, cf *Archaeosigillaria*, *Ptychopteris*, *Calamites*, étudiés par Corsin et Greber. Ce dernier nous a fait remarquer (*com. or.*) que certaines de ces espèces sont très proches de formes d'Afrique australe, venant du sommet des couches de Witteberg (Lake Menz, Kommadaga beds, Dévonien supérieur) et qu'il avait étudiées. La flore arborescente de Terada évoque à la fois le sommet du Dévonien et le Carbonifère inférieur, la province euraméricaine et celle du Gondwana. Les microfossiles, en particulier les spores, confirmeraient l'âge Carbonifère inférieur de certains de ces grès. Des brachiopodes d'affinité dévonienne, *Retzia* sp., *Mucrospirifer mesacostalis*, ont été trouvés sur le môle d'In Guezzam (Lessard, 1961); à l'Ouest, vers In Debirène, les débris de poissons, ostracodermes (*Bothiolepis*) ou sélaciens (*Ctenacanthus major*), sont, selon Lehmann, semblables à des espèces connues dans le Dévonien supérieur des Etats-Unis mais surtout dans le Carbonifère d'Europe plus proche. Tous ces fossiles, continentaux ou marins, peuvent se trouver séparément dans des couches voisines comme aussi être associés dans le même banc, par exemple des *Retzia* et des débris végétaux flottés. Nous avons vu un cas analogue dans le bassin Ajjers. Selon les géologues de la REPAL, on

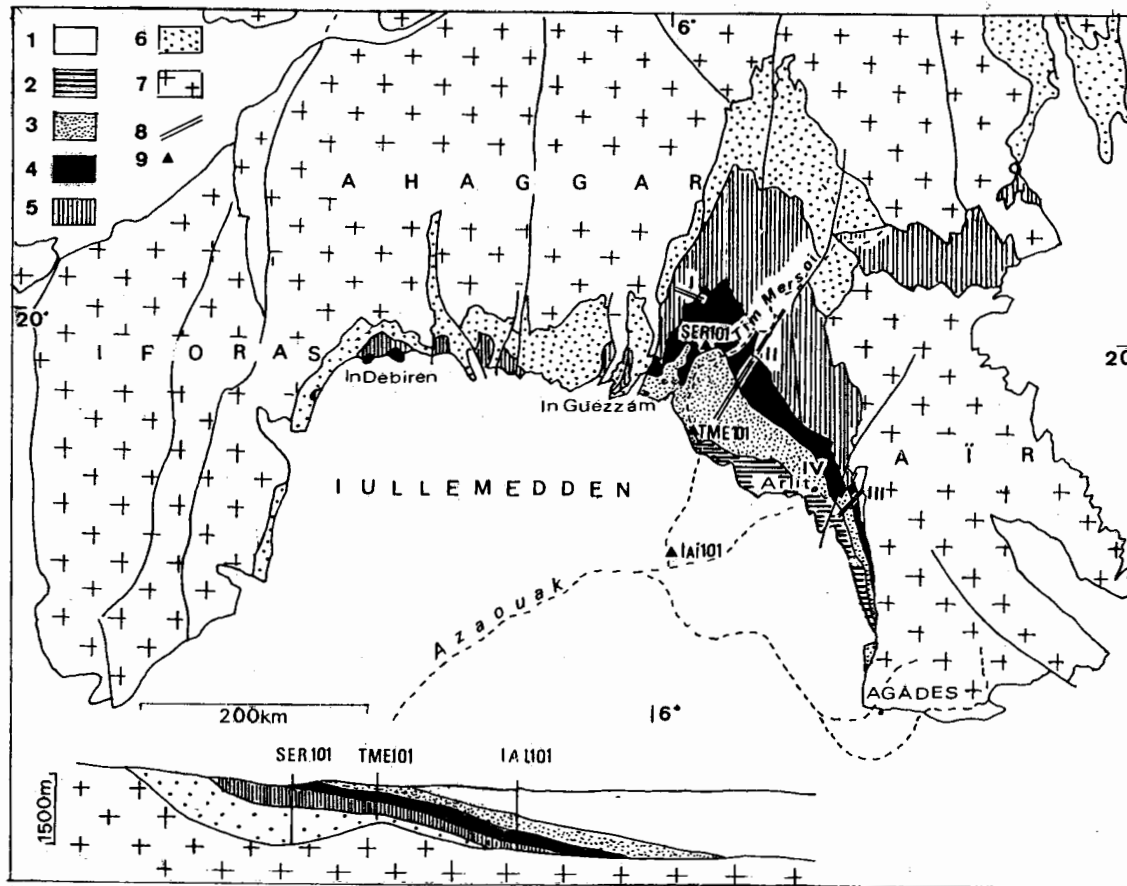


Fig. 7.21. - Bassin paléozoïque des Iullemeden. Carte d'après le 5.000.000^e et coupe Nord-Sud passant par trois sondages, vers 6°15', d'après Claret et Tempère (1965).
 1. Post-Paléozoïque. 2. Permo-Trias. 3. Carbonifère supérieur - Permien. 4. Carbonifère inférieur. 5. Dévonien. 6. Cambro-Silurien. 7. Socle précambrien. 8. Traces des coupes qui ont servi à l'établissement des colonnes I à III de la Figure C.3g bis. 9. Sondages.

Fig. 7.22. - Colonnes stratigraphiques schématiques. I à III correspondent aux coupes indiquées sur la carte de la Figure 7.21. La colonne IV a été établie près d'Arilit.
 I. Au Nord d'In Guezam, d'après Claret et Tempère (1965) La limite entre le Dévonien et le Carbonifère est imprécise dans ces faciès gréseux.
 II. Touaret-Tim Mersoï d'après Legrand-Blain (1983b) très simplifiée et modifiée. 1: flore de la limite Dévonien-Carbonifère. 2: lumachelle d'âge Tournaisien sup. 3: discordance correspondant à la phase de plissement reconnue par Clermonté *et al.* (1991). 4: conodontes du Viséen sup.
 III. Talach, d'après Legrand-Blain (1983) simplifiée. Te: Formation de Teragh. Tal: Talach. Ak: Akokan. G: Guezouman. T: Tchinezogue. Ta: Tarat. M: Madaouela.
 IV. Arlit (proche de la précédente) : Colonne stratigraphique synthétique de la formation de Tarat, à cheval sur le Carbonifère et le Permien., d'après Broutin *et al.* (1990) simplifié. TCHI : formation de Tchinezogue. F : niveau fossilifère. D: discordance majeure. d: discordances. br: brèche à blocs métriques d'argile silteuse.

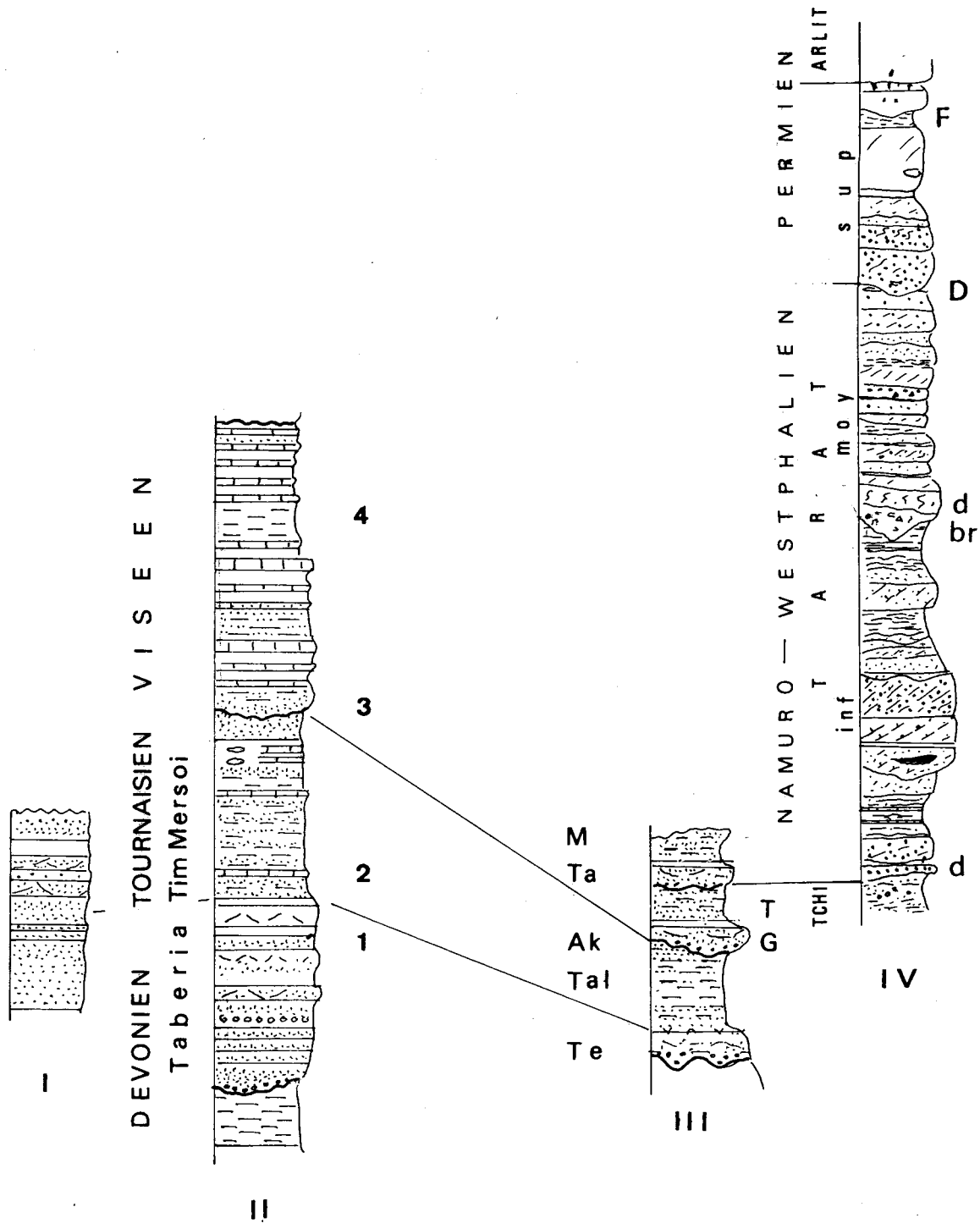


Fig. 7.22.

retrouverait des vallées fossiles, aériennes ou sous-marines, les conglomérats correspondant à des zones d'épandages d'alluvions. A ce détritique grossier succède une alternance d'argiles bariolées, micacées, de grès argileux parfois ferrugineux à miches carbonatées, de conglomérats phosphatés et de petits bancs calcaires, parfois lumachelliques dénommée Formation de Tim Mersoï, ou de l'Argilo-gréseux et de l'Argilo-calcaire.

C'est sur la marge orientale du bassin de Tim Mersoï qu'ont été faites les recherches de ces dernières années. Sur 150 km le long de l'Aïr des biseaux viennent s'effiler sur le socle Précambrien. Des études sédimentologiques peuvent y être entreprises en trois dimensions. Là ont travaillé, outre les pétroliers, les géologues à la recherche d'uranium (Bigotte et Obelianne, 1968; Valsardieu, 1971; Mokkaem, 1990) et des universitaires (Elhamet, 1983; Lang *et al.*, 1991; Taquet 1976; Legrand-Blain, 1983 etc.). Au Nord, dans la région de Touaret-Tim Mersoï «*les shales à Styliolines du Dévonien moyen sont surmontés par les grès de Taberia à Spirophytons et restes de plantes attribués au Dévonien terminal - Carbonifère inférieur... Ces grès montrent, surtout à la partie supérieure, des caractères deltaïques. La formation argilo-silteuse de Tim Mersoï contient des lumachelles à Histosyrinx vaurini et Marginatia betainensis : la transgression dans cette région se produisit au Tournaisien supérieur... Les derniers dépôts, consistant en shales et calcaires à Polypiers et Conodontes peuvent être d'âge Viséen supérieur*» (Legrand-Blain, 1983b).

Au Sud, les régions de Talach (ou Talak) et de Anou Makarène offrent des données originales. Vers la latitude 18°45'N des grès grossiers surmontent les grès fins marins du Dévonien supérieur. La surface de contact est franche. Au Sud de 18°30' N le Carbonifère repose sur le socle précambrien: «*De Takriza à Tchililt l'épandage gréseux est discontinu, parfois réduit à rien... En maints endroits il consiste en un mince placage, étagé à des cotes diverses sur le socle... Dans ce domaine, toutefois, des épaisissements localisés atteignant plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur remplissent certaines vallées (sondage 217 = 50 m, Tafadek = 70 m)*» (Valsardieu, 1971). Ces grès «*à caractères fluviaux, organisés en bancs métriques, à cuillères pluridécimétriques*» (Lang *et al.*, 1991) passent vers le haut à des

conglomérats glaciaires, décrits par Valsardieu (1971) sous le nom de «grès et conglomérats de Teragh». Ils reposent donc au Sud «*sur le socle granitique ou métamorphique... La surface est polie localement : des paléovallées, des sillons, des cirques et même des auges ont été observées à Takirza et à Teragh*» (Lang *et al.*, 1991). Les traces glaciaires indiqueraient un écoulement vers l'Ouest ou le Sud-Ouest. Ces couches sont surmontées par des argilites varvées à «dropstones» et des grès. Les «blocs lâchés» de granite ou de grès peuvent atteindre 1 mètre de diamètre dans les couches inférieures.

Les «grès conglomératiques» de base sont surmontés, par les conglomérats et argilites marines du Talach «*dont les brachiopodes sont similaires à ceux de la formation de Tim Mersoï*» (Legrand-Blain, 1985) c'est-à-dire du Tournaisien supérieur. Cet âge est aussi celui qu'indiquent les plantes récoltées dans des argiles noires et étudiées par de Rouvre (1987, 1988) : *Pseudolepidodendropsis klitzschi*, *Lepidodendropsis rhombiformis*, *Rhacopteris*, *Rhodea*. Cet auteur décrit aussi, dans des grès bien lités qui ont conservé des stries glaciaires, *Triphyllopteris*, *Cardiopteris*, *Rhodea* (de Rouvre, 1987) qui dateraient ces derniers du Viséen-Namurien.

Dans la région de Anou Alaren (ou Aoulingen), au Sud de 17°30', les coupes de sondages données par Valsardieu (1971) montrent le socle précambrien surmonté tantôt par des grès arkosiques tantôt par des argilites attribuées à la formation sus-jacente de Talach. Il distingue, de haut en bas, trois «unités» principales mais sans préciser le niveau ni le contexte sédimentologique des veines de charbon exploitées dans la mine d'Aoulingen.

20 m à 40 m d'argilites vertes, rubéfiées au sommet sous la formation d'Izegouandane;

20 m à 30 m de siltites ou de grès fins micacés, à miches calcaires et lits d'argilites ou de grès grossier. Cet horizon a livré des lamellibranches et la même flore à Lycophytes et *Rhacopteris* qu'à Talach citée plus haut et qui indique la présence du Tournaisien probablement supérieur (de Rouvre, 1987, 1988);

20 m à 30 m d'argilites gris ou brun rouge, micacées et ferrugineuses.

La région de l'Aïr-Iullemeden occupe une situation-clé à la limite du monde «téthysien» que nous avons vu au Sahara, et du Gondwana. Elle est

à la fois un centre de diversification et de dispersion de certains genres. Selon de Rouvre si «le genre *Lepidodendropsis* est un genre repère du Carbonifère inférieur... bien réparti sur tous les continents ...» les *Rhacopteris* auraient alors «commencé à se différencier en Afrique Nord-équatoriale». Elle compare cette flore à celle de différentes régions gondwaniennes (Amérique du Sud, Indes) et euraméricaines. L'étude comparée des flores des Upper Witteberg shales sud-africains et des flores «tournaisiennes» des Iullemedden, mériterait d'être reprise.

Des glaciers se sont développés sur l'Aïr au début du Carbonifère, lorsqu'a commencé la glaciation de Dwyka. On connaît, en Afrique australe plusieurs stades d'expansion et de retrait des glaces. Au Niger, le premier refroidissement se produit au Tournaisien inférieur. Le Carbonifère inférieur en a connu d'autres. La régression bien marquée à la limite Dévonien terminal-Tournaisien, les régressions tournaisiennes, comme aussi celle que l'on connaît entre le Tournaisien et le Viséen, se marquent bien sur les courbes eustatiques et doivent en être l'expression. On pourrait penser qu'au Niger on est à l'époque bien loin du pôle ! Pour Lang *et al.* (1991) «cet épisode serait lié à un refroidissement régional ou même global dans cette région, située au Carbonifère inférieur à 50°S environ. Il se traduirait par de petites calottes glaciaires associées à un bombement de faible altitude du vieux socle». Les auteurs comparent cette situation à celle des îles Kerguelen, par 47° de latitude Sud et où des glaciers descendent vers la mer en provenance de montagnes de moins de 2000 m d'altitude, ou encore à celle des glaciers du Chili méridional, par 50° de latitude Sud. On remarquera que la série du Carbonifère inférieur est, dans le bassin des Iullemedden, autant fluviatile et lacustre que marine, situant ainsi la limite atteinte par la mer au cours des transgressions de la fin du Paléozoïque.

3.2.2. L'Ensemble moyen (Tagora)

Il surmonte en discordance l'Ensemble inférieur (Térada) et est lui-même découpé par des discontinuités de sédimentation, en trois unités qui sont, de haut en bas :

- ... surface d'érosion ...
3. Unité d'Arlit : «Grès de Tarat supérieurs» (terme à changer)
... discontinuité ...
 2. Argilites de Madaouéla : Grès de Tarat
... surface d'érosion ...
 1. Argilites de Tchinezogue : Grès de Guezouman/
Conglomérat de Téléflak.
... discordance et érosion sur les argiles d'Akokan
et de Talach (Terada)

Valsardieu (1971) a analysé cet ensemble moyen, ou «Série de Tagora» de Joulia (1959) le long de l'Aïr, en particulier dans le kori (= vallée) Tagora vers 17°55'N. Il comporte deux séquences sédimentaires, fluviatiles et marines, et succède à une période de rejeux de failles, fossilisées par le dépôt des argiles et siltites d'Akokan qui terminent l'ensemble inférieur de Térada. Celles-ci seront déformées par les derniers rejeux et le tout aplani par une surface d'érosion : c'est la «coupure intraviséenne entre Akokan et Guezouman, où les structures N80°E à N100°E sont relayées par celles à N30°E. De fait ces différentes directions de plis guident l'organisation sédimentaire du Guezouman et, moins nettement, des séries surincombantes» (Clermonté *et al.*, 1991). Il ne s'agit pas d'une vraie phase tectonique, comme c'est le cas au Maroc. On ne connaît d'ailleurs pas de magmatisme contemporain dans l'Aïr ou le Damagaram au Sud.

Des paléochenaux de 200 m à 300 m de large et de 10 m à 20 m de profondeur ont été creusés dans les couches de Talach et d'Akokan. Leur fond est par places tapissé d'un conglomérat polygénique (Conglomérat de Téléflak). Les galets (de 1 cm à 10 cm) proviennent du socle (quartz, rhyolites, etc.), et du Paléozoïque : débris de végétaux silicifiés ou ferruginisés, coquilles roulées de brachiopodes et de lamellibranches, nodules phosphatés (Valsardieu, 1971). Ces paléovallées ont été comblées par les Grès de Guezouman qui s'étalent de part et d'autre. Les grès sont feldspathiques et bien classés. Les chenaux semblent aller dans toutes les directions comme s'ils avaient divagué sur une vaste plaine. Dans la région d'Arlit, ils ont été minéralisés en U, Mo, V, Zn, Cu, Pb plus tard, au Jurassique (144 ± 15 Ma, datation U/Pb d'après Forbes, 1988). Parmi les plantes terrestres qu'ils ont livré,

les Lycophytes et les *Pteridophylla* dominant : *Protolpidodendropsis*, *Lepidodendropsis*, *Ursodendron*, *Tomiodendron* sont caractéristiques du Carbonifère inférieur. «...il se trouve des genres et espèces typiquement viséens, tels que *Triphylopteris*, *Rhacopteris*, *Sphenopteridium* et *Eremopteris*», dont certaines espèces de *Rhacopteris* «caractéristiques du Permocarbonifère gondwanien». Bref, une flore viséenne ou «de transition entre le Viséen et le Namurien» (de Rouvre, 1987). La microflore «a des caractères voisins de celle du Carbonifère inférieur du Grand Erg Oriental. Certaines espèces caractérisent le Viséen inférieur (*Zononoletes* sp.), d'autres le Viséen supérieur (*Radiizonates* sp.)» (Valsardieu, 1971). Les fossiles contenus dans les argilites silteuses, les siltites et les grès fins, parfois carbonatés, qui se déposent au-dessus (Argilites de Tchinezogue) traduisent bien l'extension progressive de la mer et de ses lagunes d'avant garde : ici une association de lingules et de lamellibranches (vers 18°40'N), là des brachiopodes et des bryozoaires (18°07'N) ou des polypiers (17°55'N).

Le sommet des argilites est raviné et parfois rubéfié. Les entailles peuvent atteindre 10 m à 70 m de profondeur ! Comme précédemment «le contact est généralement tapissé par une pellicule de conglomérat, à graviers de quartz et à galets (1 à 10 cm) de roches du socle, surmontée par des grès fins, isogramulaires, à graviers de quartz épars, les Grès de Tarat...Les passées de grès grossier feldspathique, les grès fins argileux et les argilites silteuses se répartissent dans des séquences rythmiques» (Valsardieu, 1971).

Dans le Grès de Tarat, les grains de quartz sont arrondis, sub-anguleux ou même anguleux. Les feldspaths (orthose et plagioclases) peu abondants et peu altérés, le mica blanc, des minéraux comme la tourmaline, le zircon, mais aussi le grenat, l'apatite, la monazite et des débris de roches volcaniques montrent que les sources étaient proches. Les débris végétaux ferruginisés de la base du grès ne semblent pas avoir été déterminés; par contre des échantillons de sondages dans la région d'Arlit «renferment une très abondante microflore continentale, spécifiquement peu diversifiée. Aucun organisme marin n'a été trouvé. L'âge attribué à ce niveau se place au Carbonifère inférieur : Viséen ou même Tournaisien». Comme dans les grès de Guezouman, «l'orientation des

paléocourants reste la même durant tous les dépôts. Les matériaux étaient transportés par des courants venant du NE et de l'Est et se dirigeaient vers le SW et l'Ouest». (Valsardieu, 1971).

Vers le haut, ces grès passent en continuité aux Argilites de Madaouéla, répétant la séquence antérieure (Guezouman-Tchinezogue). Les intercalations de grès feldspathiques remplissant des chenaux suggèrent un socle cristallin proche. «Ces derniers forment de minces couches entre les grès fins à miches calcaires et les argilites marneuses» (Valsardieu, 1971). Les fossiles reflètent de même de rapides changements, dans le temps ou dans l'espace : des feuilles et des écorces de *Lepidodendrées* sous des couches à brachiopodes et polypiers. D'éphémères montées du niveau marin s'inscrivent dans la sédimentation.

Ces couches ne sont pas datées de façon précise, et les données publiées semblent contradictoires : Viséen- base du Namurien suggérait la microflore au début des grès de Guezouman, tandis que celle de Tarat indiquait Tournaisien-Viséen ! Une approche séquentielle permettrait peut-être de lever ces indéterminations. Il serait intéressant, par exemple, de voir si les petites séquences régressions-transgressions que l'on observe dans les argiles de Madaouéla sont contemporaines des séquences enregistrées dans les bassins du Nord-saharien au Viséen-Namurien et ont donc une cause eustatique commune, ou au contraire n'offrent aucun synchronisme et seraient dues à une tectonique locale de mouvements verticaux.

L'unité supérieure d'Arlit est formée de grès à quartz éoliens et stratifications obliques, alternant avec des lits d'argilite brun rouge et contenant des bois silicifiés. Une discontinuité la sépare des Argilites de Madaouéla.

Dans le secteur d'Arlit où se trouvent les mines d'uranium, les argilites de Madaouéla (que l'on écrit maintenant Madawela) manquent. Les Grès de Tarat tels qu'ils ont été décrits ci-dessus sont surmontés «en discordance majeure» selon Elhamet (1983) par des grès grossiers que cet auteur dénomme «Grès de Tarat Supérieurs». Ces grès remplissent des chenaux sculptés dans les grès sous-jacents de Tarat *stricto sensu*. Ils ont livré des plantes fossiles étudiées par de Rouvre (1987) : «La flore est représentée par un seul genre de *Pteridophylla*, *Cardiopteris* (*C. conferta* ...avec six

variétés, et *C. nicklesi*) associé aux Coniferophytes *Lebachia piniformis* et à des Cordaitophytes (*Pachycordaites lingulatus*, *Dorycordaites sp.*, *Artisia sp.*); il s'y associe de nombreuses fructifications, dont plusieurs pourraient être rapprochées de celles des Cordaitophytes (*Samaropsis*, *Cordaicarpus*). Cette association indique, pour ce niveau de la formation de Tarat, un âge correspondant à l'Autunien terminal». La palynologie confirme et précise ces indications : «quelles que soient les microflores de références utilisées on ne peut situer l'association du Tarat supérieur que dans une fourchette d'âge comprise entre le sommet du Permien inférieur et la base du Permien supérieur... c'est-à-dire un âge compris entre Kungurien et Ufimien, voire même Kazanien» (Broutin et al., 1990). Ces grès sont surmontés sans discordance par l'Unité d'Arlit. On ne peut donc accepter pour eux la dénomination de Grès de Tarat supérieurs car le nom de Formation est impropre pour un ensemble en deux parties couvrant une aussi large tranche de temps. En effet, la discontinuité au sein de la «Formation de Tarat» au sens de El Hamet (1983), représenterait la plus grande partie du Carbonifère supérieur (de 315 Ma à 295 Ma env.) ainsi que l'Autunien et le Saxonien (de 295 Ma à 258 Ma ou 250 Ma = sommet du Kazanien) soit une lacune de 50 Ma à 60 Ma. On verra plus loin qu'une partie de cette lacune (Autunien moyen-supérieur), et en particulier de 380 à 275 Ma, c'est-à-dire le Sakmarien, est celui de la dernière grande extension des glaciers sur le continent de Gondwana.

3.2.3. L'ensemble supérieur, ou «Série d'Izegouandane»

On y distingue, de haut en bas :

6. Unité d'Aokaré
5. Chenaux d'arkoses
4. Formation argileuse de Moradi
3. Formation gréseuse de Tamamaït
2. Argilites de Tejia
1. Formation gréseuse d'Izegouandane.

Un changement complet de teintes, de faciès, de conditions de sédimentation : voici comment Valsardieu (1971) qualifie les terrains qui terminent le Paléozoïque dans le bassin de Tim

Mersoï. Dans les formations carbonifères et Permien inférieur sous-jacentes les teintes grises, vertes, les sulfures, la teneur en matière organique révélaient une sédimentation en milieu réducteur. En périodes continentales, les cours d'eau venaient d'un «Paléo-Aïr» pour s'écouler vers le Sud-Ouest. Ils viennent maintenant de reliefs situés au Sud. Les couches sont souvent rouges et les faciès détritiques grossiers fréquents; les blocs, que les torrents charrient dans leurs lits, comptent beaucoup de roches volcaniques. Une part provient d'éruptions contemporaines. L'analcime qui dérive de leur altération est si abondant qu'il peut former des couches. A la base de ces terrains, on n'observe pas de discordance angulaire franche : ce n'est pas une véritable phase tectonique qui sépare cet ensemble du précédent mais une migration des zones de subsidence, exprimée par une discordance cartographique

Sur la marge occidentale de l'Aïr, les géologues de la COGEMA ont défini cinq formations que l'on peut grouper deux à deux. Les quatre premières forment deux séquences sédimentaires et la dernière formation le début d'une troisième. Chaque séquence débute par des sédiments grossiers, fluviatiles, pour se terminer par des argiles. Mais elles n'ont peut-être pas la même signification que dans la période précédente où elles traduisaient des variations eustatiques. A l'échelle où ont été faites les observations, sur quelques dizaines ou une centaine de km, les faciès peuvent en effet ne figurer que la paléogéographie locale. Un large fleuve divaguait dans une plaine. Des chenaux de grès et de conglomérat marquent son passage, tandis que des argiles et des carbonates se déposent dans les marais ou les lacs des basses terres. Faciès fluviatiles, lacustres ou palustres peuvent ainsi être contemporains, ou se succéder en un même point à la faveur d'un changement de cours du fleuve.

La Formation d'Izegouandane (1) débute par 50 m à 130 m d'une superposition de chenaux fluviatiles remplis d'arkoses grossière. Celles-ci contiennent des galets de quartz, parfois à facettes (ce qui suggère une sérieuse érosion éolienne), de rhyolite et de quartzite venant de l'érosion d'un socle, ainsi que de sédiments plus ou moins contemporains, et de débris de bois silicifiés. Parmi eux *Dadoxylon rollei* est connu dans le Permo-Trias allemand.

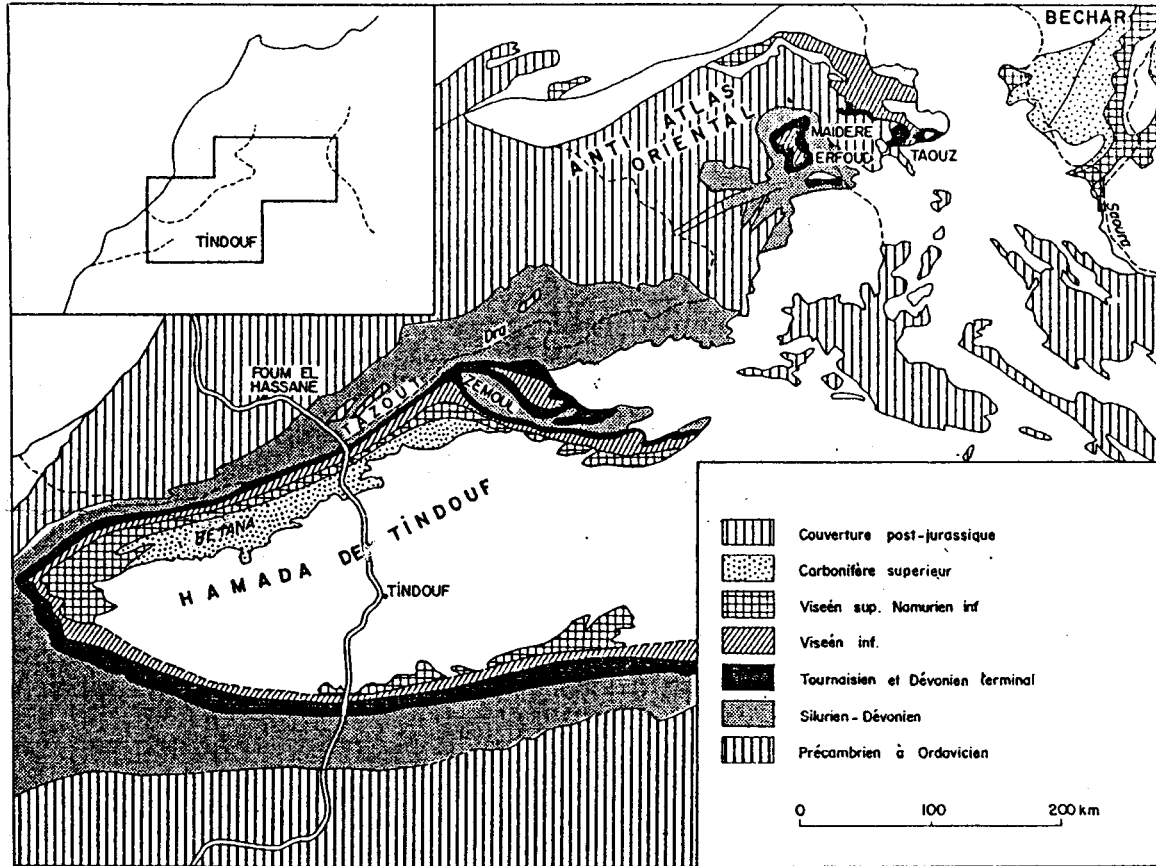


Fig. 7.23. - Affleurements du Carbonifère du bassin de Tindouf, d'après Hollard (1967).

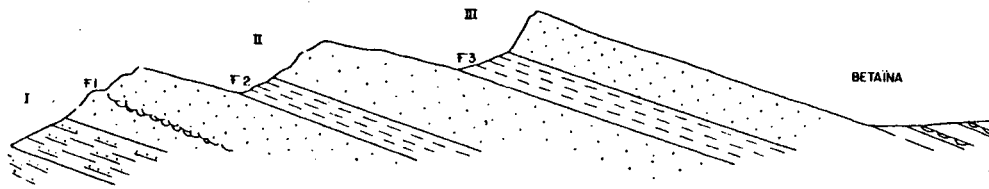


Fig. 7.24. - Coupe schématique du jbel Tazout au Sud-Ouest de la piste de Foum El Hassane à Tindouf, en partie d'après Hollard (1967). Les chiffres renvoient au texte.

Les grès sont surmontés par les *Argiles ou les marnes brun rouge de Teja* (2), 0 à 30 m à lentilles de grès argileux et carbonaté, ... lorsque celles-ci n'ont pas été érodées par les chenaux de la *Formation de Tamamaït* (3). A l'intérieur de cette dernière on pourrait distinguer plusieurs séquences d'ordre inférieur constituées par des grès fins à ciment calcaire et des argiles. Les chenaux de grès se dirigent vers le Nord-Ouest ou le Nord-Est.

La *Formation de Moradi* (4) est surtout argileuse, un peu carbonatée. On y décèle des séquences d'ordre inférieur comme dans celle de Tamamaït dont elle représente la suite. C'est ainsi que vers le milieu, le «*conglomérat de Moradi*» est en fait un ensemble de lentilles de grès «*flottant dans les argilites*» (Valsardieu, 1971). Les galets viendraient surtout des environs (argiles, calcaires, bois silicifiés, os de vertébrés) mais aussi de plus loin, comme le quartz ou les grains de feldspath peu altéré. Cet horizon est justement célèbre car, vers la base, on y rencontre des troncs silicifiés longs de 5 m à 10 m et des squelettes entiers de reptiles, notamment de reptiles mammaliens, connus dans le Permien supérieur du Maroc et d'Afrique australe. Cette Formation de Moradi évoque un paysage boisé où s'épalaient sables et argiles et où grands et petits reptiles s'ébattaient près de lacs carbonatés.

Des *chenaux* méandriiformes comblés d'*arkoses* (5) ravinent les Argiles de Moradi. Ils témoignent d'un regain de l'apport détritique et de l'érosion des reliefs de l'arrière-pays. Les niveaux d'analcimolite dériveraient d'un volcanisme alcalin contemporain.

Les grès phosphatés, les conglomérats et les grès roux éoliens de l'*Unité d'Aokaré* (6) terminent la série.

4. LE PERMO-CARBONIFÈRE DU SAHARA OCCIDENTAL : TINDOUF, ERG CHECH, TIMIMOUN, TAUDENNI

Nous avons vu pour commencer, à Bechar et Abadla, du Permo-Carbonifère, marin puis houiller et enfin rouge, déposé dans un sillon subsident en avant d'une chaîne de montagnes qui se trouvait au

Nord ou au Nord-Ouest. Cette situation rappelle la position des bassins paraliques de Silésie, de Westphalie, ou du Nord-Pas-de-Calais en Europe occidentale.

La série contemporaine dans le bassin Ajers est plus mince et discontinue. Le régime marin a persisté plus longtemps, jusqu'à la fin du Moscovien. Si l'on veut des analogies, c'est plutôt vers le bassin de Moscou, sur la plate-forme russe qu'on les cherchera. Du point de vue paléogéographie, la faune de Béchar et plus encore celle des Ajers montrent une nette parenté avec les faunes russes ou téthysiennes (Legrand-Blain, 1985). Au Sahara occidental nous allons trouver des formations contemporaines, accumulées dans une zone mobile, et qui, par leur épaisseur, se rapprochent de celles de Béchar. Ce sera le cas à Tindouf et Reggan. A Taoudenni, par contre, nous nous trouverons, comme dans les Ajers, en domaine stable. Les séries que nous allons examiner ont une évolution comparable : l'installation du régime continental au cours du Carbonifère supérieur s'accompagne de l'apparition précoce du faciès «Grès Rouge», un faciès qui n'apparaît en Europe occidentale qu'à la fin du Carbonifère en Sarre, et au Permien dans les bassins de Saint Etienne et d'Autun.

4.1. Le Carbonifère de Tindouf

Dans la vallée du Dra, les couches pendent au Sud et les bancs durs sont dégagés par les oueds. Aussi peut-on y lever une coupe complète du Carbonifère. La piste d'Agadir à la Mauritanie, via Fom El Hassane et Tindouf traverse, au sud du Dra une première crête, le jbel Tazout, puis une plaine allongée, la Betaïna. Elle grimpe ensuite pour franchir l'imposante barre de l'Ouarkziz où se niche le poste frontière d'Oum El Achar. Au delà d'une autre dépression accidentée de barres gréseuses, nommée elle aussi la Betana, elle gravit enfin, au Merkala, la corniche jaune de la Hammada de Tindouf.

4.1.1. Jbel Tazout et Betaïna : de la fin du Dévonien au Viséen supérieur

Dans le Jbel Tazout (Fig. 7.24), les brachiopodes de la première crête (1) et les Clyménies des shales à nodules rouges qui les surmontent, datent

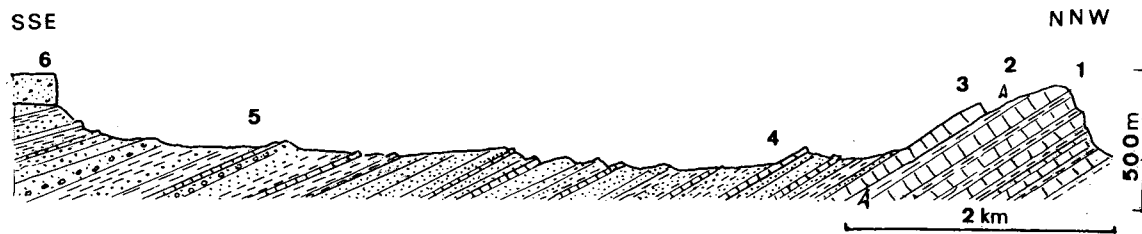


Fig. 7.25. - Carbonifère supérieur du flanc septentrional du bassin de Tindouf au SSE du Kheneg Tafagount (coupe très simplifiée, d'après M. Bourgeois et al, 1953). 1: calcaires de l'Ouarkiz. 2: gypses et marnes vertes. 3: calcaires supra-gypseux. 4: Formation du djebel Reouina. 5: Formation du Merkala. 6: hammada.

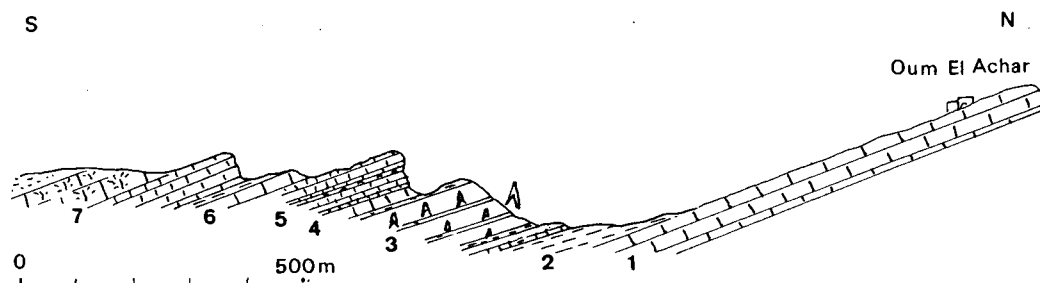


Fig. 7.26. - La coupe d'Oum El Achar donne le détail du passage des niveaux 1 à 3 de la coupe générale. 1. sommet des calcaires de l'Ouarkiz inférieur. 2. marnes vertes surmontées d'un lit (0,50 m) de calcaire marneux vert à *Derbya*. 3. gypse et marnes vertes (40 à 50 m). 4. calcaire gris (7 à 8 m) marneux et altéré au sommet. 5. calcaire gris à lits de lumachelles (15 m). 6. calcaire gris clair à grands *Productidés* (8 m). Au sommet 0,50 m d'argile blanche pourraient être dus à une altération. 7. calcaire lithographique rose (15 m) terminé par un horizon à *Lithostrotion* en position de vie.

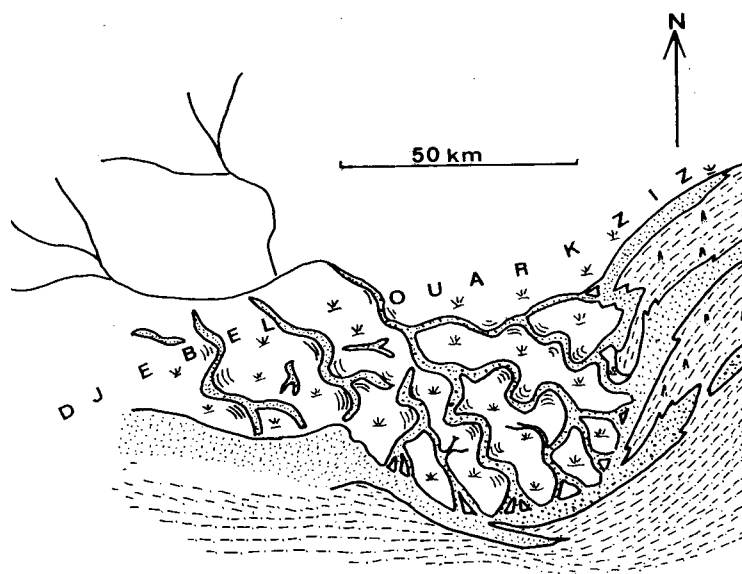


Fig. 7.27. - Une image de ce qu'a pu être le Nord du bassin de Tindouf au Carbonifère supérieur, d'après Cavaroc et al. (1976, simplifié). Des cours d'eau provenant de reliefs varisques, en cours de formation au Nord-Ouest, s'étalent en traversant une plaine argileuse et marécageuse. A leur débouché dans la mer, des bancs de sable se forment, intriqués avec les argiles sableuses et gypseuses qui se déposent dans la baie. Les lentilles conglomératiques intercalées dans les chenaux comme dans les bancs littoraux contiennent d'abondants débris végétaux, des concrétions ferrugineuses, des fragments de calcaire et quelques galets de quartzite.

ces couches du Dévonien terminal. L'apparition de *Spirifer tornacensis* dans les shales suggère un passage continu au Carbonifère.

Le banc de grès II qui vient au-dessus n'a pas livré de faune caractéristique. Ces grès se retrouvent dans le Maïder (grès de l'Aguelmous-nou-Fezzou) et la région de Taouz (grès d'Ouafilal).

La troisième corniche, Tazout III, est séparée de la précédente par des shales sableux ou argileux. Hollard les met en parallèle avec la Formation de Olad Bou Hadid de Béchar. Ils contiennent, entre autres, des *Gattendorfia* qui signent le Tournaisien inférieur. A l'Est, dans le Zemoul, on observe à la base un petit poudingue rouge de quelques dm d'épaisseur, à galets phosphatés et débris d'os. C'est le «*poudingue de Bou Mgheirfa*» (Hollard, 1970; Legrand-Blain, 2001). Il est associé à des oolites ferrugineuses et à des grès rouges, souvent fossilifères, à stratifications entrecroisées. Pour Hollard, ce conglomérat qui ravine les couches sous-jacentes doit correspondre à la transgression du Tournaisien inférieur. On sait depuis lors que cette période a connu deux pulsations eustatiques (Ch. et J.R. Ross, 1985). Le conglomérat traduit une brève période d'érosion. Est-ce le signe d'une régression due à un bas niveau marin, et correspondant à la régression intermédiaire ? Pour Kazi Tani (*in litt.*, 1993) il traduirait plutôt «*le remblaiement rapide d'une surface d'érosion et serait alors un conglomérat de transgression. Cette opinion est justifiée aussi par le fait que ces conglomérats sont associés à des oolites ferrugineuses et des grès fossilifères*». On reviendrait ainsi à l'hypothèse de Hollard, avec de nouveaux arguments. Les grès qui constituent la corniche III contiennent des lumachelles à *Productus vaughani*. On les retrouve à l'Est dans le Zemoul; au-delà, dans le Maïder et à Taouz, ils sont remplacés par des shales. Au delà vers le Sud s'étend la plaine de la Betaina formée sur des grès et des marnes tendres, épais de 400m environ. Des bancs calcaires apparaissent à leur partie supérieure. «*La succession des goniatites dans le terme inférieur : (1) «une variété de Munsteroceras duponti» (2) Merocanites sp., Munsteroceras crassum, Pericyclus rotuliformis, (3) Munsteroceras subglobosum, Pericyclus djaprakensis, Merocanites applanatus, permet de proposer la limite Tournaisien-Viséen à l'apparition de Merocanites*». (Legrand-Blain, 2001). Au-dessus, on note 200 m d'argiles à minces bancs de grès, couronnés par deux lits

calcaires à brachiopodes et tabulés, et 80 m de grès roses sans fossiles. La série se termine par 130 m de shales argileux et de grès à brachiopodes et goniatites du Viséen supérieur.

Dans cette coupe de la vallée du Dra, la sédimentation paraît continue du Dévonien au Carbonifère. On retrouve ici l'arrivée de sables à la fin du Dévonien et à l'aube du Tournaisien et des oolites ferrugineuses formées à proximité des rivages, qu'elles marquent de brèves régressions (Guerrak, 1987) ou plutôt de transgressions comme l'attestent les coquilles marines qui leur sont associées (Kazi Tani, *com. or.*). Selon Hollard, la (ou les) transgression(s) du Tournaisien inférieur n'a (n'ont) pas atteint Erfoud, au Nord, pas plus que la région de Béchar à l'Est.

4.1.2. La Série du Djebel Ouarkiz

L'Ouarkiz est une remarquable barrière naturelle de 500 m environ de puissance qui, sur 400 km de long, domine du Sud la plaine du Dra. Dans ses épais bancs de calcaire bioclastique on peut distinguer trois ensembles, d'épaisseur et de durée inégales, dont Legrand-Blain (1983) fait trois membres de la «Formation Ouarkiz».

L'Ouarkiz inférieur contient des polypiers, des brachiopodes, des gastéropodes et des foraminifères du Viséen supérieur. Ces fossiles sont, par places, si abondants qu'ils peuvent former des lumachelles. Les bancs fossilifères sont séparés par des marnes, des argiles sableuses rouges et des grès tendres. Ces derniers sont parfois affectés de fentes de dessiccation, ou montrent des grains façonnés par le vent (Hollard, 1970). Plusieurs séquences eustatiques secondaires peuvent y être ainsi décelées. Les couches du sommet appartiendraient déjà au Namurien inférieur E2 (Legrand-Blain 1983) c'est-à-dire au début de la «crise médio-carbonifère».

Un horizon (n°2 de la Fig. 7.25, n°2-3 de la Fig. 7.26) de marnes et de grès verts à grosses lentilles de gypse et lits carbonatés beiges sépare le premier ensemble calcaire du second et constitue le **membre moyen**. Epais de 40 m à 100 m à Oum el Achar, on le suit presque d'un bout à l'autre de l'Ouarkiz, avec des variations de puissance rapides. Il se marque dans la topographie par une dépression bien visible sur photos aériennes. Le bel édifice circulaire qui orne la crête de l'Ouarkiz à l'Est, près de la piste d'Oum El Assel

à Hassi El Mouinir déforme ces marnes à gypse et les calcaires sous-jacents. Il a été interprété comme un accident lié au volcanisme du Jurassique par Hollard (1970), ou comme un astroblème, c'est à dire l'impact d'une grosse météorite par Fabre *et al.* (1969). Cette formation à évaporites, considérée comme un "épisode régressif" par Choubert, ne contient cependant ni végétaux terrestres, ni débris de roche, ni quartz éolisés qui indiqueraient la proximité d'une terre émergée. Au contraire, des grès argileux ont livré des empreintes de fossiles marins : des brachiopodes (*Schizophoria*, *Chonetes*) et des foraminifères du Serpukhovien (Namurien E2). On peut donc penser que le sulfate s'est déposé dans la mer, sous forme de gypse ou d'anhydrite dans un vaste golfe peu profond, sans apport important d'eau douce (Fabre 1961). Nous verrons, à propos du Trias saharien, que des formations à gypse et sel peuvent se sédimenter sur un vaste plateau sous-marin, même largement ouvert sur la mer, si toutefois l'évaporation est suffisante et si aucun courant ne vient renouveler l'eau en permanence.

Le second ensemble carbonaté (niveau n°3 de la Fig. 7.25, et niveaux 4 à 7 de la Fig. 7.26) qui constitue le membre Ouarkiz supérieur, est formé par 50 m à 100 m de bancs calcaires séparés par des lits argileux. La faune est riche : des brachiopodes (*Productus*, *Gigantoproductus*, *Titanaria africana*), des polypiers tétracoralliaires coloniaux ou isolés, des bryozoaires, des encrines, des gastéropodes, des algues calcaires et des foraminifères. Ces couches furent longtemps considérées comme d'âge Viséen sur la foi des brachiopodes. Leur âge Serpukhovien supérieur fut d'abord établi par l'étude de la microfaune (Tempère, 1955 *inédit*; Mamet, 1966), des brachiopodes (Legrand-Blain, 1985), et des polypiers (Semenoff-Tian-Chansky, 1974). Cette faune est caractéristique encore du Namurien E2. Le dernier banc calcaire qui couronne cette formation paraît s'être formé autour de buissons de *Lithostrotion*. A l'affleurement on pourrait le comparer aux couches d'Akacha du bassin de Bechar (§ 2.1.2.) : mêmes touffes de polypiers branchus entre lesquelles se sont accumulés des débris divers provenant des polypiers eux-mêmes et de leurs commensaux. Toutefois, à la différence d'Akacha, ces polypiers n'ont pas constitué de bioherme au sens strict mais un biostrome. Le niveau est très continu et varie peu d'épaisseur (1 m à 2 m) d'un bout à l'autre de l'Ouarkiz,

c'est-à-dire sur plus de 300 km. On peut l'interpréter soit comme un récif frangeant au large d'un hypothétique continent (Fabre et Greber, 1956), soit plutôt comme une prairie à coraux, tapissant le fond d'une mer peu profonde. Les quelques mètres de grès calcaires et de calcaires noduleux qui ont ennoyé la prairie à *Lithostrotion* contiennent les derniers fossiles marins de la série : des polypiers coloniaux ou isolés (Fabre, 1955; Semenoff Tian-Chansky, 1974), des brachiopodes (surtout des Productidés) et des foraminifères qui datent ces couches (comme celles à *Lithostrotion* sous-jacentes) du Namurien H c'est-à-dire la base du Bashkirien (Legrand-Blain, 1983) vers 320 Ma. Ces dernières couches représentent l'ensablement du plateau continental.

Sur le flanc méridional de la synclise de Tindouf, la formation dite «des Couches à *Productus giganteus*» (Gevin, 1960), ou tout au moins son sommet, est contemporaine du second ensemble carbonaté de l'Ouarkiz (Legrand-Blain, 1985). Les polypiers sont encore du groupe des *Lithostrotion* (*Diphyphyllum*) mais sont ici dolomités. L'apport de magnésie a pu se faire par le processus bien connu du retour vers le large des saumures de lagons situés au Sud ou au Sud-Ouest.

4.1.3. Formation du Djebel Reouina (Namurien)

Descendant d'Oum El Achar dans la plaine de la Betana vers Tindouf, on traverse des bancs de grès que séparent des combes argileuses (Bourgeois *et al.*, 1953). La principale de ces barres forme le Djebel Reouina qui a donné son nom à la première des deux formations du Carbonifère supérieur. Epaisse de 500 m environ, elle n'a pas livré de fossiles marins mais de nombreux débris de végétaux terrestres, étudiés par Greber. La plupart sont peu caractéristiques : des *Calamites*, des *Sigillaria* mal conservées ainsi qu'une fougère, *Pecopteris plumosa dentata*. Cependant, la découverte de *Lepidodendron veltheimi* au sommet montre que toutes ces couches appartiennent encore au Namurien. Quelques lits mal stratifiés à radicelles représentent les paléosols de quelques minces veines de charbon qui ont disparu à l'affleurement par oxydation. Certaines ont été reconnues en sondages (Naga) sous la hammada, près de Tindouf. Les lits carbonatés sont nombreux mais

minces, souvent noduleux, concrétionnés. On n'y a pas encore trouvé de fossiles, sauf dans l'un d'eux qui montre des sections de mollusques et des débris de vertébrés. Les grès sont parfois cimentés en quartzites et, comme certains shales sableux, montrent des stratifications obliques. L'ensemble de la formation est riche en fer, comme pigment des sédiments, mais aussi concentré en trois lits qui pourraient représenter des paléo-cuirasses éphémères. Le feldspath détritique est rare et très altéré, et le mica blanc ne devient commun qu'au sommet de la formation. Ces couches contiennent du matériel détritique provenant d'un socle cristallin. Les rares conglomérats sont formés surtout de grumeaux ferrugineux ou carbonatés et de débris de bois hématésés.

Dans la partie orientale de la Betana, on note sur photos aériennes, à la surface d'un banc de grès, de gros cordons en relief, longs de plusieurs centaines de mètres, et bifurqués. Ce sont les restes d'anciens chenaux venus du Nord, c'est à dire sans doute de la chaîne varisque de l'Anti-Atlas. Cette formation du Djebel Reouina peut être interprétée comme une sédimentation de fond de baie et d'un delta (Cavaroc *et al.*, 1976) qui progradait vers l'Est. Sur ce delta s'étaient des lacs temporaires carbonatés et surtout des marais où poussaient fougères et plantes arborescentes (Fig. 7.27).

4.1.4. Formation du Merkala *Westphalien supérieur - Stéphanien*

Un horizon de grès calcaireux jaunes, à galets et débris de bois hématésés couronne la formation précédente. Peu épais à l'Est (quelques mètres, Bourgeois *et al.*, 1953) il s'épaissit à l'Ouest, en territoire marocain (Fellahi *et al.*, 1970) ainsi que vers le Sud où il a été rencontré en sondages mais sans son faciès caractéristique de surface. Les plantes récoltées, *Neuropteris linguaefolia*, *Corynepteris coralloides*, indiquent le Westphalien plutôt élevé (Greber, *com. or.*). Cet horizon traduit une condensation et probablement une lacune de sédimentation au Nord, dans la Betana, peut être en relation avec la surrection de la chaîne varisque tandis que la subsidence continuait au Sud.

La Formation du Merkala qui vient au-dessus, épaisse de 500 m à 700 m, contient une flore du Stéphanien inférieur : *Pecopteris polymorpha*, *P. lamurensis*, *Mixoneura flexuosa* (dét. Greber). Les shales micacés et les argilites lie-de-vin, violets,

verts ou chocolat, en gros bancs, dominant. Les grès sont clairs, les carbonates rares et représentés surtout par de la dolomite. Ce minéral se trouve dans le ciment ou en nodules dans quelques grès, ou encore sous forme de marne dolomitique ou de lits concrétionnés. Un calcaire gris à sections d'ostracodes et de gastéropodes représente un épisode lacustre. D'une façon générale la dégradation de la sédimentation carbonatée, sensible depuis le début du Namurien, s'intensifie à la fin du Carbonifère. On note aussi quelques sols argilo-sableux à radicules et on peut se demander si certains horizons de «conglomérats», avec leurs pseudo-galets de carbonates et d'oxyde de fer ne représentent pas des sols résiduels. Quelques filets charbonneux ont été rencontrés à ce niveau dans des sondages au Sud. Le fer se présente surtout comme pigment des grains ou en amas dans la matrice des grès, associé à la silice et aux carbonates. Rides de courant et stratifications obliques sont encore fréquentes. Nous n'y trouvons plus de chenaux d'une taille comparable à ceux de la formation du Djebel Reouina.

Au Sud, sous Tindouf, les épaisseurs du Carbonifère continental sont moindres que dans la Betana : 820 m au sondage de Naga, contre 1000 m à 1200 m entre Oum El Achar et la falaise du Merkala. Pour le moment, on n'a aucune preuve d'une transgression marine au Westphalien dans la synclise de Tindouf contrairement à ce que suggèrent Fellahi *et al.* (1970). En définitive, en aucun endroit nous n'avons noté de discordance angulaire nette. Les déformations varisques du Nord se marqueraient ici par des variations de faciès et d'épaisseur. On remarquera que là aussi le Viséen supérieur est très épais.

4.2. Le Carbonifère de l'Er Chech, du Gourara et du Mouydir

Des formations carbonifères affleurent de part et d'autre de la suture panafricaine, dans la région de Timimoun (le Gourara) comme à l'Ouest, entre les dunes de l'Erg Chech. Elles présentent des analogies, aussi les groupons-nous dans le même paragraphe. Suivant la coutume, nous parlerons de «bassins»; mais il s'agit là, il faut bien le rappeler, de cuvettes structurales qui se sont individualisées en partie après le dépôt des sédiments et n'ont pas

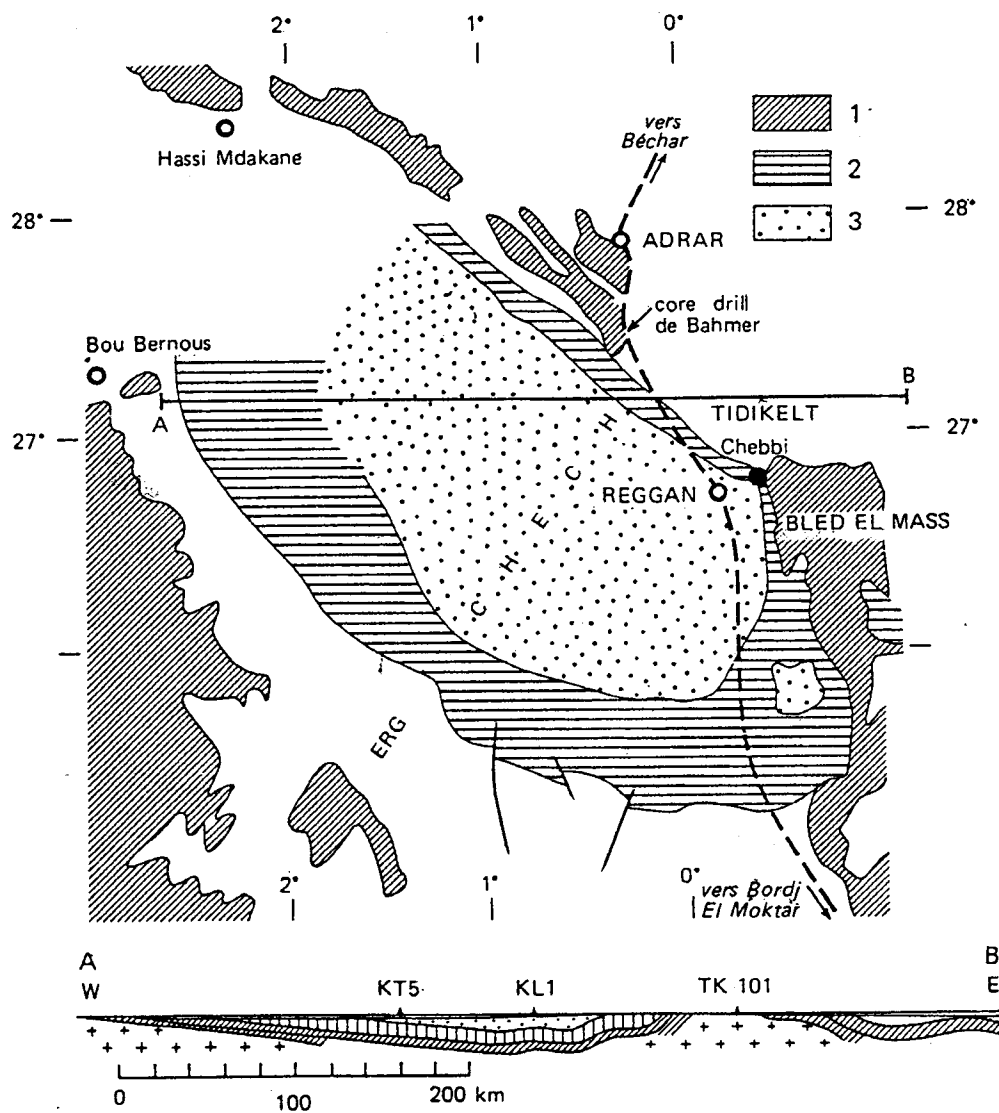


Fig. 7.28. - Carbonifère du bassin de l'Erg Chech. On a représenté sur la carte l'extension du Carbonifère sous les terrains récents (sables et argiles du Tertiaire-Quaternaire, et dunes de l'Erg Chech).

- 1: terrains anté-Carbonifère.
- 2: Carbonifère inférieur et moyen, marin ou paralique.
- 3: Carbonifère supérieur continental.

Le profil au-dessous montre la dissymétrie de la cuvette. Le bord oriental est relevé contre de grandes failles de la zone de suture panafricaine. Le Précambrien y est figuré par des croix.

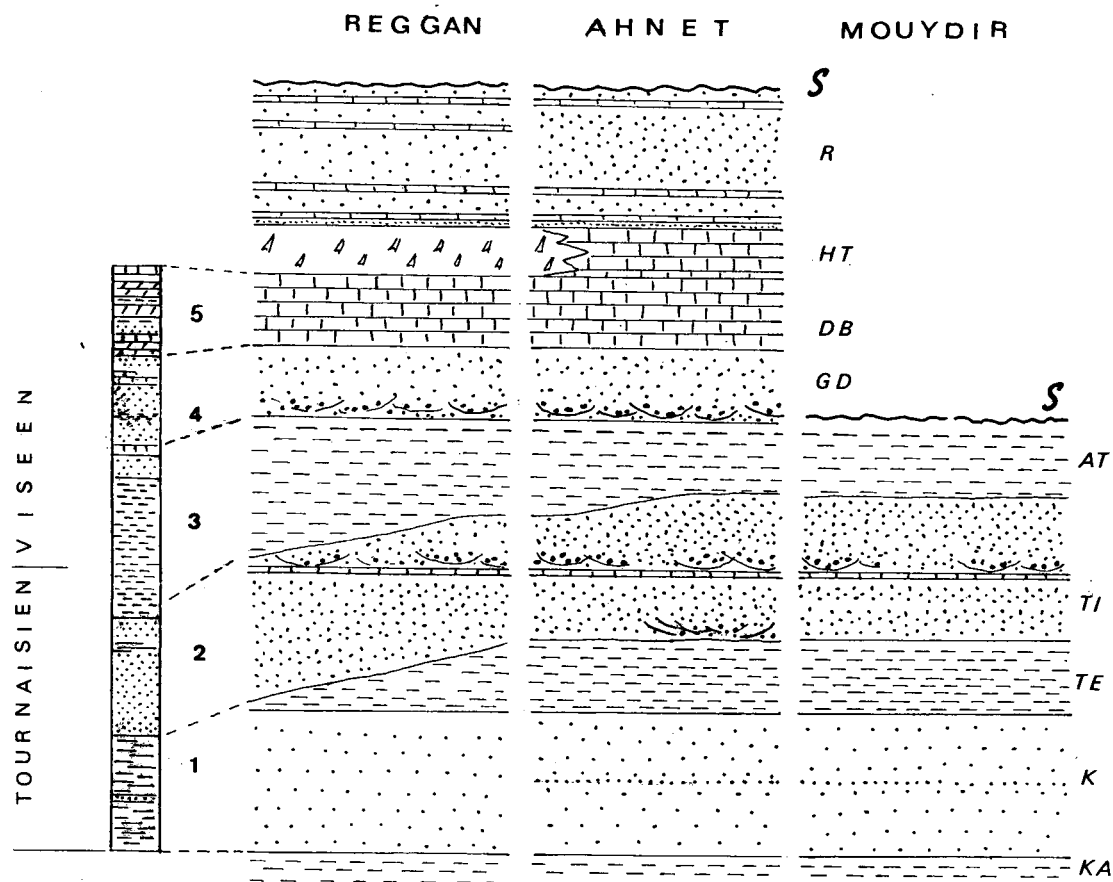


Fig. 7.29

Fig. 7.29. - Le Carbonifère inférieur dans le core-drill de Bahmer, d'après Lanzoni et Magloire (1968).

5. Calcaires de Bahmer alternant avec des dolomies, des argiles, des grès, et, au sommet, de l'anhydrite (Viséen sup.).

4. Grès calcaires, argiles silteuses et lits calcaires d'Arhrlad (Viséen).

3. Argiles de Timimoun (Tournaisien-Viséen inférieur).

2. Grès de Kahla, très fins, carbonneux et siltites (Tournaisien).

1. Argiles et siltites de Kahla (Strunien).

On a suggéré des corrélations avec la coupe de Reggan (Conrad *et al.*, 1985) de la Figure 7.29.

Fig. 7.30

Fig. 7.30. - Evolution des faciès du Carbonifère d'Ouest en Est, de la ride de Chebbi (Reggan) à l'Ahnet et au Mouydir, inspirée de Conrad *et al.* (1985).

S: surface d'érosion "post hercynienne".

R: formation rouge d'Aïn Ech Chebbi et d'Azzel Matti à l'Ouest, de Hassi Bachir dans l'Ahnet = Moscovien inférieur à Bashkiriens.

HT: Gypses de Hassi Taïbine. DB: Calcaire du Djebel Berga = Serpukhovien.

GD: Grès de Garet Dehb et chenaux supérieurs.

AT: Argiles de Tirechoumine surmontant les Grès de Kreb El Douro (chenaux inférieurs).

GD et AT se seraient déposés au Viséen.

TI: Grès de Tiberhamine surmontant les Argiles de Teguentour

(TE) = Tournaisien supérieur.

K: Grès du Khenig (Tournaisien inférieur et Strunien).

KA: Argiles du Khenig (Famennien).

été des bassins isolés. Navigant sur la mer viséenne, nous serions passés sans nous en rendre compte et sans que la profondeur de l'eau change beaucoup, de Béchar à Tindouf et, de là, à l'Erg Chech, puis au Mouydir et à Illizi.

La région de Timimoun, dans le prolongement du bassin de Béchar, est au Sahara sans doute celle où «*la succession des dépôts du Carbonifère inférieur détritique est la plus complète et la plus significative*» (Legrand-Blain, 1983). Si nous ne l'avons pas présentée pour commencer ce chapitre c'est que ses affleurements sont moins accessibles que ceux de Béchar... et que l'auteur les connaît moins bien ! Bien que moins spectaculaires, comme toutes les séries «continues», ces séries carbonifères du Gourara sont importantes du point de vue théorique. On peut en effet les prendre comme étalon «saharien» pour l'étude des fluctuations eustatiques et ainsi faire la part des mouvements verticaux tectoniques et des variations générales du niveau des mers.

4.2.1. Le Carbonifère de l'Erg Chech

Le «bassin» de l'Erg Chech (ou de Reggan) est une dépression creusée, à l'aplomb de la suture panafricaine et de sa marge passive, entre les affleurements précambriens de la Dorsale Regueibat à l'Ouest et ceux du Tidikelt (Adrar, Bled El Mass) à l'Est. Il a, en gros, la forme d'un haricot. Le bord oriental est fortement redressé. Nous connaissons le Carbonifère par les sondages pétroliers qui l'ont rencontré sous les terrains récents (Bonnet *et al.*, 1960; Sebbar, 1998), et par les affleurements de Rezeg Allah, à sa marge méridionale et de Chebbi (Bled el Mass) à l'aplomb de la suture panafricaine. La nature et la succession des sédiments ont des points communs avec ce que nous avons vu à Béchar et à Tindouf et ce que nous verrons à Taoudenni.

A l'Est de Reggan, le Primaire du bord oriental est redressé contre le noyau précambrien du Bled El Mass. Follot (1952) et Conrad (1966, 1984) en ont décrit le Carbonifère inférieur, complet et épais, surtout argileux, sauf au début du Viséen supérieur où l'on assiste à une arrivée massive de sables fins. Ensuite se développe une sédimentation calcaire, en alternance avec les apports argileux, jusqu'au Namurien inférieur. Vers la fin, la sédimentation calcaire fait place à un dépôt d'argiles à gypse, les Gypses de Hassi Taïbine. La

mer séjourne donc là pendant tout le Carbonifère inférieur... au moins en apparence car la présence de surfaces ferruginisées nous avertit que des séquences de dépôt ont pu être séparées par des lacunes de sédimentation, voire des émergences.

Comme à Tindouf, la mer se retire au cours du Carbonifère supérieur mais le passage du régime marin au régime continental est moins net ici. Les sondages au centre du bassin comme les coupes du bord oriental montrent, au milieu de formations rouges présumées continentales, plusieurs récurrences marines (des argiles sableuses vertes à brachiopodes par exemple) que l'on peut attribuer, comme à Illizi et à Bechar, à des pulsions eustatiques mineures. En s'élevant dans la série, les marnes et les petits bancs calcaires diminuent, tandis que se développe une sédimentation argilo-sableuse verte, grise, ou rouge avec un peu d'anhydrite et de gypse. Dans les sondages, où les sulfates n'ont pas subi de mobilisation secondaire, ceux-ci se présentent sous forme de noyaux d'anhydrite au sein des argiles. Dans celles-ci, on voit apparaître cette fois des quantités notables de kaolinite, à côté de l'illite et la chlorite banales que nous avons trouvées à Tindouf et dans les couches supérieures de Bechar et des Ajjers. On peut penser que cette kaolinite est héritée et qu'elle vient de régions proches où affleuraient des séries anciennes du Précambrien ou du Cambro-Ordovicien. On y note aussi des traces de dessiccation (argiles craquées) et des remaniements contemporains du dépôt : des pseudo-galets de carbonate, des grains d'oxyde de fer ou des pastilles d'argilite, ainsi que de petits galets de quartz empâtés d'argile rouge. Il s'agit donc toujours du même type de sédimentation. Si les traces animales comme les terriers par exemple, sont relativement fréquentes, les fossiles caractéristiques sont rares (Bonnet *et al.*, 1960) : les *Calamites*, les *Cordaites*, les écailles de poissons que nous y avons trouvées n'ont pas grande valeur stratigraphique. Une *Leaia* dont les trois carènes font un angle aigu appartiendrait à un genre du Namurien, probablement *Leaia leidyi* (dét. Feys). Cette formation détritique fine suggère donc un milieu de lacs ou de lagunes proches du rivage, et où la mer pouvait de temps à autre faire une incursion, c'est à dire un milieu paraliatique. En effet sur le bord oriental du bassin qui est demeurée une zone mobile, ces couches versicolores, dites ici «Formation de Chebbi», comportent des

intercalations marines. Une microfaune de foraminifères et de conodontes (Conrad *et al.*, 1985) montre que ces couches se sont déposées du Serpukhovien supérieur au Moscovien inférieur.

Cette formation, en gros namurienne, est surmontée, au coeur du bassin, par des siltites ou des argiles sableuses, parfois micacées qui, de jaunes, deviennent à la partie supérieure de plus en plus colorées, vertes et rouges. Elles ont livré, au sondage KT5, des feuilles aux fines nervures parallèles de *Cordaites angulostriatus*, qui d'habitude indique le Stéphanien (Bonnet *et al.*, 1960). La régression (qui a pu comporter plusieurs stades) s'est donc produite pendant la seconde moitié du Moscovien-Westphalien; le régime paralic persisterait ici plus longtemps qu'à Tindouf. Cette évolution rappelle ce que nous avons trouvé à Bechar. A Chebbi cette formation présumée stéphanienne n'existe pas : la «Formation de Chebbi» est surmontée en discordance par un conglomérat polygénique. Des galets de grauwackes ou de quartzites verts proviennent de séries précambriennes comparables à celles du Bled El Mass ou d'Adrar. Conrad (1972) y a découvert aussi des galets de dolérite. Or, ces roches sont jurassiques et leurs dykes recoupent toute la série primaire. La formation rouge qui surmonte le conglomérat est donc ici plus jeune et scelle une déformation d'âge Jurassique supérieur ou Crétacé inférieur. Elle sera étudiée avec le Continental Intercalaire.

4.2.2. *Le Carbonifère de Timimoun* (Gourara, Ahnet, Mouydir)

A l'Est de la ride Adrar-Bled el Mass, se creuse la cuvette de Timimoun, dont les terrains paléozoïques affleurent sur les marges méridionales. Au centre et au Nord, la couverture méso-cénozoïque masque le passage vers le sillon de la Saoura et le bassin de Bechar. C'est donc d'abord sur les affleurements de la bordure méridionale que Menchikoff (1935, 1949), Meyendorff (1938, 1939) et Follot (1952) ont décrit ces séries. Lanzoni et Magloire (1968) en établissent une stratigraphie, fondée sur la lithologie et les micro-organismes dans le «Core drill de Bahmer» au Nord d'Adrar. Conrad *et al.* (1984) complète ces données par l'étude des affleurements et Legrand-Blain (1983, 1985), dans ses

synthèses du Carbonifère saharien, en compare la stratigraphie et les faunes à celles des autres bassins sahariens.

Au Tournaisien inférieur, une première transgression est représentée par la zone à *Gattendorfia*. Elle correspondrait à la double pulsion eustatique de l'échelle de Ch. et J.R. Ross (1985). Une seconde se produit quelques millions d'années plus tard, au Tournaisien supérieur (zone à *Acrocanites*). L'horizon de calcaire oolitique, à nodules phosphatés et débris osseux, dit «Dalle des Iridet» (Conrad, 1973; Legrand-Blain, 2001), bien daté par sa faune de goniatites, de foraminifères et de conodontes de la limite Tournaisien-Viséen (Legrand-Blain, 1983), est connu dans tout le Sahara Central. Equivalent du calcaire de Hassi Zguilma dans la Saoura, il représente un troisième événement eustatique majeur. Cette transgression de la Dalle des Iridet est suivie d'une régression : les sables qui se déposent (= les «Grès du Kreb el Douro») contiennent des écorces de *Lepidodendron* venues d'une terre qu'on ne peut encore situer. S'agit-il d'une épirogenèse locale ? Leur extension comme l'analogie avec ce qui se passe à Bechar au toit de l'horizon de Hassi Zguilma suggèrent un parallélisme avec la baisse eustatique indiquée par Ch. et J.R. Ross (1985) au début du Viséen. Au-dessus, la formation des Argiles de Tirechoumine est constituée par une alternance d'argiles vertes puis grises, de passées calcaires à polypiers, brachiopodes, bryozoaires et encrines et de grès fins à rides et pistes (Conrad, *et al.*, 1984). Elle correspondrait aux deux ou trois pulsions eustatiques positives connues au Viséen moyen-supérieur. Les «Grès de Garet Dehb» sus-jacents traduiraient l'une des régressions du milieu du Viséen supérieur. Celles-ci se manifesteraient, comme dans la Saoura, par le dépôt dans des chenaux de grès à stratifications obliques et fragments d'écorces de *Lepidodendron*. Ces grès peuvent passer latéralement à des sédiments plus fins et des paléosols à troncs de *Lepidodendron* et leurs rhizomes (*Stigmaria*) en place.

Les grandes transgressions du Serpukhovien s'expriment ici par le dépôt des «Calcaires du Djebel Berga» dont le type a été pris dans le Mouydir. Comme les Calcaires Inférieurs de l'Ouarkziz dont elle est à peu près contemporaine, cette formation est constituée par une alternance d'argiles, de grès fins et de bancs calcaires riches en brachiopodes, polypiers, etc. Comme à Tindouf

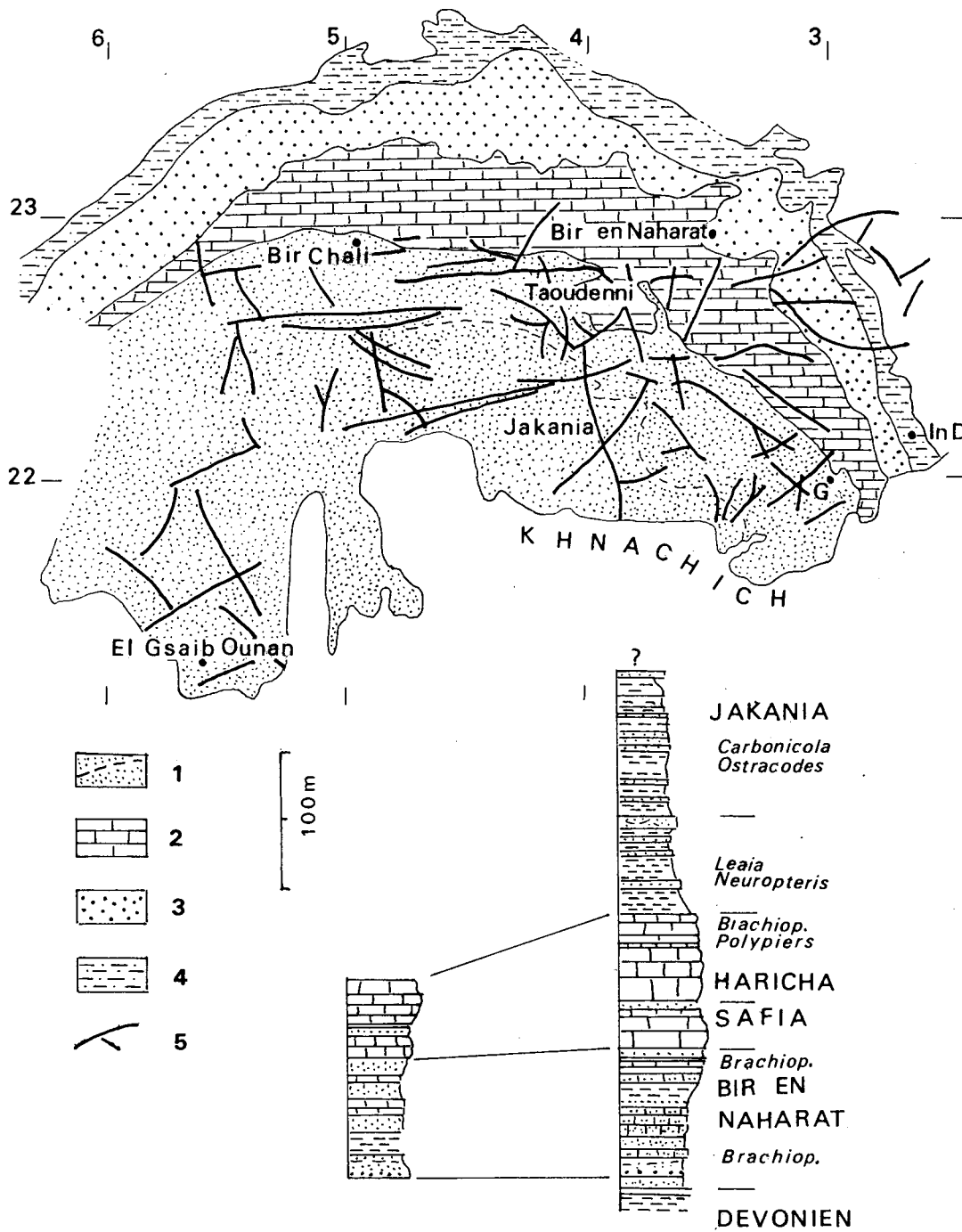


Fig. 7.31.

encore, elle est surmontée par des évaporites (anhydrite, dolomite) associées à des argiles, des grès fins et des lits carbonatés à faune marine que couronne, là aussi, un dernier horizon carbonaté, à polypiers et calcaires noduleux, bien daté par *Titanaria africana*. Mais le passage aux couches rouges sus-jacentes est cette fois plus progressif qu'à Tindouf. La description de la Formation du Djebel Berga évoque un milieu infra-tidal à tidal; la Formation versicolore de Chebbi décrite plus haut (§.4.2.1.) et ses équivalents (Azzel Matti, Hassi Bachir) est typique de milieux paraliques. La juxtaposition de lits carbonatés à échinides, brachiopodes, foraminifères, d'argilites, de grès fluviaux, de niveaux dolomitiques ou à stromatolites et de sols de végétation à *Stigmaria* suggère une succession de séquences régressives-transgressives à mettre en parallèle avec celles des formations contemporaines de Tagnana et du Kenadzien dans le bassin de Bechar.

Longtemps on a vu, dans cette évolution, la marque de mouvements verticaux, positifs et négatifs, liés à des phases tectoniques «hercyniennes» mais sans preuves. Or, ces séquences sont brèves et le passage d'un régime à l'autre est rapide : c'est ainsi que se présentent les fluctuations glacio-eustatiques. On observe vers la limite inférieure un horizon où les touffes de *Lithostrotion*, en position de vie, sont noyées dans une marne verte. L'état de conservation de ces fragiles édifices, vivant selon toute apparence dans un milieu marin hors de la zone d'agitation des vagues et étouffés par une arrivée d'argile, indique

un changement quasi instantané vers un milieu «lagunaire» : il se dépose aussitôt après des calcaires rognoneux et un lit à galettes stromatolitiques. Par contre, la présence de feldspaths dans les grès à la base de la formation de Chebbi peut indiquer l'érosion du socle précambrien proche. Les différences d'épaisseur notées par Conrad d'Ouest en Est ne sont pas fortuites : les couches les plus puissantes se situent à l'aplomb de la suture pan-africaine.

4.3. Le Carbonifère de Taoudenni

La quasi-totalité des affleurements carbonifères se trouvent dans le Nord du Mali. Ce «bassin» nous retiendra car, situé au milieu du craton Ouest Africain, il représente le terme de l'évolution esquissée dans les synclises marginales de Tindouf et de l'Erg Chech. On y connaît une série allant du Tournaisien au Carbonifère supérieur. Les couches sont peu épaisses à l'affleurement (700 m à 750 m) et un peu plus au Sud, en subsurface. C'est à peu près la moitié de ce que nous avons trouvé dans les Ajers (1500 m), le quart de ce qu'il y avait à Tindouf sur le flanc Nord du synclinal (environ 3000 m) et presque le dixième de ce qu'il y avait à Bechar. Ces chiffres donnent une idée de la stabilité de la plate-forme sur laquelle les sédiments ont été conservés. «*Cette épaisseur peut être expliquée par une hausse eustatique d'environ 220 m sans intervention de subsidence thermo-tectonique*» (Kazi-Tani, *in litt.*, 1999).

Fig. 7.31. - Extension des formations du Carbonifère dans la région de Taoudenni.

1: Formations Jakania (Westphalien sup.?) et Hammou Salah (Namurien). Un tireté sépare les deux formations là où elles ont pu être distinguées.

2: Formations Haricha (Serpukhovien) et Safia (Viséen sup.).

3: Formation Bir En Naharat (base du Viséen sup. + Viséen inf. + Tournaisien). Les couches de base appartiennent peut-être encore au Dévonien.

4: Dévonien moyen-supérieur.

5: principaux dykes de dolérite jurassiques, sécants.

La colonne de gauche esquisse la lithostratigraphie du secteur de Bir Chali et celle de droite, celle du secteur de Jakania-Taoudenni-Bir En Naharat.

D'après Legrand-Blain (1983b.) et des observations de l'auteur.

Les couches sont couvertes en discordance au Sud par les grès et quartzites à bois silicifiés du Khnachich, datés en Algérie du Crétacé supérieur.

In D. : In Dagouber. G : El Guettara.

La région est restée longtemps à l'écart. René Caillé a évité «Toudeyni», en passant un peu à l'Est les 26-28 mai 1828. Il n'était pas géologue mais à sa manière, a fort bien noté la couleur des roches : *«Je trouvai des veines de terre blanche... des roches de granit couleur lie de vin... le sol était très dur, couvert de roches de granit rouge et noir, en tranches feuilletées comme des ardoises»*. Il traversait alors les belles dalles de grès et les argilites rouges du Carbonifère supérieur, sillonnées de veines de gypse. C'est à Chudeau (1907), Meyendorff (1942) et Monod (1952), que l'on doit les premières données scientifiques sur le Paléozoïque de cette région inhospitalière. Villemur en a donné une très bonne description (1967) et une carte au 500.000e; Legrand-Blain (1983) en a révisé la faune et fondé la biostratigraphie. L'extension actuelle du Carbonifère est bornée au Nord et à l'Est par les affleurements du Dévonien et de l'Ordovicien. Mais il ne s'agit là que d'une limite d'érosion après la pénélplanation du début du Secondaire. Au Sud le Carbonifère s'ennoie sous les quartzites à bois silicifiés du Crétacé et à l'Ouest sous un plateau cénozoïque. Il est traversé, comme les formations sous-jacentes, par un réseau de dykes de dolérite, en forme de gigantesque toile d'araignée. Les épontes indurées des filons forment, lorsque ceux-ci traversent des argiles, de longues crêtes rectilignes ensablées, les «agators». Schématiquement, une coupe du Carbonifère pourrait se résumer ainsi :

1. Une formation détritique inférieure grise ou noire, marine, la Formation de Bir En Naharat, d'âge Tournaisien-Viséen;
2. Deux masses calcaires, déterminant dans la topographie une ou deux cuestas et leurs glacis emboîtés très caractéristiques, les hammadas Safia et Haricha datées du Viséen supérieur-Serpukhovien;
3. Une série détritique supérieure continentale rouge et verte, où l'on distingue deux formations : Hammou Salah namurienne à la base et Jakania non datée au-dessus.

4.3.1. Le Carbonifère marin

Villemur (1967) avait reconnu que l'ensemble détritique et carbonaté du Carbonifère inférieur diminuait d'épaisseur d'Est en Ouest, tandis que les faciès devenaient plus détritiques et littoraux.

Legrand-Blain et Perret-Mirouse (2000), après une analyse des rapports pétroliers inédits (en particulier de la SAP) et des collections récemment déposées au Muséum d'Histoire Naturelle, renouvellent l'image que l'on se faisait de ce Carbonifère que l'on croyait bien connu.

4.3.1.1. Formations détritiques inférieures, Aïb Allah et Bir En Naharat (Legrand-Blain, 1983)

- La Formation Aïb Allah a été créée par la SAP en 1961 pour désigner des argiles azoïques qui reposent sur les marnes à brachiopodes du Dévonien moyen. Le passage Dévonien-Carbonifère n'est pas caractérisé.
- La Formation Bir En Naharat (Legrand-Blain, 1983, 1999) débute par un conglomérat signant "la transgression tournaisienne", un peu au-dessous de l'horizon ferrugineux qui avait été pris par Villemur (1967) comme base du Carbonifère. Comme son analogue de la vallée du Dra (à la base de Tazout III), cet horizon ferrugineux correspond à l'un des cycles régression-transgression qui marquent le début du Carbonifère. Il peut être oolitique, gréseux, marneux ou calcaire et emballé de petits galets de quartz, de quartzite, des débris de brachiopodes et d'encrines. Il est encadré par deux niveaux fossilifères. *«Les gisements à brachiopodes les plus anciens des environs de Bir En Naharat sont situés entre deux niveaux conglomératiques...Ils avaient été attribués au Tournaisien inférieur (Legrand-Blain, 1985)...Ils sont en fait plus récents»* et sont comparables aux Grès de Tibaradine du Tournaisien supérieur de l'Ahnet (Legrand-Blain et Perret-Mirouse, 2000).

Au-dessus se sont déposés une centaine de mètres de grès et d'argiles, intercalés de quelques petits bancs calcaires. Les grès sont fins, souvent à matrice calcaire; on y remarque des rides de courant et des stratifications obliques. Ils contiennent, dans la moitié inférieure de la formation, des paillettes de mica blanc et plus rarement des feldspaths détritiques impliquant un apport terrigène fin dont une partie seulement a été altérée. Les argiles et marnes grises, vertes, rouges sont formées de chlorite-montmorillonite et d'illite (30% environ). Les quelques bancs calcaires

contiennent encore souvent du sable, de l'argile et une certaine proportion de dolomite. A l'Est de Bir En Naharat, on connaît de vraies lumachelles. A l'Ouest apparaissent quelques lits de gypse. Les fossiles sont variés : encrines, brachiopodes (*Syringothyris ahnetensis*, *Unispirifer*, *Marginatia betainensis*, *Syringothyris folloti*), polypiers, orthocères, foraminifères et conodontes (Legrand-Blain, 1985b). «*Les Latiproductus edelburgensis subsahariensis récoltés à la partie supérieure de la Formation de Bir en Naharat dans l'Est et le Centre du bassin sont du Viséen supérieur. La transgression atteint alors les secteurs occidentaux, avec les bivalves Saharopteria à l'Ouest de Bir Chali*» (Legrand-Blain et Perret-Mirouse, 2000).

4.3.1.2. Les formations carbonatées Safia et Haricha

Hammada Safia et hammada El Haricha : ces deux noms évoquent bien la surface des deux dalles calcaires que l'on traverse l'une après l'autre, venant de l'Est ou du Nord, en approchant de Taoudenni.

- La Formation de la Safia, est épaisse de 35 m vers Bir En Naharat. Elle n'a plus que 20 m à Bir Chali, 140 km à l'Ouest. Ses bancs compacts de calcaire gris-bleu clair sont séparés par des lits de calcaires noduleux ou d'argiles rouges. On y remarque, sur les surfaces polies par le vent de sable, des sections de grands Productidés et de polypiers isolés, et en lames minces, des foraminifères du Viséen supérieur (Legrand-Blain, 1983b, 1999).
- Ces calcaires s'enfoncent sous ceux de la Haricha dont ils sont séparés par quelques mètres de marnes et de grès argileux à gypse. Là encore ces couches à évaporites sont marines, car elles contiennent de la glauconie. La nature des minéraux argileux change : l'illite qui était subordonnée dans la formation détritique inférieure domine maintenant (80%), associée à la montmorillonite (20%). La chlorite a disparu. Au Nord de Taoudenni, des grès lumachelliques ont livré *Productus safiensis* nov.sp., et les conodontes *Cavusgnathus regularis*, *Lochreia commutata*, *Gnathodus* gr. *girtyi* du Viséen supérieur-

Serpukhovien. (Legrand-Blain et Perret-Mirouse, 2000). Cet horizon argilo-gréseux et parfois gypseux sépare les deux grands plateaux calcaires, et constitue, sous la dalle supérieure fissurée, un écran imperméable qui a rendu possible, dans les périodes humides du Quaternaire, l'installation de petits lacs ou de marais. Au moment de la mise en place des dolérites, il a constitué, entre les deux masses calcaires compactes, un horizon d'injection préférentiel pour les sills qui eux aussi jouent le rôle d'écran comme à Azarza et Bir En Naharat.

- **Formation El Haricha.** La rèche dalle supérieure (ou «Harichat»), épaisse d'une cinquantaine de mètres à l'Est, n'en a guère plus que la moitié à l'Ouest de Bir Chali, à 180 km de là (Villemur, 1967). Elle est formée de gros bancs calcaires et dolomitiques, séparés par des lits de marne parfois sableuse. Comme dans les calcaires de la Hammada Safia, on y observe des sections de grandes coquilles de Gigantoproductidés. «*Les calcaires livrent des foraminifères du Serpukhovien inférieur (Globivalvulina moderata, Endothyranopsis crassus sphaericus, Eostaffella pseudostruvei) puis supérieur (Asteroarchaediscus aff. gregorii) ainsi que des brachiopodes, Striatifera. Ils sont couronnés par un biostrome à coraux (Fabre et Villemur, 1959). Dans ce banc, en 2 gisements du secteur d'El Guettara, P. Semenov-Tian-Chansky a identifié Siphonodendron sp. A : cette espèce remarquable est présente dans le bassin de Tindouf au sommet des calcaires de l'Ouarkiz, dans le bassin de Reggane au sein des Gypses de Taïbine et dans l'Ahnet (Semenov-Tian-Chansky, 1985, litteris Février 2000). Elle marque partout le sommet du Serpukhovien E2, peu au-dessous de la Mid-Carboniferous boundary*» (Legrand-Blain et Perret-Mirouse, 2000).

Les vingt derniers mètres de la formation représentent le passage progressif du régime marin au continental. Les marnes blanches qui recouvrent les calcaires à polypiers, passent vers le haut à une alternance de marnes bariolées et de calcaires versicolores concrétionnés, de calcaires à silex et

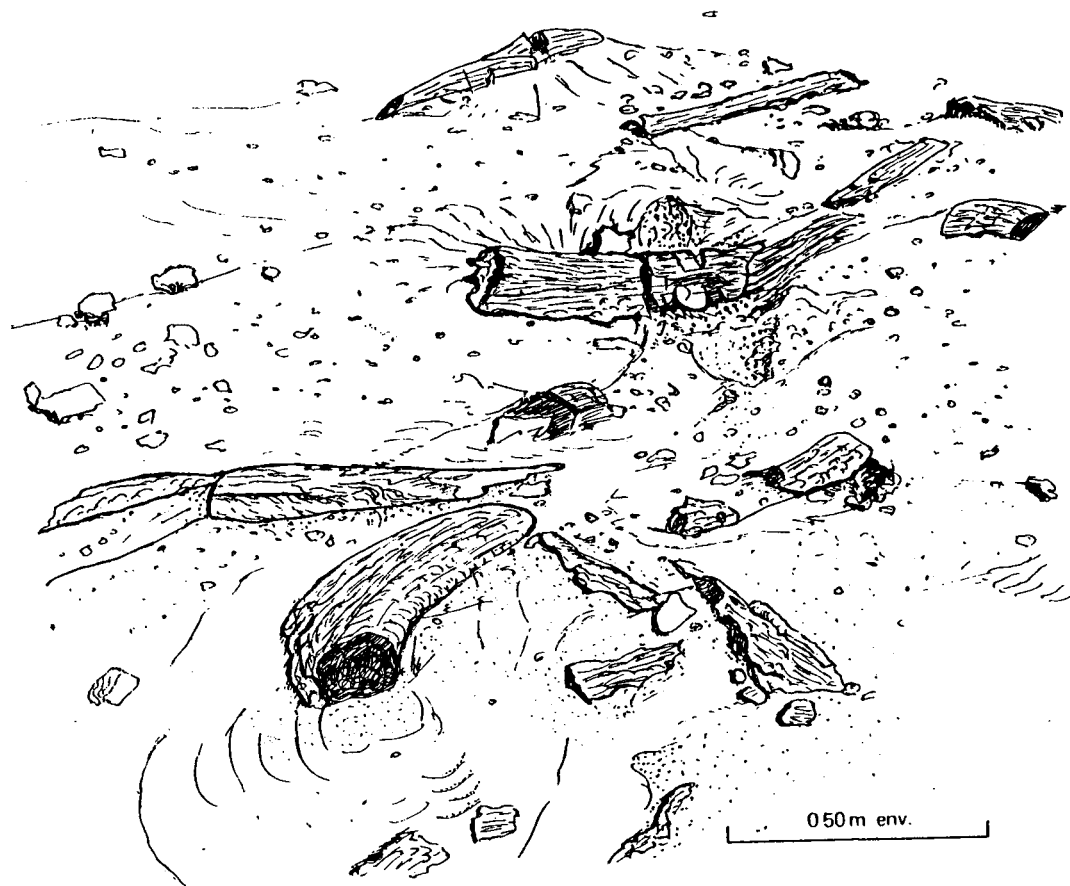


Fig. 7.32. - *Stigmaria* rayonnant autour de la base de troncs dans les couches de base du Carbonifère continental au Nord-Ouest d'El Guettara (d'après une photographie de l'auteur).

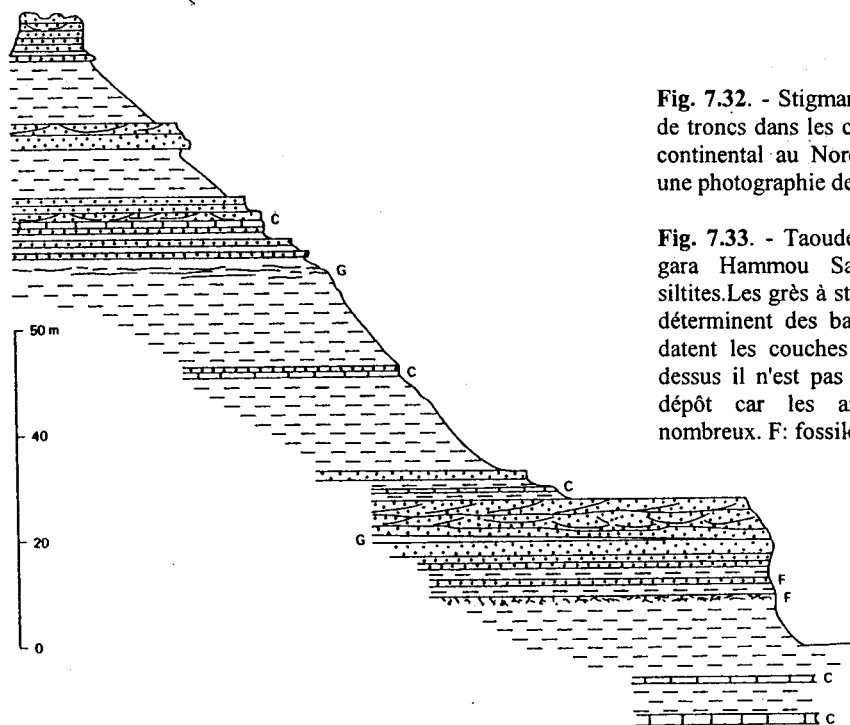


Fig. 7.33. - Taoudenni. Coupe schématique de la gara Hammou Salah. En tirets : argiles et siltites. Les grès à stratifications obliques fluviales déterminent des balcons, des tables. Les fossiles datent les couches inférieures du Namurien; au-dessus il n'est pas possible d'évaluer la durée du dépôt car les arrêts de sédimentation sont nombreux. F: fossiles. G : gypse. C : carbonates.

de calcaires bréchiques mal stratifiés. Comme fossiles, quelques ostracodes. Ces couches suggéraient déjà à Meyendorff (1942) un dépôt de lac. On imagine en effet des lagunes côtières carbonatées où venaient se sédimenter les argiles et les débris de croûtes calcaires enlevés aux plaines d'où la mer venait de se retirer.

De ce bref aperçu du Carbonifère marin de Taoudenni, relevons quelques points :

1. Au Viséen supérieur-Serpukhovien, la similitude des faunes et, entre autres, du biostrome du sommet de la Formation Harichat, avec celles des autres bassins du Sahara occidental, Tindouf, Reggan, l'Ahnet.
2. La sédimentation carbonatée du Viséen supérieur-Serpukhovien s'interrompt vers la limite entre ces deux étages. On observe alors une arrivée de matériel terrigène altéré (absence de mica et de feldspath détritique) toujours sous une faible tranche d'eau.
3. Les brachiopodes *«permettent de déceler une avancée progressive de la mer depuis l'Est vers l'Ouest. L'état de conservation des brachiopodes, à valves généralement disjointes et usées, indiqueraient des dépôts de mers très peu profondes»* (ibidem). La diminution des épaisseurs vers l'Ouest, comme l'évolution des faciès et des faunes, suggèrent la présence d'un seuil dans la région d'Agueraktem. Au delà, en Mauritanie, nous ne connaissons plus de Carbonifère. *«Avec les faunes d'Amérique, les brachiopodes du bassin de Taoudeni ne présentent pas d'éléments communs lors de la transgression éocarbonifère. C'est une situation très différente de celle décrite au Dévonien moyen, où les Amphigenia et Pustulatia d'Afrique occidentale sont des formes typiquement américaines... Sans doute au Dévonien supérieur, la surrection des Mauritanides a-t-elle fermé des communications entre les provinces occidentale et orientale du Nord-Gondwana»* (ibidem).
4. Enfin, une régression progressive de la mer, tandis que la subsidence continue, ceci dans l'interprétation «classique». Kazi-Tani (in litt., 1999) en envisage une autre. *«Difficile de parler de subsidence pour 200 à 300 m de couches continentales déposées en période de haut eustatisme qui est probablement le maximum du Paléozoïque. Par contre l'altitude atteinte par la*

plate-forme au Serpukhovien devait être largement positive (200 m au moins par rapport au zéro actuel). D'ailleurs le Carbonifère supérieur-Permien, toujours continental hormis quelques lèches marines au Moscovien, dans les bassins sahariens pose le problème de l'altitude de ces régions autrefois largement envahies par les mers sous des régimes eustatiques bien plus bas. Alors de deux choses l'une : ou la «charte» eustatique qualitative de Ross and Ross est totalement fautive d'où l'urgence de fabriquer par le calcul une nouvelle charte; ou le Sahara s'est surélevé à cette époque ce qui est une hypothèse plausible car l'agrégation des continents pour constituer la Pangée conduit à des altitudes continentales plus élevées en vertu de la Loi de Matchinski (cf. aussi Wyatt et autres)».

4.3.2. Le Carbonifère continental

Les couches de passage sont surmontées par des argiles rouges qui, dès la base, contiennent des sols à radicelles et des *Stigmaria ficoïdes*. Sur la piste d'El Guettara à Taoudenni on voit ainsi un groupement de ces gros rhizomes étalés, marquant la place d'un ancien bosquet de fougères arborescentes.

4.3.2.1. La Formation Hammou Salah

Aux caravaniers des Azalaï partis depuis plusieurs semaines, la gara Hammou Salah au loin marque le but du voyage, les salines de Taoudenni. Cette gara domine un groupe de collines de grès et d'argiles posés sur la hammada El Haricha à la limite du «Pays Rouge». Haute d'une centaine de mètres, elle donne une bonne coupe des couches inférieures du Carbonifère continental. Les horizons carbonatés y sont encore fréquents, mais peu épais. Ils montrent en plaque mince des sections d'ostracodes et d'algues. Les grès contiennent ça et là de petits débris de poissons : on peut penser qu'il s'agit de dépôts lacustres. Au-dessus apparaissent des filets de gypse. Les uns sont parallèles à la stratification, les autres, plus minces, recoupent en tous sens les roches encaissantes. Sulfate dissous, argile et sable ont dû se déposer ensemble. Les lits et les filonnets de gypse résulteraient d'une concentration secondaire.



Fig. 7.34. - Argiles et grès rouges à gypse du Namurien au pied de la gara Hammou Salah.

Les grès à stratifications obliques ravinent le banc d'argilite noduleuse sous-jacente.

Notons, dans la partie supérieure du dessin, le doublement des couches supérieures dû à un glissement vers la gauche. Certaines lentilles contiennent des galets d'argile, notamment au sommet.

Le gypse (G, en blanc) des filonnets parallèles aux couches, emballe des plaquettes d'argile décollées des épontes. Elles prouvent qu'il s'agit non d'horizons sédimentaires mais d'une concentration postérieure dans des joints de stratification.

D'après une photographie de l'auteur.

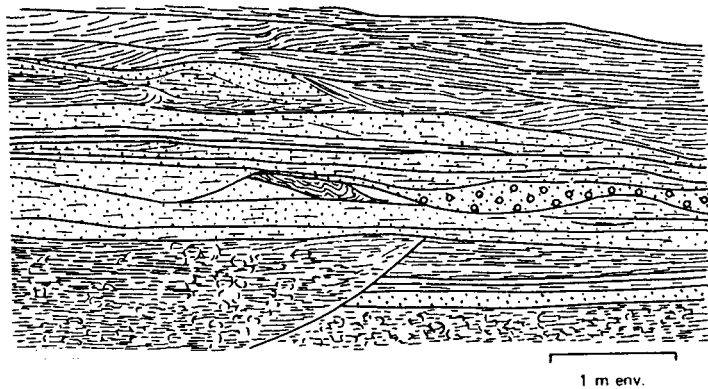


Fig. 7.35. - Stratifications obliques et ravinelements dans les grès et argiles namuriens de Hammou Salah.

Les chenaux sont comblés soit par un petit gravier à liant argileux (au milieu, à droite) soit par une argile rouge compacte (en bas, à gauche).

D'après une photographie.

Les bancs massifs d'argilite rouge ne contiennent pas de fossiles. On peut par contre en trouver dans de minces intercalations bien litées. Selon Greber et Wagner (*com. or.*) les plantes sont namuriennes : *cf Rhodea*, *Asterophyllites charaeformis*, *Sphenophyllum cuneifolium*, *cf Cardiopteridium*, *cf Protolepidodendron*, *Bothrodendron cf minutifolium*, *Mesocalamites*. Une *Estheria* du groupe *E.simoni* et une *Leaia cf tricarinata* confirment cet âge (Feys *com. or.*). Elles sont associées à des ostracodes lisses du groupe des *Cypridacea*. L'argile qui les contient est surtout composée d'un interstratifié illite-montmorillonite. De gros bancs de grès alternent avec ces argiles. On les voit s'effiler sur quelques centaines de mètres, se charger de paquets d'argile et passer à des bancs d'argilite. Ces grès montrent des stratifications obliques et des surfaces à rides de courant. Deux d'entre eux au moins contiennent une forte proportion (jusqu'à 75%) de grains ronds-mats. Dans l'ensemble la roche est plus grossière que les grès du Carbonifère marin. Des paléo-chenaux sont remplis d'un fin gravier de quartz, de lydiennes, de microquartzites, et surtout de boulettes d'argilite et de grains ferrugineux cimentés par un film d'argile rouge. Cette fois l'érosion avait bien repris sur le continent, tandis qu'en même temps se formaient des sols qui ont fourni les grains et grumeaux d'oxyde de fer.

Cette formation s'est donc déposée tantôt dans des lacs ou des mares, comme les argiles feuilletées à phyllopoïdes, ostracodes et poissons, tantôt à la faveur d'épandages fluviaux (grès à stratifications obliques) en eau boueuse comme en témoigne le film d'argile qui enrobe les galets. Entre deux périodes de dépôt, des plantes terrestres

pouvaient croître, des sols se constituer et des grains de sable se faire émousser par le vent. L'exiguïté des gîtes fossilifères et des sols à racelles, presque tous localisés dans la partie inférieure de la formation, suggère que ces mares ou ces lacs étaient temporaires et la végétation clairsemée. Le vent pouvait ainsi agir en remaniant les sols desséchés et en usant les grains de sable les uns contre les autres. Le film d'oxyde de fer qui enduit certains grains ou galets appuierait l'hypothèse d'un climat semi-aride.

175 km au Sud, le sondage Esso (1985) de l'erg Atouila (20°59'N-3°51'W) a retrouvé cette formation, sous la couverture mésozoïque avec les mêmes caractères, mais en plus épais (env. 300 m).

4.3.2.2. La Formation Jakania

Dans ce pays plat, sans entailles profondes, où les pendages sont très faibles et les fossiles rarissimes, la limite entre la Formation Hammou Salah et la Formation Jakania sus-jacente est floue. Elle n'est fondée que sur la disparition progressive des filons de gypse et une granulométrie plus fine. Des argiles vertes et rouges alternent avec des grès verts bien stratifiés. Certains lits montrent des pistes, des terriers et parfois de menus débris de poissons ou des lamellibranches. Si le gypse est quasi-absent, les carbonates, qui avaient presque disparu au sommet de la Formation Hammou Salah, réapparaissent comme ciment de certains grès ou sous forme de petits bancs calcaires ou calcaréo-dolomitiques à ostracodes. Ces derniers pullulent à certains niveaux : entiers, les valves jointes, ils appartiennent à une seule espèce. Les jeunes sont nombreux, surtout dans certains lits. On pense à une biocénose en milieu confiné,

comme un lac ou une mare temporaire telle que nous en connaissons dans les pays désertiques ou tropicaux secs. Malheureusement, il s'agit d'ostracodes lisses sans valeur chronologique (Grékoff, *com. or.*). Les lamellibranches, des *Carbonicola* découverts par Meyendorff (1942) dans la même région, se rapprochent de *C. turgida* signalé par Deleau (1962) dans le Westphalien terminal d'Abadla. Nous n'avons trouvé jusqu'à présent dans ces sédiments aucun débris végétal, ni aucun sol fossile. L'illite et la chlorite dominent dans les argiles. Mais on y trouve aussi des lits de palygorskite (ici de l'attapulgite) de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur. Découverts par Monod (1952), ces filets d'argile magnésienne posent un problème. S'agit-il d'un dépôt contemporain de la sédimentation ou d'une néogène tardive qui n'aurait affecté que la zone altérée des argiles ? Nous n'avons trouvé ce minéral qu'au centre de la cuvette, dans un secteur de roches imperméables où ont pu se concentrer les eaux au Quaternaire.

A la gara Jakania, on observe quelques cm de lave doléritique bulleuse interstratifiée. On ne connaît pas d'autres manifestations volcaniques à cette époque. Il pourrait s'agir là de l'extrémité d'un sill Jurassique injecté à faible profondeur dans un encaissant encore riche en eau. Ce magmatisme tholeiitique de 200 Ma serait la source magnésienne des attapulgites. Mais d'où viennent les plagioclases détritiques frais que l'on trouve dans les grès de la partie inférieure de la formation ? Celle-ci, épaisse de 100 m à 200 m aux environs de la gara Jakania, près de Taoudenni, a été traversée par le sondage de l'erg Atouila. Elle est formée, comme au Nord, par de petits bancs de grès fins alternant avec des argiles, et quelques bancs calcaires. Vers sa base, mieux caractérisée en sondage que sur le terrain, on note quelques lits d'anhydrite. Elle mesure là 700 à 800 m d'épaisseur, ce qui donne 980 m pour le Carbonifère supérieur argilo-gréseux (Guerre, 1984). La partie la plus subsidente du bassin se trouvait-elle au Sud des affleurements actuels ? ou la différence vient-elle de ce que le Carbonifère supérieur a été plus érodé au Nord qu'au Sud ? La sédimentation correspond à une période d'apport chimique et détritique fin dans des lacs éphémères. La disparition progressive des sulfates (anhydrite, gypse) et des chlorures (halite) suggère que les produits les plus solubles étaient exportés plus loin. Une comparaison avec les formations

contemporaines de Reggan, de Bechar-Abadla et le calendrier des stades et interstades glaciaires en révélera sans doute la signification.

4.3.2.3. Les couches terminales probablement post-paléozoïques

La Formation Jakania est couronnée par quelques mètres de couches rouges, lenticulaires, dont Meyendorff (1942) notait la variabilité. Ce sont des grès argileux grossiers, à grosses tubulures contournées, et des argiles rutilantes qui affleurent sous la dalle des quartzites à bois silicifiés qui forme l'escarpement du Khnachich. Là, plus de gypse. Les grains de sable éolien constituent une grosse partie du matériel détritique resédimenté dans les argiles. L'oxyde de fer est abondant, sous forme de pigment sur les grains, de nodules ou de lits interstratifiés. On y trouve encore des feldspath bien conservés ! La kaolinite fait son apparition. Ces couches n'ont pas livré de fossiles. Elles ont été considérées d'abord comme permiennes ou triasiques. On ne les voit pas recoupées par les dykes jurassiques (200 Ma env.). Elles pourraient être d'âge Jurassique ou Crétacé inférieur comme des couches analogues, reconnues au Sud de Fersiga (voir chap. Mésozoïque).

5. PALÉOGÉOGRAPHIE, DÉFORMATIONS VARISQUES

5.1. Paléogéographie

En simplifiant, on pourrait dire que l'histoire permo-carbonifère du Sahara révèle trois domaines. Au Sahara central septentrional et dans la région de Béchar, nous avons trouvé des séries, parfois épaisses et en grande partie marines. Dans une mer, sans doute jamais profonde, se sont développées une flore et une faune benthiques (Sebbar, 1998) et pélagiques, avec des affinités européennes et américaines. De part et d'autre, de la Libye au Djado à l'Est, ainsi qu'au Sud dans le bassin des Iullemeden, et sur le craton Ouest africain, des faciès paraliques ou continentaux révèlent des terres émergées, comme si l'on avait là un lointain souvenir de l'orogénèse panafricaine. C'est sur les terres orientales et australes qu'ont pu s'avancer les glaciers au Carbonifère inférieur.

«On the Saharan N margin of the Gondwana continent - a huge flat ramp - the coast-line looks

highly variable. At the maximal Strunian regression (Fabre, 1988, Fig. 11), in the Saoura-Timimoun and Tindouf basins, fluvio-deltaic azoic sandstones overlie marine siltstones yielding cosmopolitan faunas/microfloras. They are probably contemporaneous of glacial deposits in S. America (Caputo and Crowell, 1985) and ? Air (Coquel et al., 1995). During the Tournaisian, two successive transgressions are well exposed by pelagic cephalopod faunas, in most Saharan basins (Becker, 1993). At that period, some endemic benthic marine faunas (and floras ?) may reflect a cold climate. The maximal late Viséan transgression reaches the Arlit region, Niger, and the Taoudenni basin, Mali. Reefs in Bechar basin and coral biostromes in other Saharan basins might indicate warmer climates. The rich brachiopod fauna, mostly cosmopolitan, has peculiar Eastern affinities (Egypt, Turkey...)» (Legrand-Blain, 2001). Les minerais de fer oolitiques se seraient déposés au moment des bas niveaux marins du Dévonien terminal-Tournaisien (Isaacson et al., 1999). La première glaciation de Dwyka débute à la fin du Dévonien (après le dépôt des Upper Witteberg shales à flore) ou à l'aube du Carbonifère (Streel et Theron, 1999) et se terminerait au Viséen. Est-ce la même qui se continue ensuite, entrecoupée de plusieurs stades interglaciaires chauds, jusque dans le Permien inférieur ? ou s'agit-il d'une seconde glaciation survenant 40 à 60 Ma plus tard ? La question demeure posée. Une autre concerne les effets de cette dernière, au Sahara, sur les milieux continentaux entre le Carbonifère supérieur et le Permien inférieur. Enfin à quel moment s'est terminée cette glaciation ? au Sakmarien ? ou après ? Les premiers fossiles trouvés à la base des couches post glaciaires (les Upper Dwyka shales) sont ambigües (Fabre et Huard, 1967). Le Permo-Carbonifère saharien peut apporter des éléments de réponse à ces questions.

Les bassins sahariens se trouvent, au Permo-Carbonifère, sous de basses latitudes (entre 20° et 6° de lat. S env.), et sous la double influence de la Téthys au Nord, et du grand inlandsis austral au Sud. Les vents de mousson venant de la Téthys devaient arroser en été le bassin houiller de Jerada au Nord-Est du Maroc ainsi que le Sahara central et oriental situés en bordure de l'Océan. Par contre la chaîne varisque leur faisait obstacle. Les pluies n'arrivaient que parcimonieusement aux bassins de Bechar, Tindouf, Reggan, Taoudenni qui

subissaient au contraire les vents secs venus du coeur du continent : la zone des hautes pressions australes devait en effet se trouver en Afrique centrale si l'on compare avec l'Eurasie actuelle (Fabre, 1988). Cela peut expliquer la pauvreté en charbon de ces bassins soumis à un «effet de foehn» (Fabre et Mainguet 1990).

5.2. Déformations varisques

On a vu plus haut que les premières déformations que l'on peut attribuer à l'orogénèse varisque débutent au Dévonien supérieur. Elles se poursuivent au Carbonifère et au Permien : les discordances observées tant à Bechar qu'à Illizi par exemple en témoignent.

Déformations varisques dans le bassin de Béchar

Le bassin de Béchar, dans l'avant-pays de la chaîne varisque d'Algérie du Nord et du Maroc central montre, dans des séries bien datées paléontologiquement, le passage de couches plissées au Nord à des couches «tranquilles» au Sud. Dans le secteur de Ben Zireg-Djebel Horreit et Bou Kaïs la couverture mésozoïque fossilise la surface post-hercynienne. A Ben Zireg une déformation post-Carbonifère inférieur se manifeste par l'apparition d'une schistosité dans les niveaux argileux ou silteux du Paléozoïque, Viséen supérieur inclus, des plis d'axe 110°, et des cisaillements plats post schisteux. Ce Paléozoïque est un peu différent de celui de la plate-forme au Sud. Le Dévonien terminal et le Carbonifère basal sont réduits, et le Viséen supérieur très épais. A une trentaine de km au Sud, la schistosité a disparu. Le Viséen supérieur-Namurien du Djebel Béchar et du Mézarif est affecté de décollements qui suivent les niveaux tendres sur plusieurs km, puis traversent les calcaires et dolomies sus-jacents sous un angle de 20°-30° pour repartir ensuite parallèlement aux couches (mission SONATRACH 1974-1975, Ball et al., 1975). Au Sud-Est de Béchar, de petites écailles plissées sont recouvertes en discordance par des grès et conglomérats du Bashkirien qui les scellent. Selon Lemosquet (*com. or.*), dans le Mezarif, du Moscovien serait impliqué dans ce chevauchement.

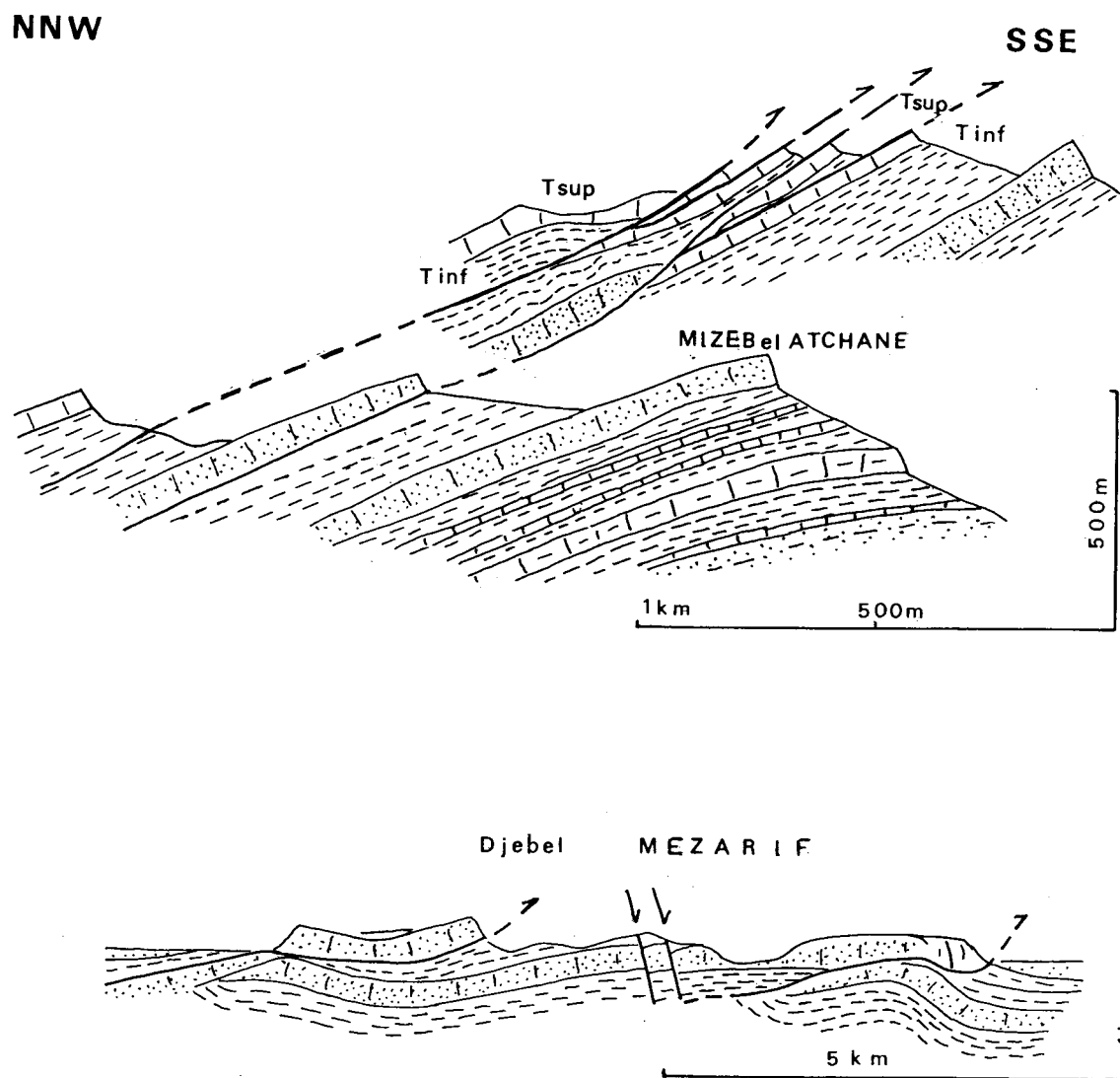


Fig. 7.36. - Cisaillements dans le Namurien du Djebel Bechar, au Mizeb el Atchane (à l'Est de Bechar et Djenien), et dans le Djebel Mezarif, à l'Est de la Zousfana, (d'après Fabre, 1976).

A 7-8 km au Sud Ouest du Mizeb el Atchane, le Bashkirien repose en discordance sur ces terrains, post-datant leur déformation.

T.sup, T.inf. : Formation de Tagnana redoublée par les cisaillements (Legrand-Blain, 1967).

Les plis de l'Ougarta

Au Sud du bassin de Béchar, la genèse des plis de l'Ougarta (Donzeau, 1983), en brachy-synclinaux et anticlinaux a été réinterprétée après examen des images SPOT et des données de terrain. «*Il s'agirait ...d'une chaîne de chevauchement à vergence vers le Sud-Ouest, d'âge hercynien, à faible raccourcissement et à plis essentiellement de type passif*». Ces plis «*seraient liés à des rampes connectant des paliers horizontaux dans les séries du Précambrien à d'autres situées plus ou moins haut dans la série stratigraphique (Cambrien, Ordovicien, Silurien)*» (Hervouet et Duée, 1996) à l'aplomb de la vieille suture panafricaine.

Ahnet-Mouydir

Les déformations du Paléozoïque, cachetées par la couverture mésozoïque, accompagnent des rejeux de failles du socle, sub-méridiennes surtout, et Nord-Est - Sud-Ouest qui déterminent des flexures. L'interférences entre les deux directions a

créé des structures en dômes et bassins. Les structures du Kreb El Douro et de Teguentour, d'environ 2 km de diamètre, montrent, au centre, des couches redressées, qui contrastent avec la régularité des terrains alentours. Haddoum *et al.* (2001) montrent que ce bassin a subi un raccourcissement NNE-SSW à ENE-WSW probablement durant le Permien inférieur.

La chaîne varisque des Mauritanides

En 1962 Sougy publie la découverte, faite quelques années plus tôt, d'une chaîne plissée et de charriages, bien visibles dans la région d'Akjoujt que traverse la route de Nouakchott à Atar et Chinguetti. Des travaux de terrain sont alors menés depuis le Nord de la Mauritanie jusqu'en Guinée, par les équipes de Dakar et de Marseille. Ils révèlent la complexité de ce domaine (Chiron, 1973; Lécorché, 1980; Le Page, 1983; Dia, 1984; Villeneuve, 1984). Des datations radiométriques montrent la superposition de plusieurs orogènes, entre le Précambrien supérieur et la fin du Paléozoïque (Dallmeyer et Villeneuve, 1987;

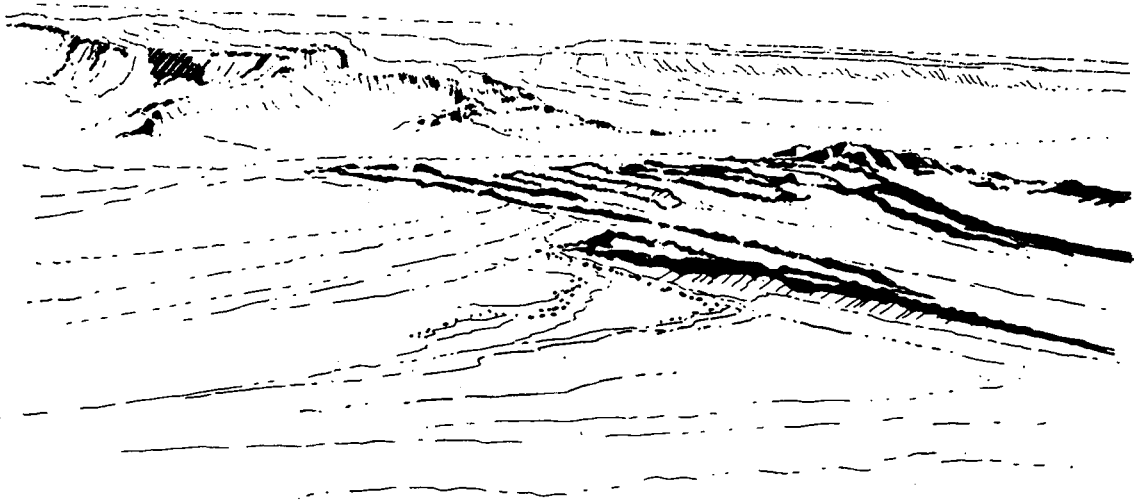


Fig. 7.37. - Le Dévonien supérieur du Djebel Horreit est affecté de plis souples Est-Ouest, rabotés par la surface post hercynienne. Au fond, le Djebel Béchar; à gauche le Djebel Antar, tous deux armés de calcaires dolomitiques du Carbonifère inférieur. Dessin de Bruno Lamarche d'après une photographie JF.

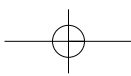
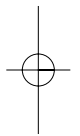
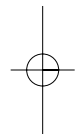
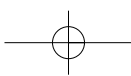
Dallmeyer et Lécorché, 1989, 1990; Le Goff *et al.*, 2001), impliquant du socle ancien, des roches basiques océaniques et des grès de la couverture paléozoïque, le Dévonien inclus. En 1991, Le Page et Lécorché en donnent une synthèse. La chaîne varisque, longue de 1800 km, surimposée à une chaîne du cycle Pan-Africain, résulte, au Carbonifère, «du rapprochement du continent nord-américain et de la plaque africaine édifiée au Pan-Africain ... Un mécanisme de poinçonnement et d'échappement latéral, lié à la protubérance que constitue vers l'Ouest la Dorsale Reguibat, aurait alors engendré les nappes hercyniennes et, plus à l'Ouest, les décrochements ductiles des Oua-Oua (A. Vauchez *et al.*, 1987). Il semble donc que l'évolution des Mauritanides ne soit synchrone de celle des Appalaches, sur la côte orientale des Etats-Unis que lors de cette dernière phase». Mais des problèmes restent en suspens. Dix ans plus tard, Caby et Kienast (inédit) ont repris l'analyse structurale et pétrologique des trois domaines (occidental, central et oriental) de la partie médiane de la chaîne, avec le souci de distinguer le Panafricain du Varisque dans les déformations, les paragenèses métamorphiques et leurs conditions de Température/Pression. Ils proposent une interprétation géodynamique, cohérente avec les données radiométriques. En résumé, après les phases de rifting, d'ouverture océanique et de subduction contemporaines de l'événement panafricain, s'est créé une chaîne impliquant du socle archéen, des séries du Protérozoïque inférieur et de la couverture Protérozoïque supérieur, ainsi que des ophiolites. Cet événement n'aurait pas créé de reliefs importants. Une couverture gréseuse cambro-ordovicienne à dévonienne cache le tout. Après une latence de près de 200 Ma, au Carbonifère supérieur, se produit, du Sud marocain à la Guinée, une collision entre le craton ouest-africain et un terrane continental à l'Ouest. Le premier stade, vers 300-325 Ma, est une collision frontale produisant des chevauchements sur l'avant-pays cratonique ouest-africain, dans des conditions métamorphiques

du faciès schiste vert. «*This first-stage collision was followed by successive oblique, mainly dextral docking of the inner zones of the growing orogen limited to the east by the rigid west African craton: this strike-slip tectonics is well registered by the N-S, late nearly horizontal stretching lineations developed in the western domain and in the eastern domain, especially within oceanic units. Outward migration of orogenic front through successive compressive pulses up to the Late Carboniferous possibly occurred, as evidenced by the 280 Ma mica ages*» Et les auteurs concluent «*Preservation of metamorphic rocks at mid-crustal level along a residual oceanic domain which delineates the suture zone can be best explained if crustal terranes moved mainly laterally just like it is the case along west of the St Andrea fault in western north America after building up of the subduction-related metamorphic root. Relief and final exhumation of units took place only in late Carboniferous time, when combined renewed right angle convergence produced cold thrusting of the orogen onto the rigid west-African craton. This event may be responsible for the main Hercynian nappes best documented in northern mauritanides and in western Sahara*». Le Goff *et al.* (2001) révèlent l'existence d'un métamorphisme éclogitique dans ces Mauritanides septentrionales où il est daté, par la méthode Sm-Nd, à 330 Ma.

D'autres chaînes se forment en bordure du Gondwana au Permo-Carbonifère (Miller 1981, Daly *et al.*, 1992). Nous ne nous y attardons pas ici mais nous avons tenté d'approcher les effets de ces orogenèses au Sahara, en domaine de plate-forme, car «*the Late Palaeozoic deformation coincides with collisional tectonics along the southern margin of Gondwana and the generation of the Cape and Sierra Ventana foldbelts. It is postulated that ... Africa and Gondwana experienced widespread intracontinental deformation generated by distant collisional processes much as Central Asia is experiencing today*» (Mahlburg Kay *et al.*, 1989).

Troisième partie

La seconde couverture de plate-forme



Chapitre 8. - Le Mésozoïque

Jean Fabre



*from
Hasse FHAL
on way to El Golea.*

Tableau des principales subdivisions du Mésozoïque.

Dates d'après Odin *et al.* (1994) et Gradstein *et al.* (1994).

CRETACE SUPERIEUR	Maastrichtien Campanien Santonien Coniacien Turonien Cénomanién	de 96 à 65 Ma
CRETACE INFERIEUR	Albien Aptien Barrémien Hauterivien Valanginien Berriasien	de 135 à 96 Ma
JURASSIQUE SUPERIEUR (MALM)	Tithonien Kimmeridgien Oxfordien	de 154 à 135 Ma
JURASSIQUE MOYEN (DOGGER)	Callovien Bathonien Bajocien Aalénien	de 180 à 154 Ma
JURASSIQUE INFERIEUR (LIAS)	Toarcien Pliensbachien Sinémurien Hettangien	de 205 à 180 Ma
TRIAS	Rhétien Norien Carnien Ladinien Anisien Scythien	de 245 à 205 Ma

180 millions d'années, en trois épisodes.

Acte I. (§2) : La finition d'une pénéplaine. Un vaste golfe peu profond et des lagunes couvrent le Bas-Sahara. Des argiles, du sel, de l'anhydrite s'y déposent tandis qu'à l'Ouest s'empilent des coulées de basalte, issues de quelques grands centres volcaniques, au Maroc, à Taoudenni, à Fersiga, dans le Hodh.

Acte II (§ 3) : L'Atlantique Nord s'ouvre devant l'Ouest africain. Des bombements et des fossés se créent. D'épaisses nappes de sables et d'argiles se sédimentent sur le Sahara Central. C'est ce que l'on appelle le Continental Intercalaire. Il semble que sur le craton ouest-africain où l'érosion dissout et déblaie les trapps basaltiques, rien ne se dépose sauf dans quelques fossés.

Acte III (§.4) : une double inondation, au début et à la fin du Crétacé supérieur, venue de la Téthys, gagne le Sud du Sahara, isolant quelques grandes îles comme le Hoggar.

1. INTRODUCTION

Les étages du Mésozoïque, définis pour la plupart en Europe, s'étendent sur 185 Ma environ. Beaucoup sont mal représentés au Sahara. La couverture mésozoïque est cependant importante à connaître. Elle scelle la pénéplaine dite «hercynienne» (= post-Varisque) et donc l'histoire de la première couverture de plate-forme. Elle contient de riches réserves d'eau et de gaz. C'est pendant sa formation que des basaltes ont recouvert le Sahara occidental, puis que l'Afrique s'est séparée de l'Amérique. La période mésozoïque voit aussi une remontée globale du niveau des océans (Fig. 8.34 en fin de Chapitre).

On observe une série de pulsions positives et négatives synthétisées dans la Meso-Cenozoic cycle chart de Haq *et al.* (1988). Si certaines fluctuations positives du Jurassique ont pu être enregistrées dans le Nord, c'est surtout à partir du milieu du Crétacé que la mer s'étend sur de grandes parties du Sahara.

Paléoclimats

Au Mésozoïque, les pôles se rapprochent de leur position actuelle tandis que le Gondwana se fragmente et que les blocs qui le constituaient migrent vers leur position présente. Leurs marges subiront l'effet régulateur des océans qui se créent alors. On a autrefois considéré que le Mésozoïque, et en particulier le Crétacé, avait été une période chaude ou de climat uniforme par opposition à la fin du Paléozoïque, sa calotte glaciaire

gondwanienne et ses zones arides. Il faut désormais nuancer ce point de vue : au Jurassique et au Crétacé des glaces existent encore au pôle Sud (Frakes et Francis 1989).

Faunes et flores

L'ère mésozoïque (= «la Vie Moyenne» en grec) est celle du développement des reptiles. Il y en eut de marins mais la plupart ont vécu dans les plaines, les marais, les fleuves. Or, les formations deltaïques et fluviales de cet âge sont bien développées dans le Nord de l'Afrique et contiennent, plus ou moins bien conservés, beaucoup de restes de ces animaux. Ce continent, d'abord en connexion avec l'Amérique puis séparé, permet de suivre les filiations puis les divergences avec les célèbres formes nord-américaines. Le Trias est la période des premiers dinosauriens et des ancêtres des mammifères, les «reptiles mammaliens» qui se différencient des vrais reptiles par leurs dents : au lieu d'être côniques elles portent, comme les nôtres, plusieurs tubercules. C'étaient des animaux souvent petits, qui ont pu être couverts de poils. Les couches rouges du Lesotho en Afrique australe en ont fourni de remarquables (Ginsburg, 1962, 1979). La région d'In Amenas, près de la frontière libyenne, en a livré. Le Jurassique verra l'apparition d'une seconde génération de dinosaures de toutes tailles dont l'ancêtre des oiseaux, l'*Archaeopteryx*, un

reptile à plumes. Dans le Haut-Atlas, on a extrait récemment un énorme sauropode herbivore d'un ancien delta Jurassique moyen. *Atlasaurus imalakei*, quadrupède de 15 m de long, 4 m 50 au garrot, pesait plus de 22 tonnes. Il est comparable au célèbre *Diplodocus* américain. Au Crétacé en apparaît une troisième association parmi laquelle des géants bien connus. Ces monstres ont vécu au Sahara à côté d'autres vertébrés, crocodiles, tortues, poissons. On en a retrouvé des restes au Tadmait et au Niger où l'on vient de mettre à jour *Suchonimus tenerensis*, un dinosaure théropode de 10 m de long qui allait sur deux pattes et mangeait du poisson.

Chez les Invertébrés, «*les faunes (au Trias) sont encore séparées comme elles l'étaient au Permien en deux groupes : - un groupe de mers chaudes à salinité normale, lié à la Téthys ... dite du Trias alpin, qui ne dépasse guère à l'ouest le méridien de la Tunisie ... mais qui s'étend vers l'est sur toute la Méditerranée orientale ... et jusqu'à Timor ... - Un groupe de mer tempérée ou chaude mais à salinité variable occupe une grande partie de l'Europe occidentale, l'Espagne et l'Afrique du Nord... c'est la faune dite du Trias germanique*» (Termier, 1979). En fait, la faune du «Trias alpin» se retrouve jusqu'à Gibraltar (Durand Delga, *in litt.*). Durant toute la première moitié du Mésozoïque, le Sahara septentrional va être sous la dépendance de la Téthys. Avec les grandes invasions marines du Crétacé supérieur, une communication se fait entre celle-ci et l'océan Atlantique central et méridional qui s'ouvrent. L'un des meilleurs témoins en sont les ammonites. Celles-ci disparaissent à la limite Crétacé-Tertiaire, comme bien d'autres invertébrés, et comme les dinosaures.

On a beaucoup écrit et spéculé sur ces extinctions en masse. Comme le souligne Lethiers (1998) cette crise n'est cependant pas la plus importante de l'histoire de la Terre, par le nombre de genres et d'espèces disparues. Celle du Permien aurait été plus drastique encore. D'autre part, elle n'a pas été instantanée. «*Si l'on examine la réponse des organismes durant cette crise de la fin du Mésozoïque, on constate qu'un processus graduel d'extinction de certains taxons se met en place dès la fin du Campanien, c'est à dire huit millions d'années avant la fin du Crétacé, et que plusieurs vagues de disparitions se succèdent*

jusqu'à la limite Crétacé-Tertiaire. L'extinction des dinosaures permet d'aborder ainsi la question générale des crises de la vie au cours de l'histoire de la Terre. La disparition des dinosaures n'est certainement pas due à l'action d'une cause unique, brutale et limitée dans le temps, mais plus probablement à des causes multiples, complexes et étalées dans le temps» (Taquet, 1993), et qui, pour une fois, ont ajouté leurs effets. Dans le même temps on observe un grand développement des Angiospermes. Pour Volk (1989), ce développement serait lié à un refroidissement et provoquerait une augmentation des altérations après 100 Ma.

Cadre structural et conséquences économiques

Au début du Mésozoïque, les reliefs formés par l'orogénèse varisque sont aplanis. Cependant quelques grandes fractures sub-méridiennes vont rejouer et d'autres se créer, en particulier celles de direction N70°-80°E et Est-Ouest. Les derniers 70 millions d'années, c'est à dire, en gros, le Crétacé sont, dans le Monde, caractérisés par «*a global plate reorganization, widespread rifting, continental break-up, rapid spreading and global magmatism*» (Anderson, 1994). De la Mauritanie à la Libye, nous retrouverons des contrecoups de ces réarrangements. Alors qu'au Paléozoïque le Hoggar paraît subsident, et qu'au Sud le bouclier nigérian est plutôt une zone haute, au Mésozoïque le mouvement s'inverse : le bouclier Touareg commence à s'esquisser et le Sud s'affaisse (Claret et Tempère, 1965). De grands fossés se forment (Fig. 8.15). Celui de Doba-Birao, au Tchad, de direction E-N-E, relaie à l'Est celui de la Bénoué; ceux du Ténéré sont sub-méridiens. Selon Black (*com. or.*) ils se situeraient sur une lithosphère délaminiée et traduiraient le rejeu de vieilles zones mobiles panafricaines. Il s'en crée aussi sur le craton ouest-africain ou à cheval sur les deux domaines : c'est le cas du fossé du Tilemsi-Gao, du fossé d'Amded, dans le Tanezrouft méridional, du fossé de Nara, au Sud du Hodh, orienté E-N-E-O-S-O. Le fossé de Doba-Birao, remplis de sédiments épais, présente un intérêt pétrolier.

Au cours du Crétacé, la mer va recouvrir la plus grande partie du Sahara central et s'avancer sur le Sahara occidental. Elle évacuera ces régions

au début du Tertiaire. Les dépôts terrigènes et chimiques offrent de remarquables exemples d'une sédimentation de plate-forme stable. Ces couches, demeurées horizontales, peuvent être bien étudiées dans les gorges ou les falaises bordant les dépressions. Certaines de ces coupes sont accessibles (Tinrhert, Tademaït). Mais la série la plus complète du Mésozoïque se trouve au Sahara central, conservée dans la vaste cuvette du «Bas Sahara» (Busson, 1971) ou Bassin des Chaamba (Lefranc, 1964), actuellement couverte de cailloutis et de dunes et qui s'étend au Sud de l'Atlas saharien. Les terrains mésozoïques n'y affleurent pas mais on dispose des données des nombreux sondages pétroliers. Une synthèse en a été faite (Busson, 1971) : elle décrit un bon exemple de formation d'une couverture sédimentaire sur une pénélaine tantôt émergée, tantôt submergée par une faible tranche d'eau. Nulle part nous ne trouverons de traces de tectonique salifère, malgré la puissance de ces formations.

Dans l'histoire de ce continent deux évènements extérieurs vont s'inscrire :

1. La séparation de l'Afrique d'avec les Amériques, d'abord au Nord puis au Sud. Cette séparation se manifeste par des distensions à l'intérieur de la plaque et la montée de magmas basaltiques, surtout au Sahara occidental. Au milieu du Jurassique, l'Afrique a une façade maritime du Maroc jusqu'à la Sierra Leone. Au milieu du Crétacé, l'Atlantique sud s'est formé et le golfe de Guinée finit de s'ouvrir.
2. La rotation de la plaque africaine dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. Cette rotation aura pour effet un rétrécissement de la Téthys, qui devient la Méditerranée, fermée à l'Est par la collision de l'Arabie avec l'Eurasie, tandis que se forme la chaîne alpine sur ses deux bords. La naissance de l'Atlas crée ainsi une zone haute au Nord du Sahara tandis qu'au Sud apparaît le Hoggar, un gros bombement où commenceront à monter des roches volcaniques. La séparation puis la rotation de l'Afrique s'accompagnent d'un jeu de linéaments, en distension ou en compression suivant les régions, et de montée de magmas profonds. Les travaux en cours démêlent peu à

peu cet écheveau (Guiraud et Bosworth, 1997; Wilson et Guiraud, 1998).

On connaît les indices minéraux du Jurassique au Nord de Bechar. Mais les trois richesses les plus remarquables aujourd'hui nous paraissent :

1. Les grès triasiques du Bas-Sahara, comme magasins potentiels d'hydrocarbures;
2. Les grès continentaux, surtout ceux de la première moitié du Mésozoïque, réputés pour leurs nappes aquifères que l'on groupe sous le nom de «nappe du Continental Intercalaire»;
3. Des diamants. On connaît depuis longtemps des alluvions Quaternaire diamantifères en bordure du Golfe de Guinée; on en a signalé en Mauritanie et dans le Sud-Ouest algérien. Leurs roches-mères seraient des kimberlites et/ou des lamproïtes dont certaines seraient d'âge Crétacé (vers 90-100 Ma). Les indices de Reggan et des Richat appartiendraient à cette famille.

2. PÉNÉPLANATION, SÉDIMEN- TATION ET MAGMATISME AU TRIAS ET AU JURASSIQUE

Des terrains triasiques et jurassiques affleurent dans le bassin d'Illizi. Des sondages pétroliers ont révélé leur existence en profondeur au Nord, jusqu'à l'Atlas saharien. Dans le Sud-Tunisien et la Djéffara libyenne, la sédimentation paraît avoir été continue du Permien au Jurassique. Au Sahara nord-occidental, dans la zone autrefois mobile qui s'étendait de Bechar à l'Ahnet, on ne connaît pas le Trias; le Jurassique marin vient se terminer en biseau au Nord-Est de Bechar. Son existence au Sud n'est pas démontrée; les premières couches fossilifères sont d'âge Crétacé inférieur. Au Crétacé supérieur, la mer s'étalera sur la plus grande partie du Sahara. L'écorché géologique (Fig. 8.1) schématise les terrains qui affleuraient avant le dépôt des premiers sédiments mésozoïques. Cette surface, inégale au début, va être peu à peu nivelée; les reliefs du centre et des bordures vont être rabotés tandis que les creux seront comblés. A l'Ouest, une vaste région est soumise à l'érosion. Elle fournit en matériel

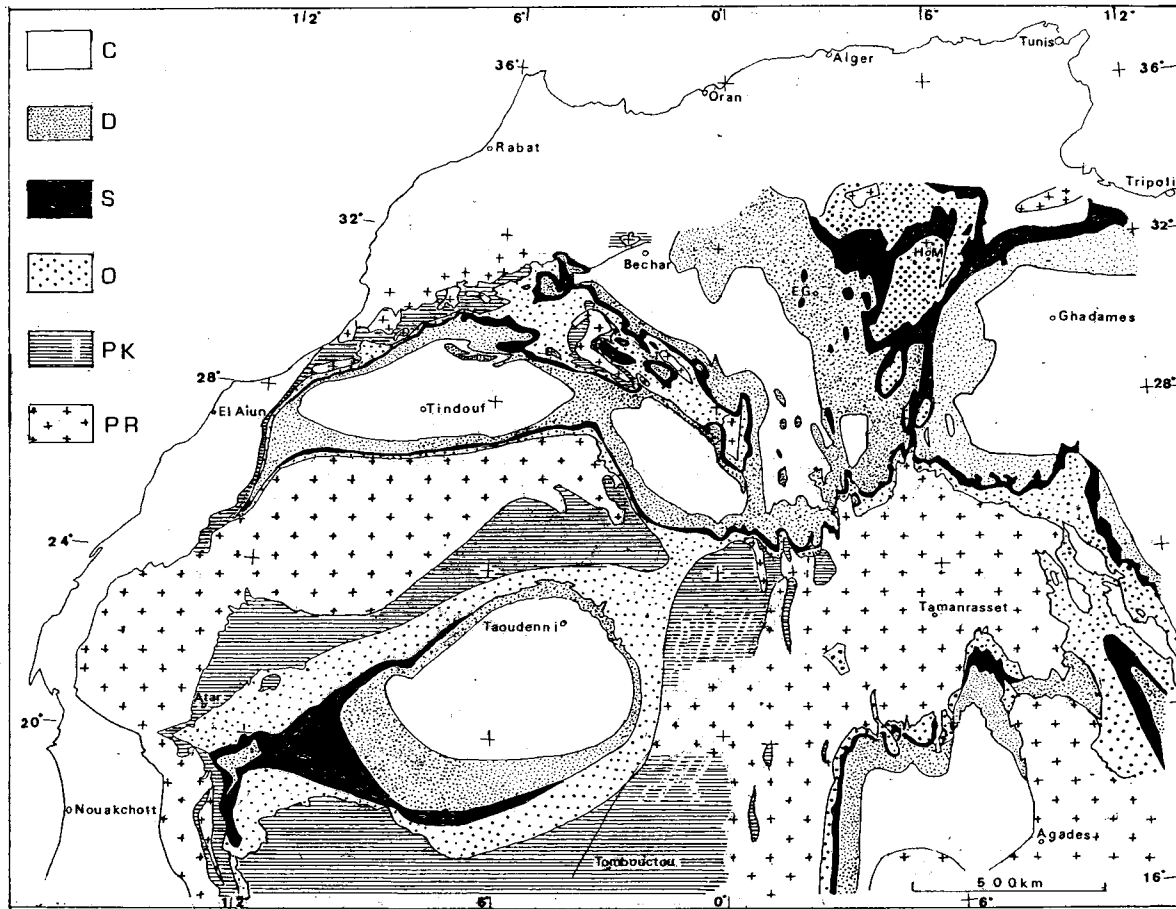


Fig. 8.1. - Essai de carte géologique du Sahara au début de l'ère Secondaire (Mésozoïque). Cet «écorché», établi d'après des cartes géologiques et des données de sondages est plus sommaire que ceux des compagnies pétrolières dont il s'inspire. Beaucoup d'incertitudes demeurent. Dans le Hoggar, l'Ordovicien et le Silurien étaient plus étendus ; sous les regs du Tanezrouft l'extension des formations Précambrien supérieur-Cambrien (PK) d'une part et celle du socle éburnéen (PR) est inconnue.
C : Permo-Carbonifère, D : Dévonien, S : Silurien, O : Ordovicien = première couverture de plate-forme. EG : El Golea, HM : Hassi Messaoud.

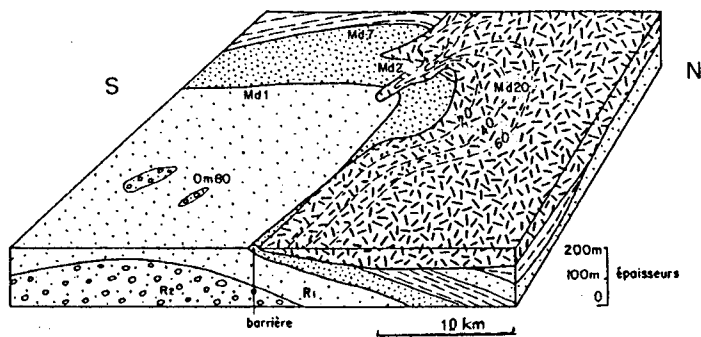


Fig. 8.2. - Dans la région de Messaoud, les laves reposent en discordance sur le Paléozoïque inférieur. Elles se sont étalées sur une surface inégale. Elles ont par exemple rempli une petite vallée près du sondage Md2. Au Sud elles se sont arrêtées contre la barrière formée par une crête de quartzites (d'après Busson, 1971, simplifié).

terrigène la marge occidentale du «bassin des Chaambas». Le Hoggar demeure encore une inconnue. On y a signalé du Crétacé continental transgressif sur le Précambrien, mais ces grès sont mal datés. Il semble en tous cas que, dans cette région qui deviendra le bouclier Touareg et qui avait été jusqu'ici couverte par les sédiments paléozoïques, des panneaux de socle ancien commençaient à affleurer.

2.1. Les surfaces d'érosion d'âge Trias-Jurassique au Sahara central et occidental

Cette surface d'érosion tronque les structures tectoniques héritées des événements de la fin du Primaire et du début du Secondaire. Lorsque le Trias repose sur le Primaire, comme c'est le cas vers la frontière libyenne et dans le bassin des Chaambas, il n'y a qu'une surface d'érosion. Celle-ci correspond à un laps de temps plus court au centre de ce bassin qu'au bord, vers In Amenas. Là, les premiers sables sont Trias moyen. Sur les confins algéro-marocains, on aurait, selon Joly (1962) une surface post-hercynienne déformée par l'orogénèse Jurassique (?) puis remodelée par ablation des bosses et comblement des creux. Il en serait de même près de Reggan (Conrad, 1972). Là où les premiers sédiments sont d'âge Crétacé, la surface de base représente l'aboutissement d'un long et complexe processus de pénéplanation. Les premiers dépôts qui la fossilisent et les altérations sous-jacentes peuvent donner une idée des conditions qui régnaient juste avant la sédimentation.

2.1.1. La surface anté-triasique

Les premiers sédiments triasiques conservés dans la cuvette du Sahara central fossilisent une surface qui montre pas de reliefs escarpés importants. Des bancs durs, notamment dans le Cambro-Ordovicien, ont été mis en relief; ils devaient alors former des lignes de collines douces. *«Les premiers témoins triasiques étaient cantonnés à la verticale des formations paléozoïques plus meubles, tandis que les massifs quartzitiques n'ont été ensevelis que les derniers».* A Hassi Messaoud, *«certaines couches dures... ont*

dû former une ou des crêtes monoclinales... C'est ainsi que les quartzites de la zone Q2 semblent avoir formé une crête plus ou moins méridienne qui a servi de rebord pratiquement infranchissable aux épanchements andésitiques, lesquels correspondent localement aux premiers dépôts triasiques». Les courbes isopaques du «bassin andésitique» *«donnaient dans la partie sud de la région une figure dont l'alignement et le caractère sinueux évoquent le remplissage d'un véritable ravin».* A la différence de la crête des quartzites de la zone Q, ce trait *«paléotopographique n'a pas de relation évidente avec la nature pétrographique du socle paléozoïque»* (Busson, 1971). Cette dernière remarque nous incite à penser que, non seulement les bancs de roches dures avaient été mis en relief, mais qu'un réseau hydrographique s'était installé dès la régression moscovienne sur la pénélaine en cours de formation. La sédimentologie des premières formations alluviales (le Trias gréseux) suggère un dépôt dans des cours d'eau anastomosés ou divagants. D'après les rapports pétroliers, selon Kazi-Tani, il s'agirait d'un réseau en tresse.

2.1.2. La surface polygénique anté-Crétacé

Cette surface n'a pas été étudiée partout. Au Nord, à la jonction Ougarta - Anti-Atlas, elle se présente comme une plaine d'érosion portant des résidus de sols rouges et quelques reliefs ennoyés par des dépôts grossiers. *«Il semble que les pentes de la surface post-hercynienne déformée par l'orogénèse Jurassique convergeaient de l'Anti-Atlas et de la chaîne d'Ougarta vers une gouttière sensiblement située à l'emplacement des Kem-Kem. Ces pentes déterminèrent un réseau hydrographique qui devait déboucher sur le Tafilalt et, au delà, sur le sillon pré-africain»* (Joly, 1962). Au Tanezrouft, sur les confins du bouclier Touareg comme à Taoudenni, c'est une surface plane tant sur le socle, déjà nivelé au Cambrien, que sur le Paléozoïque. La réalisation d'une telle surface nécessite l'ablation de terrains du Primaire et du Précambrien. On va donc trouver, dans les formations contemporaines, des sables, des argiles et des produits mis en solution : carbonates, sulfates, fer, etc. précipités dans la mer

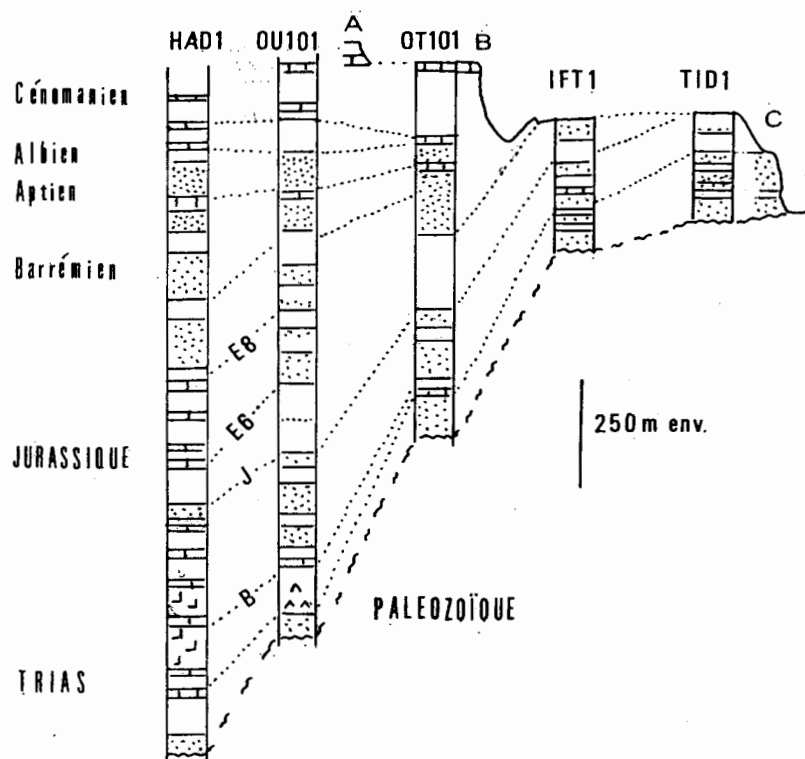


Fig. 8.3. - Schéma de l'évolution des terrains mésozoïques infracénomaniens dans l'Est du bassin Ajjers. Le sondage HAD 1 se trouve à la latitude de Ghadamès. La coupe de OT 101 est complétée par celle de la base de la falaise turonienne A et celle des affleurements de la région d'In Akhamil B. E8, E6, J, B : horizons-repères. D'après Busson, (1971) simplifié. La coupe de Zarzaitine (C), à l'Est d'In Amenas, montre les grès à végétaux et vertébrés du Trias moyen, surmontant en légère discordance le Tiguentourine supérieur (Permien), et coiffés par les argiles jurassiques de Taouratine. Dans les colonnes on a laissé en blanc les argiles et siltites.

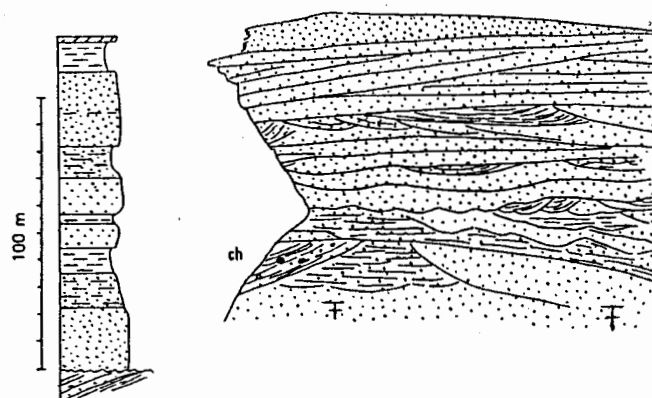


Fig. 8.4. - Le Trias dans la région d'In Amenas. A gauche, la succession des principaux termes lithologiques de la formation (d'après Busson, 1964, carte géol. Fort Flatters). A droite, croquis de terrain montrant, sur 5 à 10 m d'épaisseur, l'allure des horizons sableux du sommet de la falaise au Nord de Maison Rouge (Edjeleh) sur la frontière algéro-libyenne. Le chenal ch contient des galets (5 à 10 cm) d'argile verte, de quartz et des débris d'os. Le grès grossier de la base de l'affleurement emballe des reptiles entiers et des débris de bois ferruginisés.

ou des lacs, et fixés par les êtres vivants. Une autre source était formée par les coulées basaltiques liasiques dont nous connaissons surtout les filons nourriciers de dolérite. Ces roches très altérables ont fourni du calcium, du magnésium, du fer, mais aussi des pyroxènes ou des amphiboles que l'on peut parfois retrouver dans les premiers sédiments. Joly (1962) signale des paléosols rouges contemporains de cette surface, sur les confins algéro-marocains; Conrad (1970) décrit à Reggan une ferruginisation affectant des calcaires du Carbonifère sur quelques décimètres à quelques mètres d'épaisseur. Au Sud d'In Salah et d'Aoulef, la discordance qui rabote le Primaire plissé est soulignée par un horizon de grès à gros grains de quartz ronds-mats. Sur le bouclier Touareg gneiss et micaschistes sont parfois altérés sur plusieurs mètres ou dizaines de mètres; dans quelques cas, on a des indices que cette altération date du début du Mésozoïque.

2.2. Trias et Jurassique au Sahara

Alors que F. Bourcart affirmait l'absence de Trias au Sahara au Congrès Géologique International d'Alger (1952), de Lapparent et Lelubre attribuaient à ce système les grès qui dominent le pays Carbonifère, au Sud d'In Amenas. Quelques années plus tard, Claracq et Nougarede découvrent près du camp de Maison Rouge, au Nord d'Edjeleh, des restes de Stégocephales et de dinosauriens (de Lapparent *et al.*, 1958) qu'étudie Lehmann (1957). L'importance de ces terrains a été une révélation de la prospection pétrolière; mais on a appelé «Trias» des terrains qui n'étaient pas bien datés. Les recherches ultérieures ont montré qu'ils pouvaient être plus jeunes, liasiques par exemple. C'est le cas d'une partie au moins de la Série salifère (Achab, 1970) et des spilites, souvent appelées à tort andésites, interstratifiées dans ladite série. Mais comme on en connaît aussi dans le Trias daté des Hauts Plateaux oranais (Kazi-Tani, *in litt.*) nous conserverons la dénomination traditionnelle.

Les grès, qui affleurent dans la falaise au Sud d'In Amenas, dominant la plaine permo-

carbonifère de Tiguentourine, sont connus sous le nom de formation de Zarzaïtine. Blancs et roses, massifs bien qu'assez tendres, ils montrent de beaux chenaux emboîtés (Fig. 8.4). La discordance de base est nette. A la loupe, la roche paraît formée en majeure partie de grains de quartz émoussés et piquetés (grains RM). Ici ou là, des débris de végétaux hématitisés, des ossements de vertébrés sont emballés dans le sédiment avec des galets d'argile. Il s'agit bien là d'une sédimentation dans des lits de rivières dont les eaux charriaient des bouts de bois, des animaux morts et des sables dunaires. Ces couches ont été datées grâce à des pollens par Achab (1970). Busson (1971) distingue deux termes dans le Zarzaïtine :

1. Un terme inférieur de grès à galets de quartz, d'argile et d'oxyde de fer, alternant avec des lits d'argile rouge et verte qui renferment, surtout au sommet, des amphibiens (Stégocéphales), des reptiles (Plateo-sauridés), des poissons (Sélaciens) dont on trouve des dents et des épines. On sait que ces poissons marins remontent les cours d'eau assez loin à l'intérieur des terres. Jalil et Taquet (1994) distinguent, dans ce Zarzaïtine inférieur, les Grès à Stégocéphales, épais de 50 m, fossilifères, surmontés par des argiles, et les Grès supérieurs peu fossilifères, épais de 110 m. La faune de poissons, d'amphibiens et d'Amniotes, se répartit en trois assemblages qui s'échelonnent de la fin du Trias inférieur au Trias supérieur.
2. Un terme supérieur, gréseux dont les chenaux contiennent des troncs d'arbres hématitisés, des épines de squales, des ossements de Stégocéphales (Capitosauridés) et de dinosauriens (Teratosauridés) apparentés à des formes d'Afrique australe (série du Karroo).

Au-dessus vient la Formation Taouratine, argilo-sableuse, bariolée, qui a livré une flore à *Weichselia* du Jurassique. Vers l'Ouest, ces couches disparaissent, érodées sous des terrains plus récents. Par contre, les sondages exécutés au Nord ont montré qu'elles correspondent à l'extrémité d'un biseau qui se complète et s'épaissit vers le Sud-Tunisien et l'Atlas saharien.

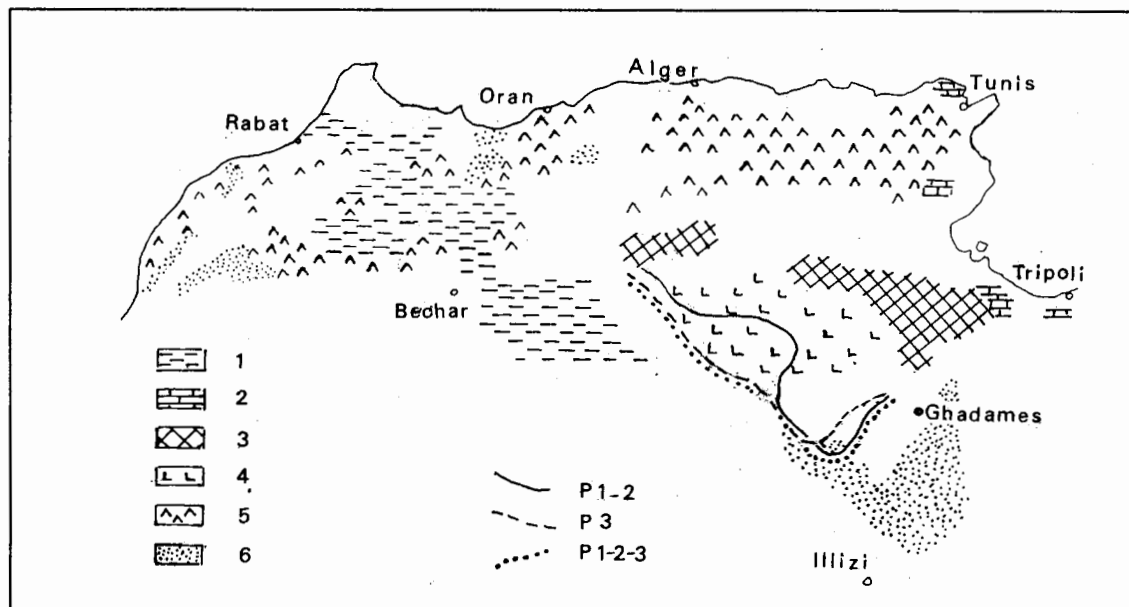


Fig. 8.5. - Répartition des principaux faciès du Trias, d'après Busson (1971).

Faciès dominants :

- 1: argiles et marnes,
- 2: carbonates,
- 3: anhydrite,
- 4: sel,
- 5: évaporites,
- 6: sables.

Extension vers le Sud des zones palynologiques, d'après Achab (1970).

P1-2: limite méridionale des zones P1 et P2 (Trias inférieur et moyen + Keuper pro parte).

P3: limite méridionale de la zone P3 (= Keuper supérieur).

P 1-2-3: limite méridionale des trois zones. Les zones palynologiques sont obliques sur les zones de faciès. Le Rif, la région d'Alger et les Kabyliès ont été exclues du schéma de Busson car appartenant à la zone alpine interne, allochtone, déplacée de 100 à 200 km vers le Sud (Durand-Delga, *in litt.*)

1.2.1. Le Trias dans les sondages

Là où il est complet, le Trias est formé de deux ensembles : le Trias salifère et le Trias gréseux ou argilo-gréseux. Les variations de faciès y sont courantes; aussi doit-on utiliser la lithostratigraphie avec prudence. Heureusement les grès sont pétrolifères et la palynologie a permis d'y établir une bonne biostratigraphie. Ce que nous allons résumer ci-après est donc fondé sur les travaux pétroliers dont Busson (1971) a donné une synthèse.

1.2.1.1. Le Trias gréseux

Il correspond, *grosso modo*, au Trias inférieur et moyen de l'échelle internationale. Il est possible que dans la province septentrionale les premiers niveaux soient encore d'âge Carbonifère supérieur ou Permien. Ce Trias gréseux n'existe pas partout : en certains endroits, le Trias salifère repose directement sur les série anciennes dont l'héritage est souvent perceptible. Hamel et Broquet (1988) ont montré que ce sont les grès de l'Ordovicien qui ont fourni le matériel des grès triasiques de Hassi R'Mel. Dans le secteur de Gassi Touil, des galets

de quartzites atteignent plusieurs décimètres. Dans le sillon subsident de Larroque-Hassi Touareg, les grès de Nezla contiennent aussi des galets de quartzites ordoviciens de 10 cm. Dans le Nord-Est du bassin, des fragments de granite et de micaschistes, emballés dans les grès, peuvent provenir d'un môle précambrien enfoui, comme celui qui a été découvert en sondage dans le Sud-Tunisien. Lorsque la transgression s'est faite sur le Silurien, comme dans l'oued Mya, il est souvent difficile de définir la limite entre les argiles à graptolites altérées et les argiles et grès fins triasiques sus-jacents. Dans les couches de base, une partie de l'illite et de la kaolinite est héritée comme le sont aussi des minéraux lourds (apatite), qui peuvent être abondants (sond. Li3, Lg1, Pa1). La sédimentation évolue ensuite : les argiles prennent plus d'importance; des carbonates apparaissent et parfois de l'anhydrite. Les apports sableux persistent jusqu'au sommet; certains sont riches en feldspath. Les fossiles révèlent des milieux variés : les débris de végétaux terrestres peuvent, sous le grand Erg oriental, constituer des couches de lignite déposées dans des lacs et des marais d'eau douce ou saumâtre avec ostracodes et *Estheria*. La mer s'étendait au Nord-Est comme le prouvent les *Myophoria* et les foraminifères rencontrés dans des couches de même âge, plus riches en carbonates.

Ce Trias «gréseux» du Bas Sahara nous révèle qu'au début du Mésozoïque un immense delta ensevelit peu à peu les derniers reliefs de la pénéplaine. Il s'ouvrait au Nord-Est vers la mer. Il devait être couvert de forêts, de landes de fougères et parsemé de lacs, de marais, de chenaux divagants et, près de la côte, de lagunes. Les premières émissions volcaniques, aériennes et subaquatiques, dateraient peut-être de cette période (Bossière, 1971).

2.2.1.2. Le Salifère

Il y a plusieurs formations salifères dans le Mésozoïque saharien, aussi appelle-t-on celle dont il est question ici, le Salifère Principal. Vers les bords du bassin et près de zones hautes comme celle de Gassi Touil, ce Salifère passe à des grès. Par convention, on prend comme limite supérieure un banc carbonaté bien visible sur les diagraphies, l'Horizon **B** (Busson, 1971). Cet ensemble de

couches débute au Trias supérieur et se terminerait à l'Infra-Lias (Achab, 1970). Busson (1971) y distingue trois termes.

1. 100 à 200 m de sel, d'anhydrite, de dolomie et d'argiles se déposent d'abord au centre du bassin. Le sel peut représenter 80% du volume total dans la région des Daïas et de Bel Ketaïef. Vers les marges, le sel disparaît et l'argile alterne avec l'anhydrite. Un banc de dolomie dénommé **d2** a été pris comme limite supérieure de cet ensemble.
2. 200 à 500 m de sel très pur constituent le terme moyen au centre du bassin. Dans la région de Rhourde El Baguel, l'anhydrite remplace le sel. Elle est associée à des grès d'origine continentale indiquant une terre émergée proche. Au Nord-Est, une zone d'argiles, de dolomie et d'anhydrite sépare les dépôts salins des sédiments franchement marins que l'on trouve plus au Nord-Est. C'est à ce niveau que se trouveraient les dernières émissions volcaniques. La limite supérieure de ce terme est prise à un horizon argileux dit **a2**.
3. Au dessus de **a2**, on retrouve une troisième formation salifère, constituée à 80-85% par du sel dans la région de l'oued Mya et par de l'anhydrite (75%) et de l'argile sur les confins algéro-tunisiens. Nous avons une disposition analogue dans le membre précédent.

Au Sud, les Grès de Zarzaitine correspondraient à toute la formation salifère. Ils marqueraient ainsi la limite méridionale du bassin, c'est-à-dire la terre émergée où s'accumulaient alluvions et dunes. Ce gigantesque «marais salant» était séparé de la mer franche par une bande, probablement submergée, où se déposaient de l'anhydrite, des carbonates et des argiles. Dans quel milieu ont pu s'accumuler ces épaisses couches de sel ? L'hypothèse classique serait un dépôt dans d'immenses lagunes côtières sursalées, incomplètement séparées de la mer franche par un cordon de dunes ou une langue de terre. Or, si les débris végétaux terrestres et les couches de lignites sédimentées dans des lacs ou des marécages sont bien connus dans le Trias gréseux, même dans celui du Sud-tunisien, on n'a rien signalé de tel dans le même secteur au moment du dépôt de l'anhydrite et des argiles contemporaines de la série salifère. L'hypothèse d'un dépôt en mer, dans

une dépression séparée du large par un haut-fond demanderait, pour être vérifiée, que l'on trouve des fossiles marins dans le sel ou les intercalaires argileux ou dolomitiques, ce qui n'est pas le cas.

L'explication soutenue par Busson est que le sel s'est déposé dans un golfe très plat à l'écart des grands courants marins. Le frottement des eaux sur le fond freine le retour des eaux profondes vers la mer. Les sels se concentrent alors et précipitent tandis qu'en surface les eaux du large arrivent librement pour compenser les pertes dues à l'évaporation. Cette hypothèse, séduisante dans sa simplicité, n'explique pas l'absence de fossiles pélagiques amenés du large, ni la place du sel au centre.

Hsü (1972), instruit par l'étude des épaisses couches de sel qui remplissent des cuvettes au fond de la Méditerranée, remet à l'honneur les idées de Grabau et Walther sur les sebkhas. Il distingue deux types de dépôts salins. 1) L'oeil de boeuf (*bull's eye*), caractéristique des dépôts de bassins fermés, salines et sebkhas où les sels les plus solubles sont cantonnés au milieu du bassin d'évaporation. 2) Le système en goutte (*tear drop*) de bassins confinés, conservant une ouverture permanente avec la mer et où les sels les plus solubles se déposent loin de l'ouverture par où arrivent les eaux marines.

Au premier système appartiendraient les grands bassins salifères de la Méditerranée occidentale miocène, du Permien d'Europe du Nord (Zechstein), du Canada occidental (Dévonien) et du Silurien des Grands Lacs américains. Cette hypothèse suppose que le bassin subsident se trouve séparé périodiquement de la mer et fonctionne comme une immense sebkha. Quand la communication avec la mer se rétablit, on trouve la disposition en goutte. Dans les séries salifères du bassin saharien triasique, on observe la disposition en goutte (*tear drop*, golfe confiné) dans les périodes de dépôt des sulfates car il y a exportation des chlorures. Mais la présence d'anhydrite exige des eaux chaudes et peu profondes. La disposition *bull's eye*, en oeil de boeuf, d'un bassin fermé, profond au départ et rapidement desséché, pourrait être celle d'autres séquences salifères. Toutes ces hypothèses supposent un très faible apport d'eaux douces venues du continent et une forte évaporation, c'est-à-dire un climat chaud et sec. Ceci est cohérent avec ce qu'envisagent les paléo-

magnéticiens et les paléo-climatologues (Tardy, 1993).

Les travaux de terrain et de subsurface permettent à Kazi-Tani (1999, *in litt.*) de préciser le schéma d'évolution du Salifère principal. Celui-ci, «dans l'Atlas saharien, comprend 4 cycles salifères conformes au modèle de sédimentation salifère de SARG (1988) et corrélables avec les cycles eustatiques UAA.3.1 et UAA.3.2 du Carnien, UAA.4.1 du Carnien-Norien et UAB 1 du Rhétien. Une corrélation dans le Mzab montre sensiblement les mêmes dispositifs. Par ailleurs sur cette base stratigraphique, les courbes de subsidence sont parfaitement rectilignes, indiquant un étirement lithosphérique généralisé. Il semble donc qu'il y ait contrôle eustatique de la sédimentation évaporitique. Sur le plan sédimentogénétique, le modèle est compatible avec l'existence d'un seuil qui barre le bassin évaporitique et le sépare de la mer franche. Ce seuil est progressivement inondé lors des hausses eustatiques et alimente en saumures les bassins (*bull's eye*). L'alimentation franche est permise au maximum eustatique et donne lieu aux horizons carbonatés (horizons B, d2, etc.) qui perdent leur position distale, leur composition carbonatée et se changent en sulfates (*tear drop*). La réalité de tels seuils est reconnue sur le terrain : Meseta, Bechtout, et par forages (DOG 1, B 01, etc.) pour le bassin atlasique ; Tebagha, Bar 1 pour le Sahara. Sur le plan paléogéographique la cartographie isopique (Busson, 1971 ; Serra, 1980 ; Salvan, 1974 ; Kazi-Tani, 1986) montre qu'il existe 4 provinces sécantes les unes par rapport aux autres, séparées par des frontières naturelles et alimentées par des mers différentes.

1) Une province atlantique Nord-Sud et adossée à un môle Nord-Est – Sud-Ouest. Les faciès sont des molasses puissantes à amphibiens (Tixeront, 1973) qui passent vers le large à des faciès salifères.

2) Une province maghrébine (Maroc, Algérie du Nord et Tunisie) où les lignes isopiques sont sensiblement Est-Ouest et où le sel peut être puissamment représenté (1000 m à EBD 1, près de Méchéria).

3) Une province mésétienne incluse au sein de la précédente, où le sel est absent, remplacé (?) par quelques sédiments rouges peu développés. Elle se raccorde aux terres du Sahara nord-occidental par le Sud-Ouest via le Haut-Atlas.

4) Enfin une province saharienne où les lignes isopiques sont Nord-Ouest - Sud-Est, également argilo-évaporitique. Le raccord entre celle-ci et la province maghrébine est souligné par des faciès argilo-gréseux (glacis nord saharien de Busson). Le sondage récent de KHL1 (Kahal 1) en fournit la preuve. Il semble alors que la flexure sud-atlasique constituait déjà une frontière géographique».

2.2.2. Le Jurassique

Comme pour le Trias, on a cru longtemps qu'il n'y avait pas de terrains d'âge Jurassique au Sahara. Seul ou presque, Kilian (1931-1957) avait eu l'intuition de son existence. Il faudra attendre la découverte de flores et de faunes de cet âge dans le bassin d'Illizi par Lelubre (de Lapparent et Lelubre, 1948), puis par des géologues pétroliers et Freulon pour que l'on cesse de considérer *a priori* ces terrains comme Wealdien (Boureau *et al.*, 1957, 1958; Lehmann, 1957; Lefranc, 1963). L'étude du Jurassique saharien va se heurter à deux difficultés : la pauvreté en fossiles et le petit nombre d'affleurements. Heureusement ces terrains ont été trouvés en sondages. Busson (1971) y distingue quatre groupes séparés par des horizons-repères en diagraphies. Ces ensembles lithologiques ne correspondent pas aux étages classiques.

- a. Jurassique supérieur-Néocomien, sous les grès du Barrémien;
- b. Callovien-Oxfordien-Kimmeridgien; entre les repères E8 et E6;
- c. Bathonien, entre les repères E6 et J;
- d. Lias-Dogger inférieur, entre le repère J et l'horizon B.

Le volcanisme triasico-liasique

Tandis que se dépose la Série Salifère dans les golfes et lagunes du Bas-Sahara, des centaines de volcans naissent dans l'Ouest africain, du Maroc à la Dorsale de Guinée, et au delà, jusqu'au Brésil et en Afrique Australe. Ils sont l'indice que le Gondwana se fissure, et annoncent l'ouverture de l'Atlantique Nord (Cox, 1970). Dans le Nord du Nigeria, des granitoïdes se mettent en place au Jurassique (Jacobson *et al.*, 1952).

Au Maroc, Bertrand (1991) a décrit des coulées basaltiques intercalées dans des sédiments du Trias

et du Lias et montré ainsi l'existence de plusieurs phases d'émission. Ces roches se sont mises en place vers 200 Ma - 192 Ma (Bertrand, 1991; Sebaï *et al.*, 1991). On a signalé dans le Chapitre sur le Permo-Carbonifère (§2.3.3.), la présence, au nord d'Abadla de roches volcaniques couronnant la Formation rouge supérieure que nous considérons comme Permien. Ces roches seraient les témoins effusifs les plus méridionaux de l'Ouest africain. A 7 km au Nord d'Abadla, un gros tas de cailloux gris-violet, la Koudiat Zerigat et une autre colline, 3 km au Nord, ont été décrites par Meyendorff (*inédit*) comme une coulée d'ophite semblable à celles du Trias sud-oranais, puis par Hilly (*in Deleau*, 1951) comme l'affleurement d'un gros dyke de dolérite. De fait, s'il existe bien de vrais dykes de dolérite dans la région, l'intuition de Meyendorff était la bonne. Il s'agit bien d'une roche effusive, un basalte dont Chaïn (1970) puis Heflik et Jasionowicz (1991) ont décrit la paragenèse. A la Koudiat Zerigat proprement dite on ne voit pas le plancher des coulées qui s'empilent sur 50 m à 100 m d'épaisseur. Dans l'affleurement septentrional par contre (= gara 779, découverte par Cornet) on observe, sur 15 à 20 m d'épaisseur, deux coulées superposées, reposant en concordance sur les argiles rouges à gypse du sommet de la Formation rouge, et recouvertes en discordance par les grès jaunes de la hammada méso-cénozoïque. La cristallinité de la roche et la texture bulleuse varient du coeur au toit de chaque coulée. Le plancher d'argile n'a subi qu'un métamorphisme de contact minime : sur quelques millimètres ou centimètres la roche a été cuite; elle est devenue comme de la brique. Nous n'observons ici rien de comparable aux cornéennes épaisses et massives qui encaissent des dykes comme celui de Ksiksou. Chaïn (1970) a confirmé l'existence de deux venues : la première, à olivine, augite et labrador, correspond à un magma basique très ferrifère; la seconde, sans olivine, contient de la pigeonite et de l'amphibole. Nous pensons qu'il s'agit, pour l'une d'elle au moins, de produits d'épanchements correspondant au grand dyke de Ksi-Ksou. En effet un troisième affleurement, minuscule cette fois, découvert bien plus tard par Lefranc non loin du dyke, à côté de l'ancienne piste de Béchar à Abadla, montre des produits de projection fortement imprégnés d'oxyde de fer. Des blocs de lave ou de tufs volcaniques emballés dans des tufs reposent, comme les affleurements

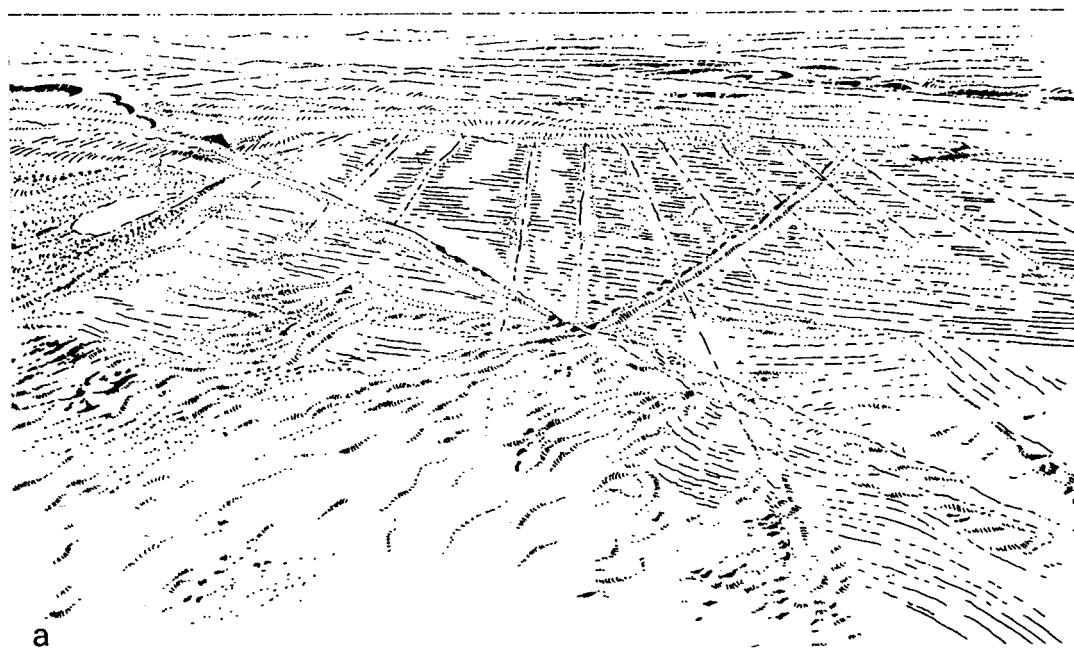


Fig. 8.6.

ci-dessus, sur la formation supérieure. Chain décèle aussi, à la Koudiat Zerigat, deux phases d'hydrothermalisme postérieures à la mise en place des coulées. Une première phase chaude a produit de la calcédoine, de la céladonite et de l'amiante qui ont cristallisé dans les fissures (Heflik et Jasionowicz, 1991) et la seconde des dépôts de zéolite et de calcite. Ces manifestations au sommet de la série rouge étaient considérées comme triasiques par Menchikoff (1949) puis comme liasiques par Bertrand (1991). Une première datation par Bonhomme, d'une céladonite de la première phase hydrothermale par la méthode K-Ar a donné un âge de 225 ± 5 Ma, c'est-à-dire le Trias supérieur. Cette mesure, non publiée, mériterait confirmation. Ces coulées basaltiques semblent concordantes sur les formations sous-jacentes qui elles-mêmes sont affectées, on l'a vu, d'un léger pendage vers le Sud. On peut donc considérer qu'il n'y a pas eu dans la région de déformations sensibles entre le Permien et le Trias.

Dans la plupart des cas on ne connaît de ce volcanisme que les fissures par lesquelles le magma est arrivé en surface. La composition minéralogique et chimique, comme leurs âges sont comparables : ce sont des tholeiites qui se sont injectées dans des terrains sans doute encore gorgés d'eau, sous forme de filons sécants (des dykes) ou parallèles aux couches (sills). En général la roche a cristallisé en un feutrage d'aiguilles (la structure doléritique). Dans les filons ou dans les sills les plus puissants apparaît une structure grenue de gabbro. Le mode de mise en place de ces roches, sous forme de dykes et de sills dans

une série sédimentaire aquifère paraît identique à ce qui a été fort bien décrit en Ecosse par Francis (1982, 1987). Le magma issu des filons s'injecte en sills lorsque l'épaisseur des couches sus-jacentes le permet, en suivant les joints de stratification, et en particulier dans les lits argileux ou argilo-calcaires ou encore dans les lits de lignite. La mise en place à faible profondeur de certains sills épais, a fracturé leur toit. Du magma est monté par les fissures, créant un vide compensé par l'effondrement des couches rigides sus-jacentes. Ce foudroyage magmatique, ou «magmatic stoping» a créé en surface des cuvettes polygonales qui peuvent atteindre plusieurs km de diamètre (Chap. 11, §1.1.1). Elles ont souvent été confondues avec des structures circulaires d'autres origines. Beaucoup de ces cirques naturels ont été occupés au Quaternaire par des lacs. La région de Fersiga (vers $23^{\circ}30'N-2^{\circ}W$, sur les confins algéro-maliens) en offre de beaux exemples. A l'ouest de Taoudenni, le lac Holocène de Sbeitia a même origine (Fabre, 1983). Les bancs de grès au contact de sills donnent parfois de belles disjonctions en prismes. C'est le cas au toit de sills dans le ravin de Sbil en Mauritanie et à l'Ouest de Fersiga. Au Nord Est de ces derniers, dans la coupe de Fersiga Nord, les grains Ronds Mats de grès cambriens à grandes stratifications éoliennes sont enrobés d'une coque de smectite néoformée qui a été datée en K/Ar à *environ* 209 Ma par Bonhomme *et al.* (1996). Cette diagenèse traduirait elle un réchauffement local dû aux intrusions doléritiques ?

Fig. 8.6.

a. Champ de dykes de dolérites injectés dans une couverture sédimentaire Paléozoïque inférieure, horizontale ou plongeant faiblement vers l'Ouest, entre Hodh et Mâjabât Al Koubrâ, à l'Ouest d'Aratan. Deux gros filons NE-SW et NW-SE scellent une première phase de distension. Ils sont recoupés par un faisceau Est-Ouest, de filons plus minces, parallèles. Certains semblent décaler légèrement les premiers, en dextre (à vérifier sur le terrain). Des blocs de cornéennes dures jalonnent leur affleurement, comme aussi des touffes de Panicum qui profitent de la fracturation des roches (croquis Lamarche, d'après un cliché pris d'avion vers l'Ouest).

b. Dans le Guelb El Makhsar voisin, un filon de 2 à 3 m d'épaisseur a transformé sur une épaisseur comparable (c'est le cas ici, mais n'est pas la règle !) le grès argileux dans lequel il s'est mis en place. La roche a été indurée; l'érosion l'a mise en relief par rapport aux grès non cuits encaissants et à la dolérite. Celle-ci, très altérable, existe en profondeur. La paroi du filon a été polie et parfois discrètement striée par la montée de la lave. (croquis Lamarche, d'après une photographie).

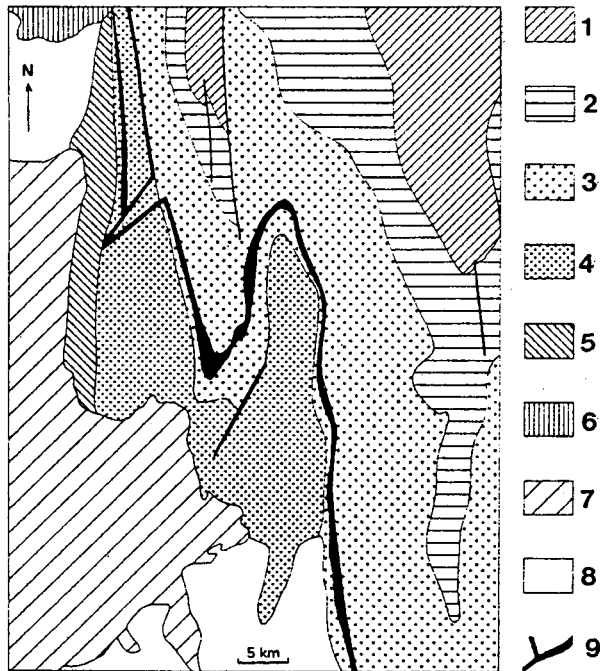


Fig. 8.7. - Près de Reggan, les sills et le dyke de Hassi Taïbine (d'après un document inédit du BRP, 1956).

- 1: Flysch Précambrien supérieur.
- 2: Grès Cambrien et Ordovicien.
- 3: Silurien et Dévonien argilogréseux.
- 4: Carbonifère marin.
- 5: Carbonifère supérieur continental.
- 6: Continental Intercalaire.
- 7: Cénozoïque.
- 8: Quaternaire.
- 9: Sills et dyke de dolérite Jurassique.

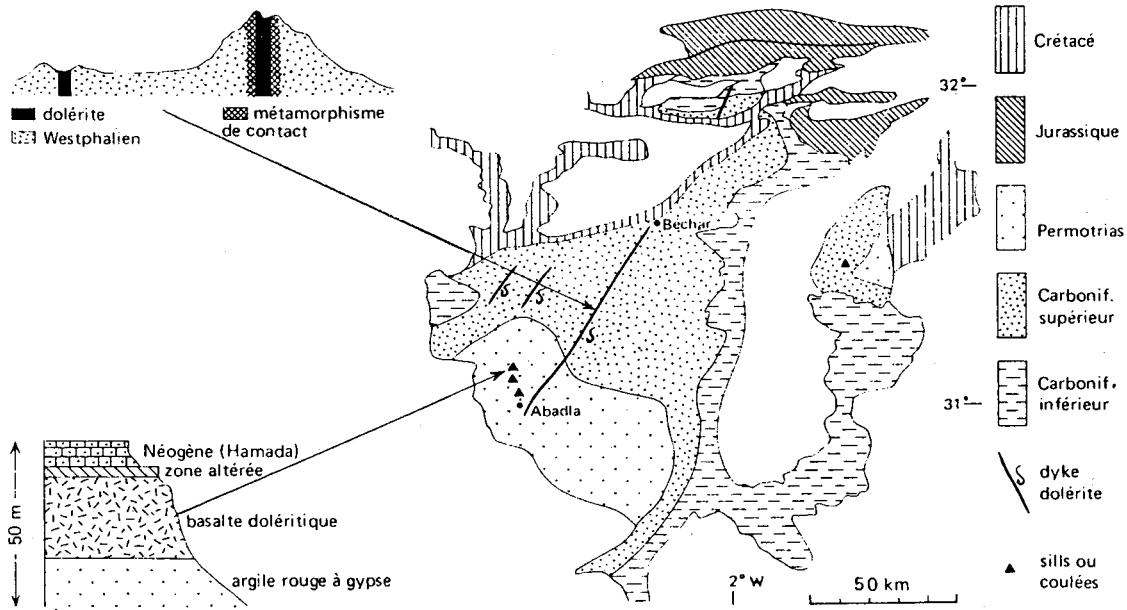


Fig. 8.8. - Les dykes de Ksi-Ksou (entre Bechar et Abadla) et de Mennounet à l'Ouest, et les coulées basaltiques au Nord d'Abadla.

Dans les sédiments argileux, précambriens ou paléozoïques du bassin de Taoudenni, les dolérites des dykes transforment la roche tendre encaissante en une cornéenne très dure sur quelques cm, voire plusieurs mètres d'épaisseur. L'érosion met en relief ces épontes durcies en donnant des sortes de crêtes, de murs patinés de noir, que l'on peut suivre sur des kilomètres. Des langues de sable s'y accrochent. A Taoudenni on appelle ces crêtes rocheuses des *agators*. Les Touaregs Iforas donnent à des crêtes analogues (mais produites par des dykes acides) le nom voisin d'*aguilen*. La densité des dykes de Taoudenni ou du Hodh (Fig. 8.6), leur composition, leur âge et leur disposition est comparable à celle des tholeiites du Karroo, en Afrique australe. Or celles-ci sont, entre autres, la source nourricière des 1700 m ou plus de coulées basaltiques qui alternent avec des grès et argiles à flore Jurassique (*Weichselia*) et forment les Monts Maluti au Lesotho. On peut donc imaginer que c'est un manteau de 1000 m à 2000 m de coulées basaltiques qui a été enlevé de la surface de l'Ouest Africain après la mise en place des dolérites et avant le dépôt des premiers sédiments crétacés. L'altération chimique a détruit les minéraux fragiles comme les plagioclases calciques, les pyroxènes et les périclites qui constituent la plus grande partie de la roche. Le quartz, plus rare, se retrouve, en grains souvent éolisés, dans les couches de base de la couverture. Toutefois quelques galets de dolérite subsistent dans les conglomérats de base des couches post-liasiques à Reggan ou à Fersiga.

On connaît des dykes de ces dolérites jusque dans la zone de suture panafricaine. L'affleurement le plus oriental paraît être celui du Bled El Mass, près de Reggan : deux sillons reliés par un dyke dans le Carbonifère inférieur et le Dévonien de Hassi Taïbine.

Au Nord, près de l'ancienne mine de charbon de Ksi Ksou, la route de Béchar à Abadla recoupe un dyke épais de plusieurs mètres, divisé en deux branches. Sur les photos aériennes et les cartes aéromagnétiques on peut le suivre vers le Sud-Ouest, sur 700 km, jusqu'à la Dorsale Regueibat (Zaïgouche, 1985) où il métamorphose les niveaux ferrugineux dévoniens du gisement de Mecheri. C'est l'un des plus longs d'Afrique, avec celui de Fom Zguid qui lui est parallèle (Bertrand et Prioton, 1975). Un autre, de même direction, est sans doute responsable du métamorphisme du minerai de Djebilet (Figs. 6.22 et 6.23). Sur le bord

Nord de la synclise de Tindouf les gros sillons du Zemoul intrusifs dans le Dévonien sont bien connus (Hollard, 1973). Choubert et Faure-Muret signalent (1983) que des sondages dans la province de Tarfaya (Sahara occidental) ont traversé des basaltes surmontant les couches rouges attribuées au Trias.

Les Roches volcaniques présumées contemporaines dans les sondages

De nombreux sondages entre le bouclier Touareg et l'Atlas saharien ont rencontré des sillons, des coulées ou des dykes, dans le Paléozoïque. Leur âge est souvent incertain : Cambrien ? Ordovicien ? Dévonien ? A l'Est de Bechar des dolérites, dites de Rharbi, sont intrusives dans des argiles «triasiques». Elles atteignent 100 m d'épaisseur dans le sondage d'El Arich El Megta et pourraient appartenir au même champ que celles de Bechar.

On peut penser que les basaltes spilites de la Série Salifère sont contemporains des tholeiites ci-dessus. Dans un rapport SONATRACH inédit, Jacquemont fait l'inventaire de ces roches dans le Bas Sahara (Kazi-Tani, *in litt.*). Morre-Biot (1974) a montré que ces horizons débutent par des niveaux doléritiques et passent vers le haut à des spilites à albite, épidote, calcite. Bossière (1971) a étudié les basaltes spilites du champ d'Haoud Berkhaoui, à olivine, plagioclases épigénisés en calcite, chlorite et illménite. Dans la masse des coulées, des passées doléritiques en représentent probablement le coeur. Des spilites de même âge ont été signalées par Morre et Vuilleminot (1965) au Sud-Est de Touggourt (Hassi Aumane) et au Sud-Est de Ouargla (Feidjet El Mouley) ainsi que par Thiébaud et Durix (1963) à Rhourde El Baguel. Toutes ces spilites pourraient représenter le faciès d'émission sub-aquatique de roches basaltiques et appartenir au même événement que les tholeiites de l'Ouest Africain. On doit signaler que ce magmatisme se situe dans la même période que les trachyandésites du Maroc (228 Ma, Bandet *et al.*, 1990) et la mise en place des Younger Granites du Nigéria, décrits par Jacobson *et al.* (1952) et datés depuis entre 213 et 160 Ma.

2.2.2.1. Le Lias-Dogger inférieur

Dans le Moyen-Atlas tabulaire, les Hauts Plateaux algéro-marocains, le Hodna et la Tunisie,

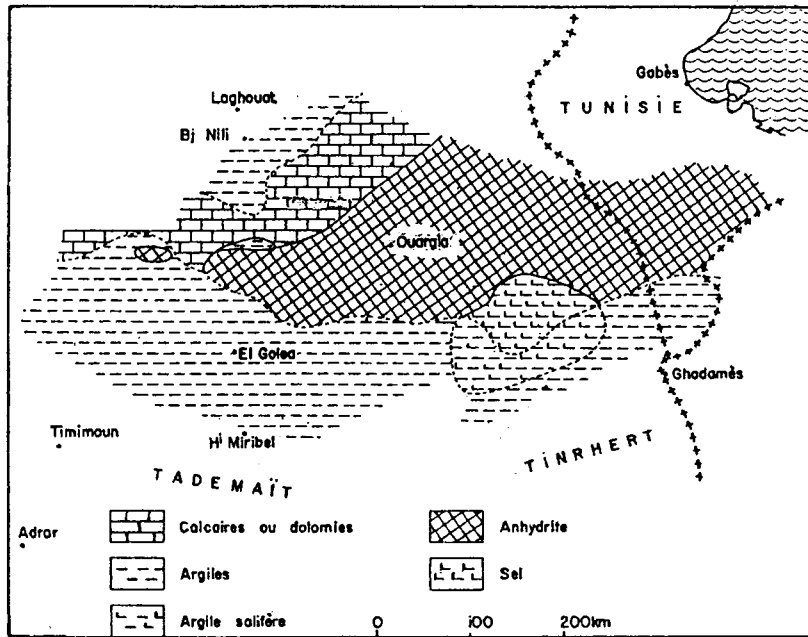


Fig. 8.9. - Répartition des faciès au Lias et Dogger inférieur, dans le Bas Sahara (d'après Busson, 1971, simplifié)

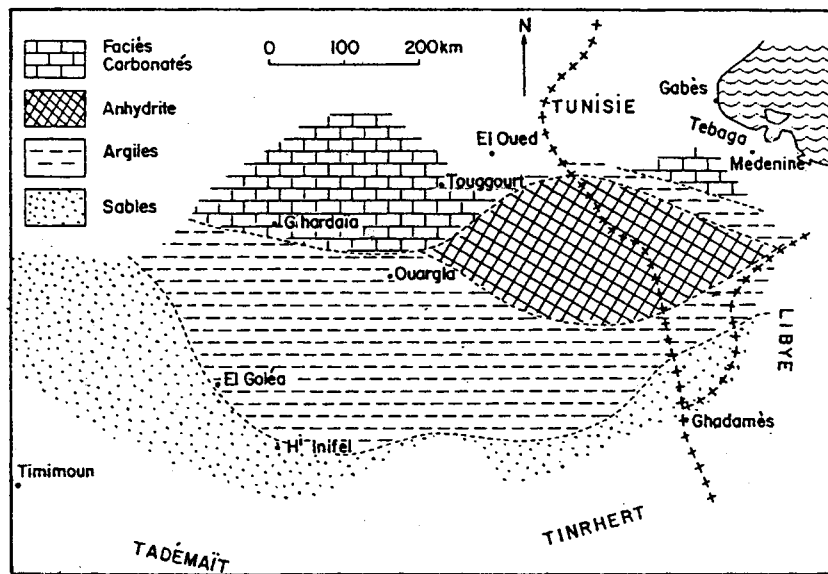


Fig. 8.10. - Répartition des faciès du Bathonien dans le Bas-Sahara (d'après Busson, 1971, simplifié).

le Lias et le Dogger sont représentés par des calcaires ou des calcaires dolomitiques. Les faunes d'invertébrés et les algues indiquent un milieu de plateau épicontinental peu profond. Du Dresnay parle de platiers et de lagunes côtières en certaines régions du Maroc. On y connaît aussi des formations récifales et, vers la fin du Lias, des argiles à Radiolaires ou des argiles rouges à gypse montrant un apport de matériel terrigène. L'ensemble est épais de quelques dizaines de mètres à 500 m. Au Sud, dans le Haut-Atlas et le Moyen-Atlas plissé, Du Dresnay (1972, 1988) décrit :

1. Environ 1000 m de calcaires à silex, alternant avec des marnes = **Lias inférieur et moyen**;
2. 1000 m d'argiles et marnes à ammonites du **Lias supérieur**;
3. 3000 m (maximum) de marnes vertes à Posidonies, contenant quelques bancs calcaires et couronnées par une centaine de m de calcaires = **Bajocien inférieur et moyen**.

Une zone subsidente comparable paraît séparer, en Algérie, les Hauts Plateaux de la plate-forme saharienne.

Au Sahara algérien, on ne connaît de Jurassique inférieur que dans l'Est. On prend comme base l'horizon **B** (voir §2.2.1 Trias). Il s'agit d'un niveau épais d'une dizaine de mètres, argileux, gypseux et salifère à Hassi Messaoud, passant à l'Est à des calcaires. En Libye, dans la Djéffara, les calcaires oolitiques et dolomitiques à lamellibranches de Zmilet Haber en sont l'équivalent. Ils sont épais d'une vingtaine de mètres et se situent dans le Lias inférieur. Cet horizon marque la première étape d'une transgression. La sédimentation carbonatée s'étale ensuite. Dans la Djéffara tunisienne et la région de Ghardaïa-Berriane, l'horizon **B** est surmonté par des calcaires et des dolomies contenant des foraminifères, des bryozoaires, des lamellibranches, des encrines, des brachiopodes. Les algues qui leur sont associées indiquent un milieu peu profond. Au Sud, de l'anhydrite et du sel se déposent entre Ouargla et le Sud-Tunisien. A la limite des deux domaines, les faciès carbonatés et salifères s'imbriquent. Vers le Sud et le Sud-Ouest, le sel disparaît le premier, puis l'anhydrite. Ils sont remplacés par de l'argile et du grès. Tout à fait au Sud-Ouest, dans le Tademaït, seules subsistent les argiles qui reposeraient sur le Primaire. Cette

région, où le Trias manque, commençait donc à devenir subsidente au Jurassique.

2.2.2.2. Le Bathonien

Dans le Sud-Tunisien, on prend comme limite inférieure du Bathonien, le contact des gypses de Metsaoua liasiques, et des calcaires de Krachoua sus-jacents. Au Sahara algérien on peut suivre ce «repère J», depuis la frontière tunisienne jusqu'à l'oued Mya où il sépare le Salifère des argiles sus-jacentes. Mais il ne s'agit que d'un contraste lithologique comode, et non d'un horizon stratigraphique. Le changement de régime Salifère-argileux se situe entre le Bajocien et le Bathonien dans la région de Nili, mais se trouverait au sein du Bathonien dans le Sud Tunisien. Il est diachrone. La limite supérieure est prise entre des argiles conductrices et des bancs carbonatés résistants attribués au Bathonien supérieur - Callovien. Ce repère lithologique disparaît vers le Sud avec les carbonates. On observe ainsi au Bathonien une répartition des faciès comparable à ce que l'on avait au Lias-Dogger : une sédimentation carbonatée au Nord, le dépôt d'anhydrite dans la province centrale et des formations terrigènes au Sud.

Au Sahara septentrional, se déposent des calcaires, parfois dolomitiques, et des dolomies à mollusques, bryozoaires, échinodermes, foraminifères, algues, en particulier dans la région de Touggourt et à l'Ouest de celle-ci. Quelques lits d'argile ou d'anhydrite peuvent s'y intercaler. Ces sédiments traduisent un milieu de mer peu profonde et agitée.

Dans la province centrale, se déposent d'abord de l'anhydrite et des carbonates, donc en milieu confiné. Au-dessus, on retrouve des argiles, des calcaires et des marnes à faune marine : échinodermes, huîtres, brachiopodes, ostracodes. On voit apparaître aussi des végétaux terrestres, sous forme de lits de lignite et d'empreintes de *Weichselia reticulata*. Cette plante appartient à un genre connu du Bathonien à l'Albien. Cette alternance de sédiments marins et continentaux sur tout le Bas Sahara et le Sud Tunisien (Busson, 1971) nous semble l'expression de fluctuations eustatiques. Dans les provinces méridionales et occidentales, sous le plateau du Tademaït des argiles reposent sur le Paléozoïque. Des sables arrivent maintenant en grande quantité dans le

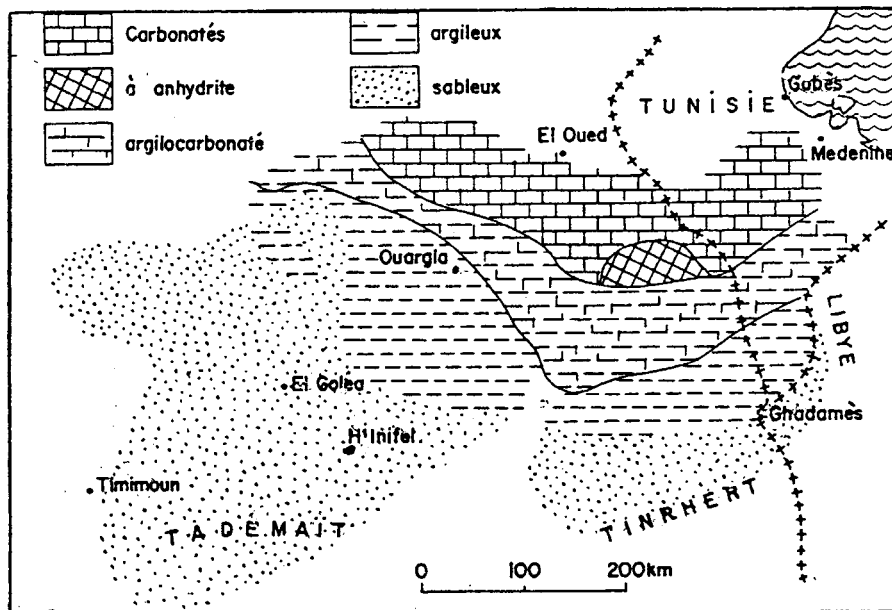


Fig. 8.11. - Répartition des principaux faciès au Callovien - Oxfordien - Kimméridgien dans le Bas-Sahara. (d'après Busson, 1971, simplifié).

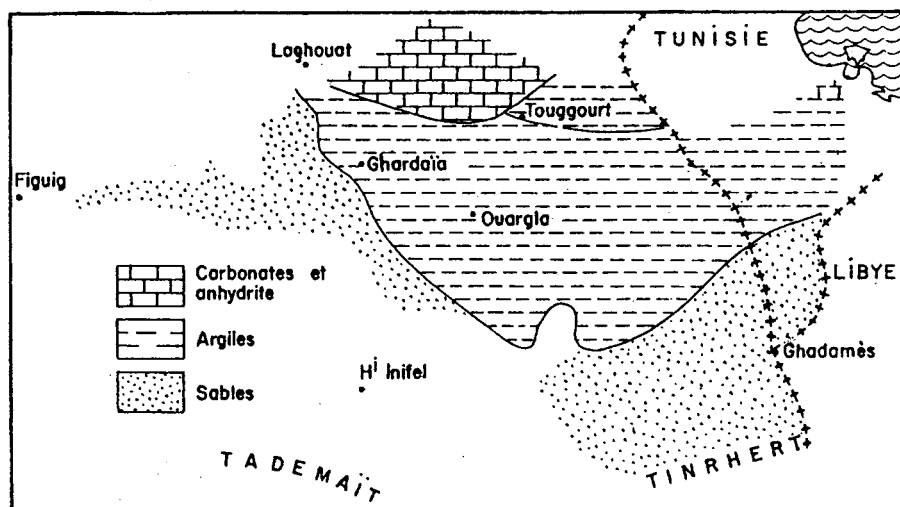


Fig. 8.12. - Répartition des faciès au Jurassique supérieur - Néocomien dans le Bas-Sahara. (d'après Busson, 1971, simplifié).

bassin. Des déformations Jurassiques pourraient en être la cause. «*Pour expliquer un tel déballage de clastiques matures il faut une large voussure épirogénique. On remarquera l'exacte coïncidence de cet afflux avec le début des ouvertures Atlantiques centrales, et la fin des apports avec la mise en connexion des Atlantiques central et Sud*» (Kazi-Tani, *in litt.*, 1999).

2.2.2.3. Callovien-Oxfordien – Kimméridgien (*pro parte*)

Au Callovien, les sédiments marins sont cantonnés aux rivages de l'Atlantique et de la Méditerranée. Dans les Haut et Moyen-Atlas se déposent des grès et des argiles à faune saumâtre ou continentale. Sur les Hauts-plateaux algériens, cette période est représentée, nous dit Kazi-Tani (*in litt.*), «*par des dépôts franchement marins au Callovo - Oxfordien (argiles de Saïda à ammonites), des grès au Lusitanien, puis des carbonates au Kimméridgien et au Portlandien*». Deux repères lithologiques encadrent ce que l'on attribue au Callovien - Oxfordien - Kimméridgien : à la base l'horizon **E6** défini plus haut et au sommet le **E8**, au toit d'un banc calcaire ou d'anhydrite à forte résistivité. Les fossiles montrent que E8 se situe au sein du Kimméridgien. Dans la province septentrionale, c'est-à-dire de l'Ouest de Touggourt jusqu'au Tébaga de Medenine en Tunisie, on distingue deux termes dans cet ensemble.

1. A la base le «Callovien» est compris entre E6 et un horizon à forte résistivité E7. Il est représenté par des calcaires crayeux et dolomitiques et quelques lits d'anhydrite. Epais de 300 m au Nord, vers l'Atlas, il n'a plus qu'une centaine de mètres vers Ghardaïa - Touggourt. Vers l'Ouest et le Sud-Est les grès et argiles apparaissent et prennent de l'importance.
2. A l'Oxfordien - Kimméridgien, les carbonates représentent 30% à 50% des 150 à 300 m de sédiments. Il peut s'y ajouter un peu d'anhydrite. Comme au Callovien, les fossiles marins abondent dans le Nord. Vers le Sud ou le Sud-Ouest (Bordj Nili, Sud Talemzane) des niveaux saumâtres à ostracodes et characées viennent s'intercaler dans les couches marines.

Dans la province centrale au Sud de la précédente, se déposent des argiles, des grès fins, des carbonates, de l'anhydrite et des lignites. Les

milieux sont donc tantôt marins (calcaires récifaux, lumachelles, marnes), tantôt saumâtres ou d'eau douce (calcaires, argiles à ostracodes et characées, lignites). Même dans les sédiments marins, l'abondance de débris végétaux, par exemple dans les argiles, indique des apports depuis une terre émergée. On pourrait situer celle-ci en Tunisie centrale où ce Jurassique est transgressif sur le Trias et le Permien. Au Sud, les carbonates disparaissent, comme aussi les fossiles marins. On peut penser que les grès et les argiles qui correspondent à cette période se sont déposés en eau douce ou saumâtre. L'ensemble évoque encore un pays plat où la terre ferme devait être séparée de la mer (la Téthys) par des lacs, des marais et des lagunes.

2.2.2.4. Jurassique supérieur – Crétacé inférieur

Au Sahara central, on attribue au Jurassique supérieur et à une partie du Crétacé inférieur (Néocomien), un ensemble de couches comprises entre le repère E8, à la base, et une grosse formation gréseuse, «barrémienne», au sommet. Ces couches sont caractérisées par une faible résistivité. Leur puissance est très constante, de l'ordre de 300 m sur la plate-forme saharienne. Au voisinage de la flexure atlasienne, elle s'épaissit pour atteindre 700 m dans les sondages du Nord-Sahara. Le sillon subsident, évoqué plus haut, continue à fonctionner et se prolonge en Tunisie.

Au Nord, dans une zone qui va de Laghouat au Sud-Tunisien se déposent des argiles, des calcaires et des dolomies et un peu d'anhydrite indiquant un milieu marin franc, interrompu par des épisodes de dépôt en milieu dessalé ou sursalé. Vers l'Ouest, l'ensemble devient argilo-gréseux et contient des couches de lignite. Vers l'Est, on observe aussi une réduction des calcaires marins. Des argiles, de l'anhydrite et des dolomies suggèrent un milieu sursalé. Dans le Sud-Tunisien, le Jurassique supérieur serait représenté par des argiles gypseuses ou salées, des sables à débris de bois silicifiés ou hématitisés, des lits de graviers contenant des os de vertébrés terrestres. Ces lits surmontent souvent des bancs isolés de dolomie, rognonneuse ou massive. Vers le sommet de la formation apparaissent des lamellibranches et des gastéropodes marins du Crétacé inférieur. Ces couches nous montrent qu'à cette époque la région était tantôt sous la mer, tantôt couverte de lacs où se sédimentaient des sables et des argiles amenés

par les courants ou les fleuves, et des carbonates lorsque cet apport cessait. Vers le Sud du Bas Sahara (le Tinrhert) ou le Sud-Ouest (Tademaït) on voit les carbonates disparaître, les argiles devenir rouges et sableuses et les grès plus grossiers.

En conclusion, au Jurassique, le régime marin domine dans le Nord. Dans la province centrale et le Sud-Tunisien se déposent souvent des sédiments de milieu confiné tandis que vers le Sud ou le Sud-Ouest s'accumulent des argiles et des sables en milieu continental. Dans le temps on note une évolution. Au Lias on observe du Nord au Sud le passage de calcaires néritiques et d'argiles marines en Berbérie, à des marnes marines dans le Nord du Bas Sahara, ou de calcaires, dolomies, anhydrite, sel dans la zone intermédiaire et des argiles et sables rouges continentaux au Sud. Au Bathonien, à la régression observée au Maroc et qui s'accroît au Jurassique supérieur, correspond l'apport d'argiles et de sables dans l'Ouest du Sahara central. Cette régression n'affecte pas l'Est-Algérien, la Tunisie et le Nord-Est du Bas Sahara. Là, au contraire, le Jurassique supérieur paraît être une période de transgression. Mais cela est dû sans doute à une stratigraphie imprécise. Une analyse plus fine des cycles eustatiques serait nécessaire.

2.3. Le Sahara occidental : absence de Trias et de Jurassique

Au Sahara occidental on n'a jamais démontré l'existence de Trias et de Jurassique, tant dans la région de Tindouf que dans celle de Taoudenni. Dans cette dernière, les premiers sédiments datés qui scellent les dykes de dolérite sont d'âge Crétacé supérieur. Pourquoi cette absence ? par défaut d'observation ou pour une autre cause ? On propose ici une hypothèse : celle d'une remontée isostatique.

Au Lias inférieur l'Ouest-Africain, et en particulier sa partie centrale, le bassin de Taoudenni, mais aussi le Hodh au Sud-Ouest, et la moitié orientale de la synclise de Tindouf au Nord-Est ont dû être couverts d'un manteau de basaltes qui a pu atteindre 1000 m à 2000 m d'épaisseur, notamment dans le Hodh ou le bassin de Taoudenni où le réseau de dykes est comparable à celui du Karroo sud-africain. L'ablation chimique et mécanique d'une telle couverture à forte densité a pu durer plusieurs dizaines de millions d'années. Les produits de la destruction de ces laves, qui

contiennent peu de quartz mais des feldspaths calciques et des minéraux ferromagnésiens fragiles ont dû être exportés au loin, en solution et sous forme de poussières comme c'est aujourd'hui le cas pour les trapps des Hauts plateaux éthiopiens où le Nil Bleu prend sa source. On peut donc penser que pendant tout ce temps, l'Ouest-Africain se déchargeait et remontait à la manière de la Scandinavie après les glaciations mais beaucoup plus lentement. Un réajustement isostatique serait dans notre hypothèse la cause de l'absence de sédimentation pendant le Mésozoïque inférieur au Sahara occidental. Ce n'est qu'après la disparition quasi complète du manteau de laves que la subsidence du craton aurait pu recommencer et la mer s'avancer.

3. LE CRÉTACÉ INFÉRIEUR : ÉPANDAGES DÉTRITIQUES ET ÉVOLUTION DES FACIÈS

Nous commencerons par l'étude des affleurements : à nouveau il s'agira de formations de bord de bassin, pauvres en fossiles et en horizons repères mais accessibles. Nous examinerons ensuite les données des sondages. Ceux-ci montrent des coupes plus complètes. Inversement elles ont le défaut d'être déduites, comme celles que nous avons vu plus haut, de l'examen des «cuttings» et des diagraphies. Elles donnent donc une vue approximative des mécanismes de dépôt.

Le terme de Continental Intercalaire, créé par Kilian en 1931, désignait à l'origine, au Nord du bouclier Touareg, tous les terrains continentaux postérieurs aux couches marines du Carbonifère et coiffés par le Cénomaniens marin. Il pouvait ainsi comprendre du Carbonifère supérieur, du Permien, du Trias. Furon (1956), dans la première édition du Lexique Stratigraphique International, en disjoint les formations continentales d'âge Carbonifère supérieur à Jurassique inférieur, groupées sous le nom de Continental Post Tassilien. Il faisait preuve là d'une remarquable intuition à une époque où l'on ignorait l'âge de l'événement majeur que fut la distension pré-Atlantique et l'intrusion des dolérites au Trias-Lias. «*Le Continental Intercalaire sensu stricto ... dont l'âge est précisé par la flore et la faune ... correspond au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur*». Par la suite on

a trop souvent assimilé ce Continental Intercalaire au Wealdien ou à l'Albien par comparaison avec des faciès connus dans l'Atlas saharien : barrémo - aptiens à l'Est, bajociens à albiens à l'Ouest précise Kazi-Tani (*in litt.*). Lefranc (1983a et b) en affine la lithostratigraphie au Nord-Ouest du bouclier Touareg. Il distingue 10 termes qu'il situe entre le Néocomien et le Cénomaniens inférieur et leur attribue un âge par comparaison avec des sondages du Bas-Sahara. Plus tard, Busson et Cornée (1991) attribuent l'arrivée de grandes nappes de détritiques au Crétacé inférieur et moyen à des mouvements tectoniques d'âge Crétacé inférieur.

3.1. Le continental intercalaire du Gourara et du Tademait

Au Nord-Ouest du bouclier Touareg, au Crétacé inférieur, la région de Timimoun est à la limite du bassin subsident du Bas Sahara et du domaine stable du craton Ouest-africain. La route d'Adrar à El Golea, entre Charouine et Timimoun, traverse le Primaire plissé du Gourara, recouvert à l'Est (Hassi Fegaguira) par des couches rouges horizontales. Ce sont elles qui vont nous occuper ici. Elles forment la base du plateau du Tademait.

La dalle calcaire du Crétacé supérieur qui les coiffe forme le premier entablement du plateau. On peut distinguer dans ces couches rouges trois formations.

3.1.1. Formation inférieure

Reposant sur la pénélaine post Paléozoïque (d), masquée ici en grande partie par une sebkha, des argiles et des grès rouges à stratifications obliques et liant argileux (1) représentent les premiers niveaux transgressifs. Des foggaras (F) vont collecter l'eau dans les grès de base. Dans les déblais on a trouvé des débris de dinosaures et de sélaciens. Selon Lefranc (*com. or.*) ils seraient d'âge Albien. Plus haut (2), des horizons à tubulures dans des argiles rouges représenteraient des sols fossiles. Des chenaux (3) les ravinent. Ils sont remplis par des grès à larges stratifications obliques contenant des galets d'argile mais aussi de roches venues d'ailleurs et, au sommet du banc, des fragments émoussés de bois silicifié. Le tout est couronné par une dalle (4) de grès silicifié, la «Dalle Quartzite» de Meyendorff, que l'on prend ici pour limite de la formation. En fait, on le verra plus loin (Chap. Cénozoïque, § 3.2.4.), ce n'est pas un bon repère car la silicification n'affecte que les roches en affleurement (Lefranc, 1983b, p. 224).

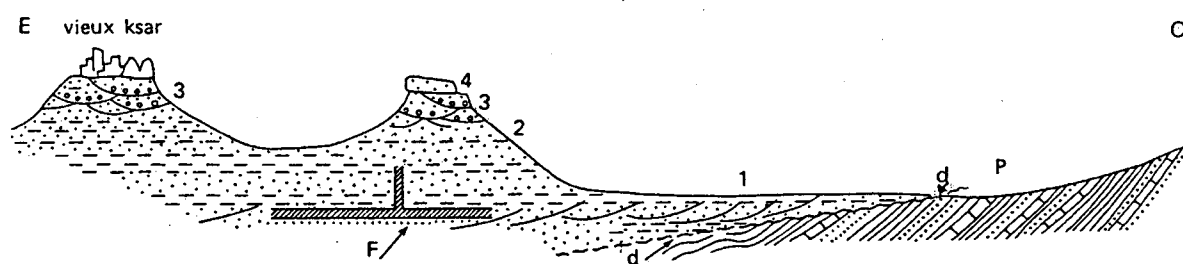


Fig. 8.13. - Croquis schématique des couches de base du Continental Intercalaire le long de la route, à l'Ouest de Timimoun. Les chiffres renvoient au texte. P: Paléozoïque. d: pénélaine post-Paléozoïque. F: foggara. Les hauteurs sont très exagérées.

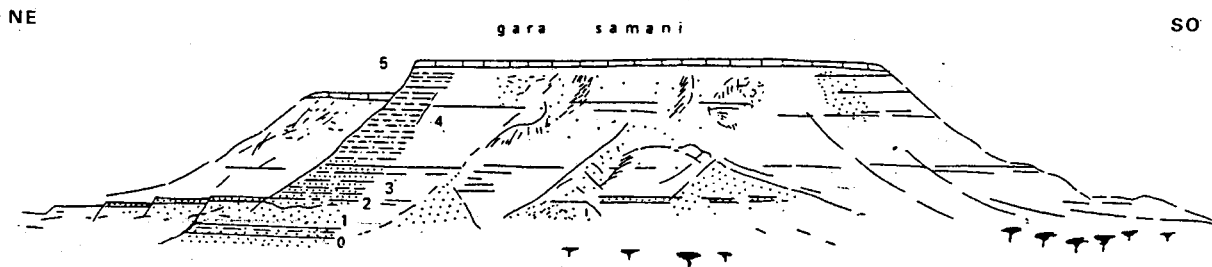


Fig. 8.14. - Croquis de l'extrémité septentrionale de la Gara Samani (d'après une photographie de l'auteur). Interprétation géologique d'après Lefranc. Les hauteurs sont doublées. Une coupe lithologique sommaire est figurée sur le versant Nord-Est. Les chiffres renvoient au texte.

3.1.2. Les couches de Samani

Les formations sus-jacentes affleurent dans le talus couronné par les calcaires du Cénomaniens - Turonien. On peut en faire une bonne coupe dans une butte-témoin, la Gara Samani, située à mi-distance entre Timimoun et El Goléa. Cette gara a été rendue célèbre par les vertébrés qui y ont été découverts (de Broin *et al.*, 1971). Les premières couches (0) qui affleurent à la base du talus sont des sables argileux très fins, rouge brique, montrant des surfaces à rides et, au sommet, des nodules phosphatés et des ossements (crocodile ?). Ils sont surmontés par des grès tendres (1) moins fins, structurés en loupes à grandes obliques à forte pente, qui suggèrent des paléo-dunes. La base de certaines loupes contient des paillettes d'argile et de petites racines qui marquent un paléo-sol. Au-dessus se sont déposés des grès et des argiles à empreintes de racines, et ossements de dinosaures Théropodes et Sauropodes, de crocodiles, de tortues et de poissons scie (*Onchopristis*). Des lits de sable mal classé à obliques se sont plissés en glissant sur une pente. Un horizon ferrugineux a livré des mollusques (*Desertella foureaui*) connus jusqu'alors seulement à Temassinine, 500 km à l'Est (Lefranc *et al.*, 1971; Lefranc, 1983).

Le grès (2), formé de lentilles à larges stratifications obliques, ravine les couches sous-jacentes. Des chenaux de quelques mètres à 10 à

20 m de large y ont creusé des gouttières profondes. Ils sont remplis de sable fin. Les dragées de quartz, si caractéristiques des couches de base, ont disparu. Les débris d'os sont nombreux mais souvent brisés et même usés par le transport. La sédimentation sableuse persiste ensuite un certain temps (3). Ainsi, après l'épisode présumé éolien du début, les sédiments suggèrent un paysage plat, parcouru de cours d'eau divagants. Ces cours d'eau étaient assez puissants pour que de grands poissons marins comme *Onchopristis* puissent les remonter et se mêler à la faune autochtone de crocodiles, de tortues etc. Des marais, attestés par les paléosols à racines, et des lacs à *Desertella*, se formaient puis disparaissaient comme cela peut se produire sur une plaine littorale en climat tropical sec. Les fossiles donnent un âge Albien pour cette formation moyenne. Des sédiments fins et mieux stratifiés les surmontent. Ce sont d'abord des argiles (4) bariolées compactes, admettant vers le milieu quelques lits carbonatés. Ces argiles, fendues par la dessiccation actuelle, montrent de beaux entonnoirs d'ablation. L'eau des rares pluies ruisselle sur le talus et s'engouffre dans les fentes en les agrandissant. L'argile entraînée est déposée sur le glacis en contrebas du talus. Ces argiles correspondent peut-être au «Cénomaniens lagunaire» du Sahara septentrional et pourraient traduire la pulsation eustatique du Cénomaniens moyen. Il faudrait

vérifier si, entre ces argiles et les calcaires sus-jacents (5), on observe ou non une trace de régression. Les calcaires et dolomies qui couronnent la gara contiennent en effet des bivalves et des ammonites du Cénomani supérieur. La mer s'avance sur le continent, atteignant pour la première fois la latitude du Tademaït depuis son départ au Carbonifère, 210 Ma plus tôt.

3.2. Le continental intercalaire du Touat

Des coupes en d'autres points, par exemple dans la région d'In Salah, d'Aoulef ou de Reggan donneraient des successions un peu différentes. Conrad (1969) signale par exemple à l'Est de Reggan (Aïn Cheikh) des grès dunaires à la place des niveaux 2 et 3 de la coupe de Timimoun. Ils surmontent un conglomérat qui remanie de gros débris d'ossements de dinosaures (vertèbres etc.) indéterminables mais aussi des galets de dolérite et des jaspes que l'on trouve souvent associées aux coulées basaltiques (Moussine, *com. or.*). Il décrit aussi, au Sud-Ouest de Reggan (Hamoudia, Boura), au sommet de sa formation inférieure (= niveau 3 de la coupe de Timimoun) des sédiments fluviatiles parfois grossiers, en particulier des conglomérats qui remanieraient des galets éolisés de reg. Il en conclut qu'à ce niveau existent des témoins d'actions désertiques. On trouve de même à l'Est de Reggan (Aoulef, Akabli) des grains Ronds-Mats dans les niveaux inférieurs du Continental Intercalaire. Les dreikanter qui parsèment le reg actuel en proviendraient. D'autres niveaux contiennent des ossements de grands reptiles et des débris de bois silicifiés. Des périodes arides alternaient ainsi avec des périodes plus humides. Dans le Tanezrouft, 200 km au Sud, le sondage de la balise 201 a traversé le contact du Continental Intercalaire sur le socle. Ce dernier est raviné et peu altéré sous les argiles, les sables argileux rouges et les conglomérats mésozoïques. Sur la zone mobile à l'aplomb de la suture panafricaine, la sédimentation a succédé de peu à une érosion.

Dans le Touat comme dans le Gourara les grès et les sables de la base du Continental Intercalaire constituent un bon réservoir aquifère dont les eaux alimentent, par des foggaras ou des puits, les

palmeraies de Timimoun, d'Adrar, d'Aoulef et d'In Salah.

3.3. Reliques du continental intercalaire dans le bouclier Touareg

Au coeur du bouclier Touareg, des reliques d'une formation sédimentaire antérieure aux premières coulées volcaniques ont été assimilées au Continental Intercalaire. Les Grès de Serouenout, conservés à l'Est de la vaste dépression de l'Amador ont livré des bois silicifiés (Bordet, 1954, 1955) considérés alors comme caractéristiques du Continental Intercalaire. L'âge de ces couches est maintenant contesté : elles pourraient être cénozoïques (Attar, *in litt.*, 1980). Les calcaires sous-jacents n'ont pas encore livré de fossiles.

Moins connus sont les petits témoins découverts par Rognon (1967) au Nord-Est de l'Atakor, perchés à 2000-2300 m d'altitude. Ces grès, riches en disthène ou en zircons d'origine locale et les argiles associées n'ont pas livré de fossiles déterminables, mais Rognon pense qu'il s'agit probablement de Continental Intercalaire. Ces sédiments reflètent l'évolution d'une sédimentation fluviatile à une sédimentation de décantation dans des lacs. Ils ont dû recouvrir les grandes plaines à inselbergs qui s'étendaient sur le bouclier avant la surrection du massif et son volcanisme (Chap. 11).

3.4. Le continental intercalaire du Tanezrouft

Nous avons évoqué plus haut le sondage de la balise 201, au Sud de Reggan. Dans le Sud-Est du Tanezrouft, vers la frontière algéro-malienne, l'épaisseur des terrains mésozoïques et en particulier du Continental Intercalaire augmente brusquement. Leurs affleurements s'avancent loin à l'intérieur du bouclier Touareg. On a là l'extrémité d'un fossé Nord-Est - Sud-Ouest, dit de l'oued Amded. A l'Ouest de l'Adrar des Iforas il se divise en deux branches (Aït Nafane et Timétrine) en traversant la zone de suture panafricaine. On n'a pas de preuves qu'il débouche au Sud-Ouest dans le fossé de Nara, Est-Nord-Est - Ouest-Sud-Ouest. L'un et l'autre se sont ouverts au Mésozoïque.

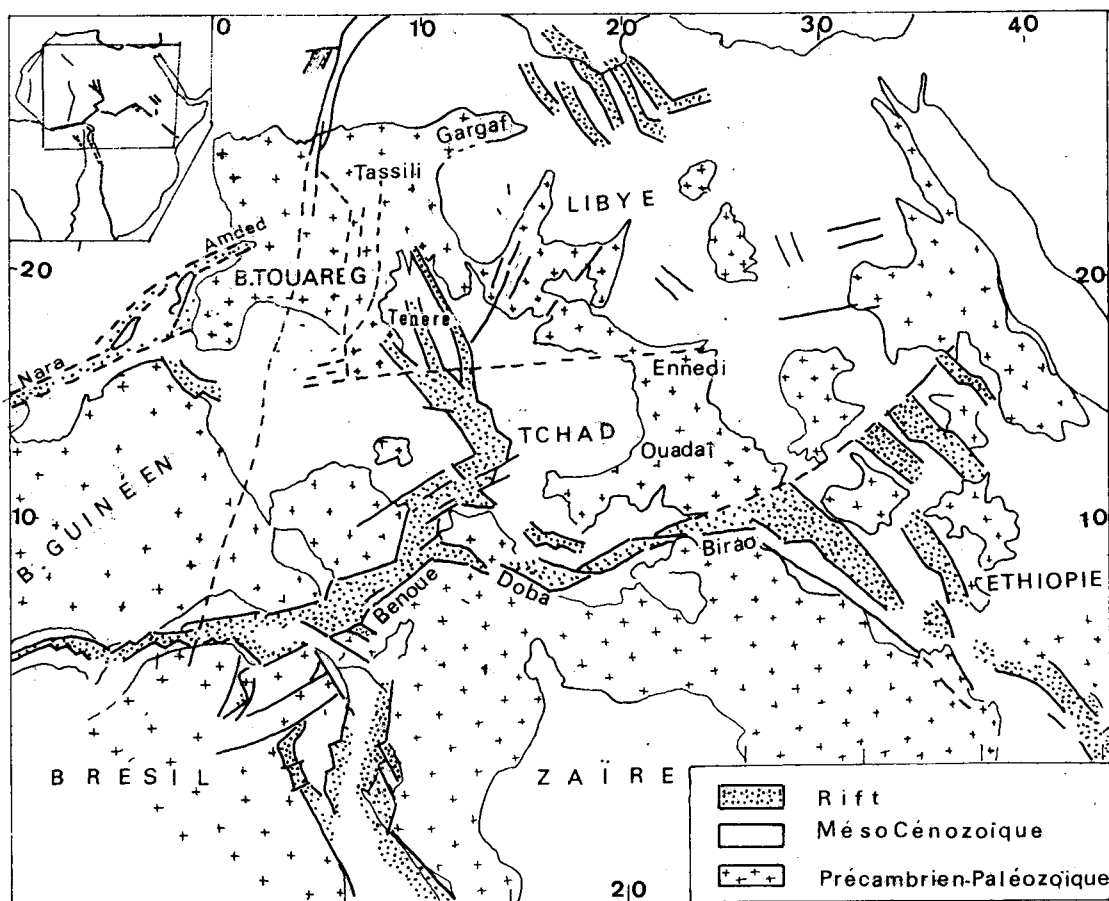


Fig. 8.15. - Carte des fossés mésozoïques de l'Afrique au Nord de l'Equateur (d'après Guiraud et Maurin, 1991).
 N.B. : La prolongation du fossé d'Amded vers le Sud-Ouest et le fossé de Nara n'est nullement démontrée (Guiraud, *com. or.*, 2002).

La région paraît désespérante au géologue qui traverse le Tanezrouft par l'itinéraire balisé Reggan - Bordj Mokhtar. On dispose quand même des coupes sommaires de forages faits pour y créer des points d'eau (Menchikoff, 1942; Bourgeois, 1960). Plus tard d'autres forages ont été creusés à l'Est de la piste (oued Amded), pour alimenter des chantiers de recherche minière (Boualem, 1985). Une coupe de terrain a été levée sur la frontière algéro-malienne dans la région d'Aït Nafane (Bourgeois, 1962, *inédit*).

Dans le fossé d'Amded, à l'Est de la piste, le Continental Intercalaire repose sur les micaschistes et gneiss du socle Précambrien. Boualem (1985) distingue dans cette série, épaisse de plusieurs centaines de mètres, deux unités. Une Formation Détritique Inférieure, épaisse de quelques m à plus de 100 m, suivant les points et formée de «grès, siltstones et argile avec teinte grise dominante», et, vers la base, de «quelques bancs peu épais de grès cimentés par des carbonates, argiles et gypse». Dans les 5 sondages il n'y a pas de conglomérat au contact du socle : des argilites et des calcaires gréseux reposent sur des roches métamorphiques altérées. La Formation Détritique supérieure qui débute par un conglomérat carbonaté est formée de grès et d'argiles rouges.

A 150 km au Sud-Ouest, la flexure Nord-Est - Sud-Ouest d'Aït Nafane donne une bonne coupe des terrains du flanc septentrional du fossé. Bourgeois (1960, 1962) y décrit une séquence inférieure qui débute par 9m de conglomérat, reposant sur des gneiss, et dont la matrice est un «calcaire blanc finement cristallisé, englobant des galets de quartz bien roulés de 1 à 5 cm et des blocs arrondis de plusieurs dm» (Bourgeois, 1960). Il est surmonté par 310 m d'une alternance de grès à ciment calcaire et d'argiles sableuses bariolées où l'auteur distingue une vingtaine de séquences mineures grès-argile, épaisses de quelques m dans la partie inférieure et de 10 à 20 m au-dessus. Les grès montrent des stratifications obliques. Des dragées de quartz sont disséminées dans la masse ou entassées en conglomérats; les paillettes de mica sont souvent abondantes. Vers le milieu, un banc de calcaire gréseux lui a livré de gros gastéropodes (*Pila = Ampullaria*), des dents et des vertèbres de *Ceratodus* et quelques morceaux de bois silicifié. Les calcaires et les marnes à gypse sus-jacents sont attribués au Cénomaniens supérieur-Turonien.

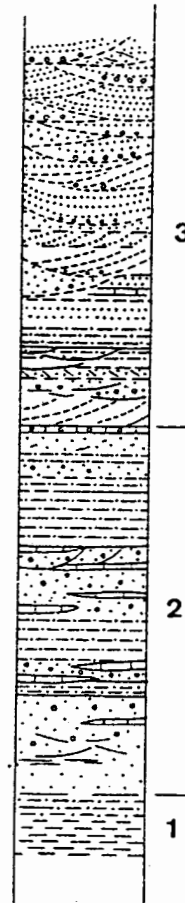


Fig. 8.16 - Continental Intercalaire d'Aït Nafane, d'après Bourgeois (1960).

- 1: 20 m d'argile rouge et bariolée à passées grossièrement détritiques (la base est masquée).
- 2: 300 m de grès tendre grossier, souvent conglomératique à ciment, calcaire. Au sommet un conglomérat à ciment de calcaire blanc englobe des dragées de quartz de 1 à 5 cm de diamètre et des blocs arrondis de grès de plusieurs dm³.
- 3: 300 m (minimum) d'argile rouge et de grès. Dans les 170 m supérieurs les grès en bancs massifs, à stratifications obliques alternent avec des couches bien litées. Les dragées de quartz sont disséminées dans la masse ou entassées en conglomérats. Les paillettes de mica sont abondantes et le ciment surtout argileux et calcaire.

On a donc dans le Sud du Tanezrouft un Continental Intercalaire particulier, différent de celui du Tademaït. On n'y sent pas la proximité de la mer ; le matériel détritique provient du socle Précambrien. La fréquence des carbonates et, à un moindre degré du gypse pose un problème sur les milieux de sédimentation. Le fossé d'Amded se serait amorcé au Permien. En effet, sur son bord méridional, le pluton de syénite néphélinique du Tadhak a été daté de 262 Ma, c'est-à-dire du Permien moyen (Liégeois *et al.*, 1991). Les émissions volcaniques d'origine mantelliques qui s'alignent du Tadhak vers le Nord-Est en direction de l'Algérie ont donné, aux mêmes chercheurs, des âges de 262 Ma au Tirkine, 184 Ma (Lias) à l'Anezaf et 161 Ma (Jurassique moyen) au Tidjerazzé-Imanal. On ne connaît pas, sur ses bords, de sédiments déposés au Trias ou au Jurassique. Le remplissage de ce fossé n'aurait-il commencé qu'après le magmatisme ? Dans la branche méridionale (Timétrine), Bellion et Guiraud (1988) ont décrit des déformations d'âge Eocène.

3.5. Le continental intercalaire du Sud-Est marocain

Dans le Sud-Est marocain, les premiers dépôts discordants sur le Paléozoïque plissé ont été comparés au Continental Intercalaire saharien. Ils sont de la même façon surmontés par du Cénomaniens marin. Les couches de base ennoient un paléo-relief et combrent des chenaux. Les sables montrent les uns des traces d'usure par l'eau (Emoussés Luisants), les autres par le vent (Ronds Mats). On y rencontre des traces de calcaire ou de gypse. *«Plus haut les grès sont plus fins... les stratifications entrecroisées plus fréquentes... les dragées de quartz plus nombreuses. On y rencontre... des passées argileuses, des traces de plantes et des ossements plus ou moins roulés d'animaux de lagunes ou de marigots (poissons, crocodiliens, dinosauriens) ... La faune indique en gros un Crétacé inférieur élevé ou un Crétacé moyen, avec presque sûrement de l'Albien et peut-être la base du Cénomaniens ... Au-dessus, les couches de passage au Cénomaniens marin peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Ces marnes rouges, blanches ou bigarrées passant à des marno-calcaires ou des calcaires gréseux...*

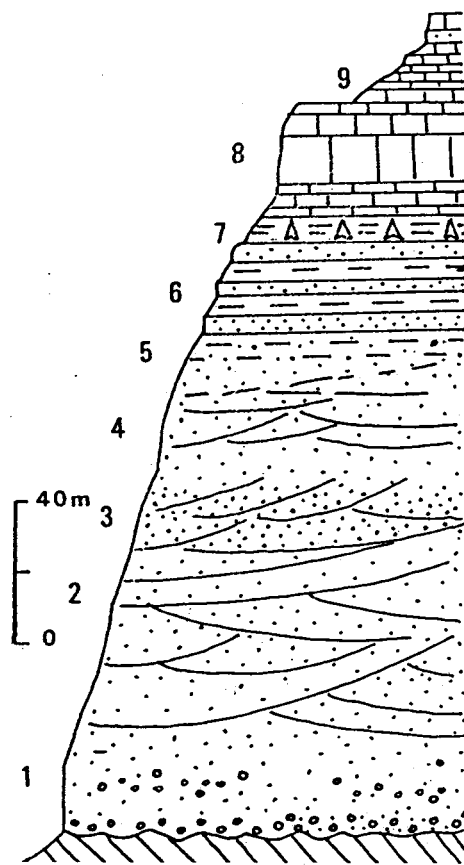


Fig. 8.17 - Continental Intercalaire et Cénomano - Turonien du sud-est marocain, d'après Joly (1962).

- Turonien**
9: calcaires lités et calcaires à silex
- Cénomaniens**
8: calcaires massifs et calcaires marneux se terminant par des lumachelles
- Couches de passage**
7: marnes à gypse
6: marnes et grès
5: grès marneux.
- Continental Intercalaire**
4: grès à stratifications obliques
3: grès ferrugineux
2: grès à stratifications obliques
1: grès et conglomérats.

annoncent le retour de la mer et le début de la grande transgression cénomaniennne» (Joly, 1962).

Les poissons sont des *Onchopristis*, *Ceratodus*, *Lepidotus*. Un crocodile de grande taille s'apparente à celui de la Gara Samani. L'étude (Lavocat, 1949) des dinosauriens théropodes et sauropodes (*Megalosaurus*, *Diplodocus*.) est reprise aujourd'hui par une équipe internationale.

En bordure de l'Océan Atlantique, dans la région de Tarfaya, il existe un homologue du Continental Intercalaire. Rappelons qu'à la fin du Jurassique et au Crétacé inférieur l'Atlantique Nord s'est ouvert et que l'on se trouve déjà sur une marge continentale. Le Crétacé inférieur très épais (1400 m à 2000 m) débute par un conglomérat polygénique, discordant sur son substratum. Les couches sus-jacentes sont des sédiments continentaux à bois silicifiés intercalés de quelques horizons marins à huîtres. Il serait intéressant de rechercher si ces derniers peuvent être corrélés avec les séquences eustatiques ou reflètent seulement des subsidences de la marge liées à la distension.

3.6. Le Crétacé inférieur de tripolitaine

Dans l'Est du Sahara central, la falaise qui court de la frontière tunisienne jusqu'à Homs offre une série de coupes qui ont montré l'existence d'une discontinuité à l'intérieur du Crétacé (Magnier, 1963). La Formation gréseuse de Cabao montre, comme la coupe de la gara Samani dans le Tademaït, à la fois des dépôts lacustres à dents et mâchoires de crocodiles et des niveaux d'origine éolienne (Lefranc, *com. or.*). Cette formation est attribuée au Wealdien ou au Crétacé inférieur indifférencié et surmonte des argiles et calcaires à faunes marines de l'Oxfordien - Kimmeridgien. La formation, sus-jacente, de Chicla, conglomératique et argilo-gréseuse, rouge et verte, est transgressive et discordante sur le Jurassique et le Trias, dans le Gebel Garian. Elle est surmontée en concordance par les argiles, gypses et calcaires d'Aïn Tobi à faune marine du Cénomanienn dans la partie moyenne et supérieure. La déformation se situe donc ici entre le Jurassique (ou le Crétacé inférieur) et le début du Crétacé supérieur. On verra plus loin que vers 100-95 Ma la mise en place de roches profondes (des carbonatites) dans l'Ouest-Africain a été interprétée comme la

conséquence de distensions dans la plaque africaine qui amorce une rotation anti-horaire.

3.7. Le Crétacé inférieur dans les sondages du nord Sahara

On peut suivre, en subsurface, la succession des faciès, des paléogéographies et le changement du régime sédimentaire au Crétacé inférieur

3.7.1. Néocomien

(= *Berriasien* + *Hauterivien* + *Valanginien*) (135 à 116 Ma)

Dans le Nord du bassin des Chaambas se déposent d'abord des argiles vertes et rouges, alternant avec de l'anhydrite en bancs massifs, puis une alternance de dolomies et d'argiles. Dans la région de Hassi R'Mel, les argiles et les sables contiennent quelques couches de lignite et de rares bancs carbonatés. Cette évolution des faciès s'accroît dans le Mzab, le Nord-Est du Grand Erg Occidental, ainsi que vers le centre et le Sud du bassin. Là, l'équivalent du Néocomien se fonde dans un ensemble argilo-gréseux qui couvre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. Dans le Sud-Tunisien, alors au bord de la Téthys, se déposent tantôt des sédiments continentaux tantôt des couches marines. Les argiles, les grès et les graviers continentaux ont livré des os de vertébrés; les dolomies marines contiennent des huîtres et des gastéropodes. Certaines des transgressions ont pu s'avancer jusque sur le Tinrhert. Ces séquences sont sans doute l'expression de cycles eustatiques.

3.7.2. Le Barrémien (116-114 Ma)

Des argiles et des sables s'étalent alors sur le Bas Sahara. Le matériel détritique vient soit du Sud, si le bouclier Touareg était déjà surélevé (ce qui n'est pas démontré), soit de l'Ouest, peut-être l'Ougarta (Kazi-Tani, 1986, 1999 *in litt.*), et peut-être aussi du Sud-Est (Fezzan). Dans le Sud-Tunisien on y a signalé des ossements de crocodiles et des troncs silicifiés. Des dragées de quartz parfois façonnées en dreikanter puis enduites d'oxyde de fer impliquent une ou des périodes désertiques assez longues suivies d'une rubéfaction en climat tropical sec. Dans la région

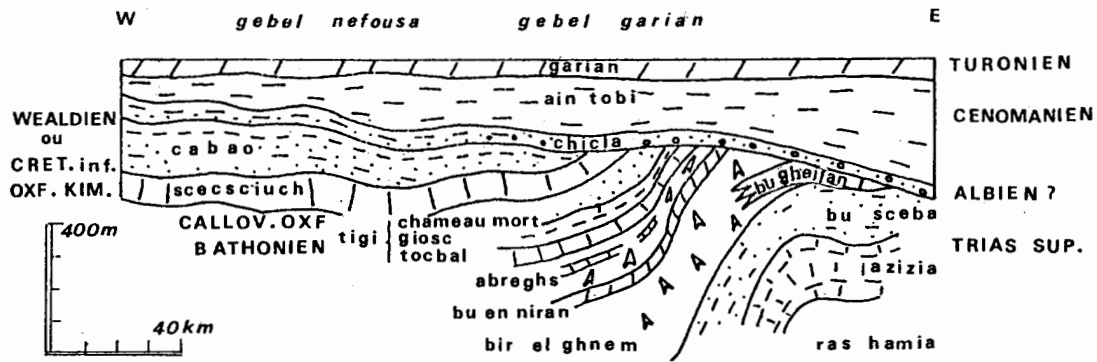


Fig. 8.18.- La transgression albiénne (?) sur le Mésozoïque inférieur en Libye, dans les djebels Nefousa et Garian. Horizon de référence : toit de la dolomie de Garian (inspiré de Magnier, 1963).

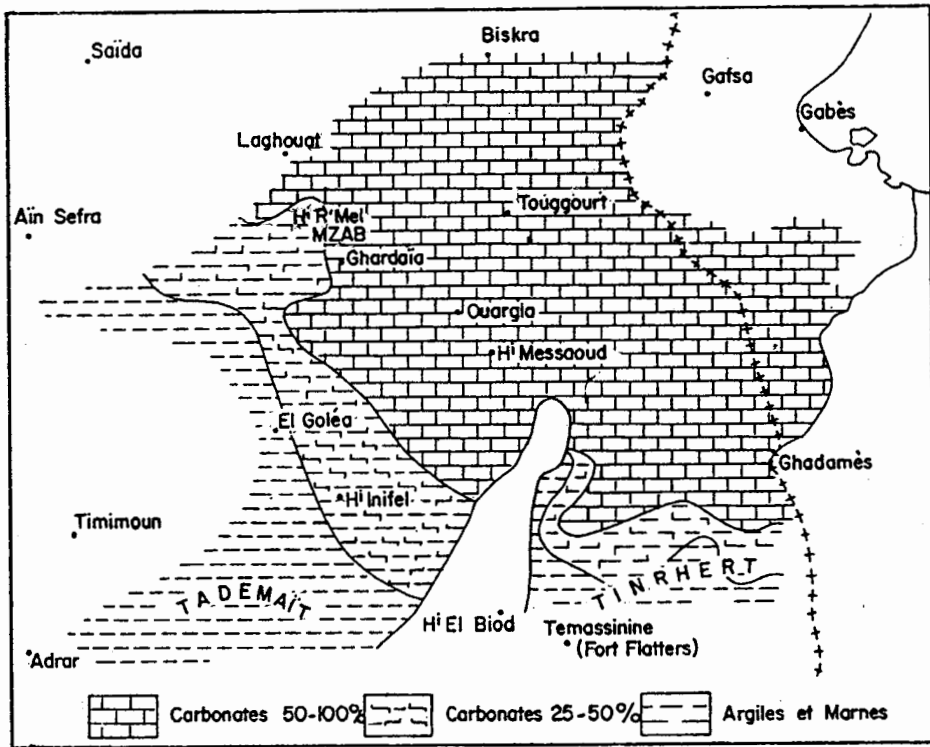


Fig. 8.19. - Répartition des faciès de la barre aptienne dans le Bas Sahara, d'après Busson (1971) simplifié.

de Touggourt, les sondages ont traversé des grès arkosiques. On ne sait de quel massif cristallin provenait le feldspath. Comme dans la période précédente, quelques lits de lignite (ou de sapropel) témoignent de l'existence de lacs ou de marais où ont pu s'accumuler des végétaux terrestres ou des algues. Dans la région des Daïas et le Nord du Mzab, les bancs carbonatés sont peu nombreux et contiennent des lamellibranches, gastéropodes et ostracodes vivant les uns en milieu marin, d'autres en milieu saumâtre ou lacustre. On y rencontre aussi quelques couches d'anhydrite.

Ainsi au Barrémien, lorsqu'on allait de la Téthys (au Nord-Est) vers le Sud-Ouest, on trouvait d'abord un vaste delta où des fleuves divaguaient au milieu de lacs et de marais et où la mer faisait des incursions. A l'intérieur des terres, au Sud-Ouest, c'était tantôt le désert, tantôt un pays aride à saisons alternées. Alors, pouvaient croître des bouquets d'arbres, et des enduits ferrugineux se fixaient à la surface des sols et des cailloux. Cette période d'apport massif de détritique voit aussi se produire des mouvements verticaux : les sédiments, épais de 1000 m ou 700 m dans les zones subsidentes de l'oued Mya et du Talemzane, se réduisent beaucoup sur les môles d'El Biod, Gassi Touil et Rhourde El Baguel qui les bordent.

3.7.3. L'Aptien (114-108 Ma)

Sur la charte eustatique de Haq *et al.* (1988) l'Aptien débute par une nette régression suivie de deux transgressions. Dans le Bas-Sahara cet étage est représenté par 20 à 30 m de dolomies, alternant avec des lits d'anhydrite, d'argile et parfois de lignite. La «barre aptienne» comme on l'appelle, est un bon horizon-repère dans les sondages. Elle passe vers le Nord à des argiles grises et vertes, et, sur les confins atlasiques et le Sud Tunisien, à des calcaires à orbitolines et algues. Vers le Sud, se déposent des argiles rouges sableuses et des grès. Cette période voit donc un ralentissement de la subsidence, et des apports terrigènes. Le dépôt des carbonates en serait un corollaire.

3.7.4. L'Albien (108 à 96 Ma)

Les sables et les argiles reviennent en masse. Vers 100-95 Ma une distension provoque un rejeu de fractures profondes dans l'Ouest-Africain. Il est

possible qu'il en ait été de même au Sahara central et que ces rejeux aient été accompagnés de soulèvements, et donc d'érosion. On attribue à l'Albien, au Sahara central, les argiles et grès compris entre la «barre aptienne» et l'horizon argileux supérieur, considéré comme Cénomaniens. On y distingue deux ensembles.

L'**Albien gréseux** des sondages (50 m à l'Est, 400 m dans le sillon de l'oued Mya) est formé de grès fins et d'argiles contenant quelques intercalations carbonatées. On y trouve peu de fossiles : des débris de bois, des mollusques, et, dans le centre et le Nord du bassin, des Dinoflagellés et des foraminifères chitineux. Vers le Fezzan à l'Est, comme au Tinrhert au Sud, ou au Tademaït dans le Sud-Ouest, arrivent aussi des grès grossiers et des microconglomérats.

L'**Albien supérieur** (= Vraconien) est représenté dans la région des Daïas et le Nord du Grand Erg Oriental par 70 m à 100 m de calcaires ou de dolomies à foraminifères; dans le Sud-Tunisien, il contient des Rudistes. Au Sud-Est, c'est à dire au Tinrhert, les argiles et dolomies à *Onchopristis*, classées Vraconien sur la carte géologique au 500.000e Temassinine (= Ft Flatters) sont plus un faciès qu'un étage. Les couches à fossiles marins intercalées dans les sédiments terrigènes du centre du bassin montrent que des courants de marées étalaient les argiles et les sables fins au large d'une côte. La mer franche devait se trouver au Nord. Au Sud, le Tademaït émergeait.

3.8. Le Crétacé inférieur au Sahara méridional

Au Crétacé inférieur des sables et des graviers amenés par des fleuves venus du Sud ou de l'Est s'accumulent dans des bassins de part et d'autre de l'Aïr. Des laves et des tufs rhyolitiques s'y sont épanchés au Trias et au Jurassique.

Les terrains attribués au Crétacé inférieur *«sont largement représentés mais sous des épaisseurs très variables au Niger oriental. Les dépôts qui marquent cette période ont une origine continentale très nette indiquée par leur lithologie, leur faune et leur flore. Il s'agit essentiellement d'épaisse couches de grès grossier hétérogène, à stratification entrecroisée, coupés dans leur partie médiane par deux faisceaux argileux, riches en*

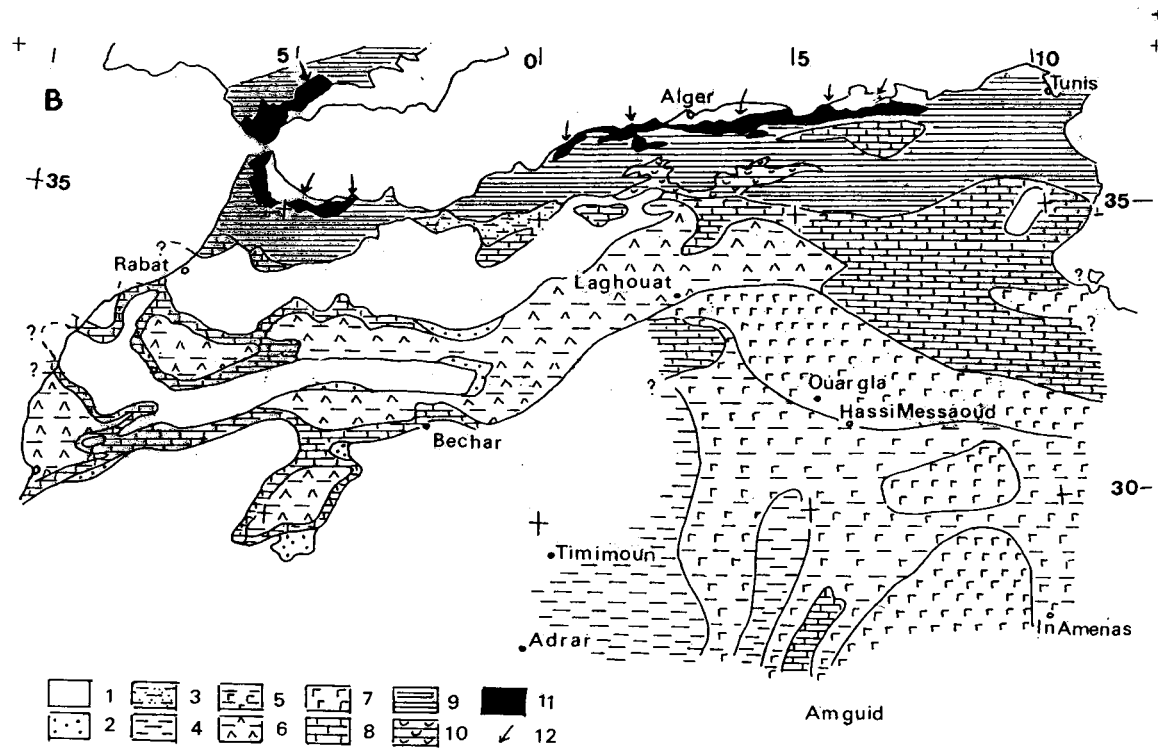
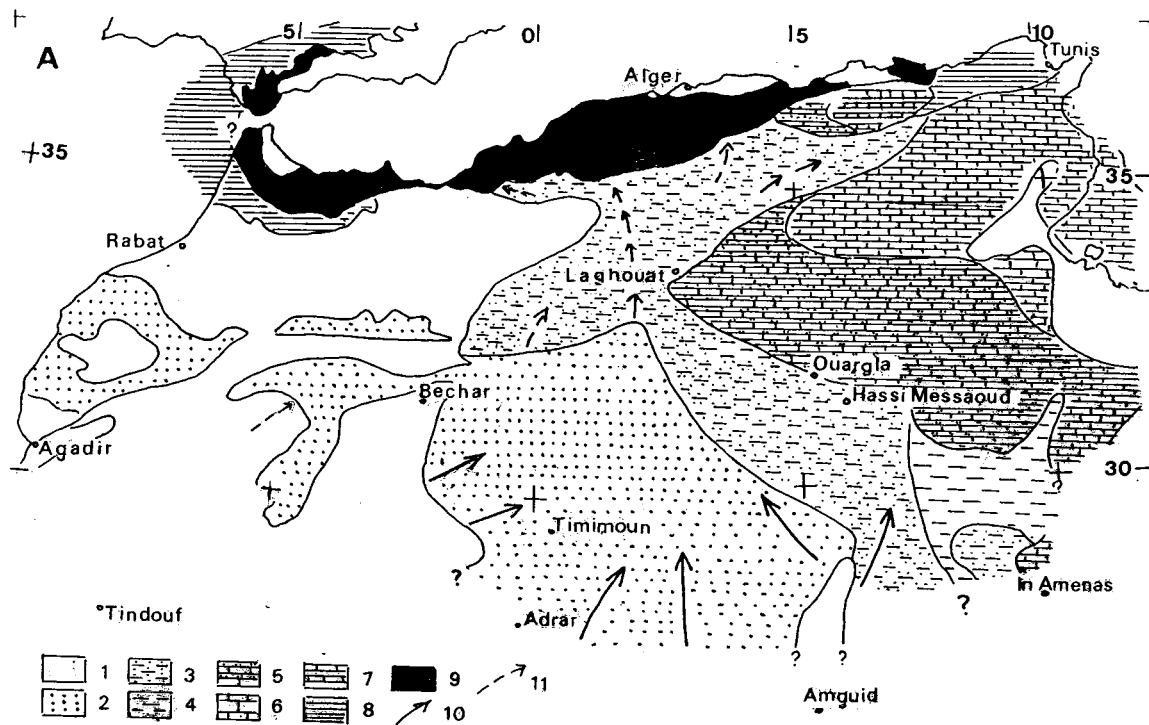


Fig. 8.20.

Fig. 8.20. - Principaux faciès de l'Albien au Cénomanién moyen, d'après un document simplifié de Vila.

Carte A. - Albien inférieur-moyen.

1. Zones émergées ou érodées sur le craton saharien, le môle d'El Biod, la Djéffara, les îles Kerkenna, la Meseta ibérique ainsi que les zones internes bétique, rifaine, et kabyle dépourvues d'Albien.
2. Grès d'âge Crétacé inférieur non précisé au Sahara et au Maroc; grès grossiers sahariens.
3. Argiles et grès fins (Sahara et Atlas saharien); argiles et grès des confins algéro-libyens méridionaux.
4. Province argileuse du Grand Erg oriental.
5. Calcaires gréseux du Bas-Sahara et séries gréseuses et carbonatées à algues de la plate-forme sétifienne.
6. Calcaires de la plate-forme algéro-tunisienne.
7. Calcaires et marnes à Melobésiées de la plate-forme néritique constantinoise.
8. Faciès marneux sub-bétiques péni-bétiques, pré-rifains externes et faciès marneux pélagiques du sillon tunisien.
9. Flysch et séries flyschoïdes tello-rifains.
10. Directions d'apport du matériel gréseux saharien.
11. Trajets possibles du matériel gréseux.

Carte B. - Albien supérieur (Vraconien) à Cénomanién moyen.

1. Zones émergées ou érodées, zones peu recouvertes ou à sédimentation mince de l'Atlas marocain, séries condensées du Rif et zones internes bétiques, rifaine, et kabyle dépourvues de sédimentation.
2. Grès grossiers infra-Cénomanién de l'Ouest du Maghreb.
3. Séries argilo-gréseuses ou glauconieuses des Monts des Daïas et de Tlemcen.
4. Séries purement argileuses du Sahara.
5. Argiles et évaporites du Sahara.
6. Marnes à gypse des bassins atlantique et atlasique algériens et marocains.
7. Séries strictement évaporitiques du Bas-Sahara (Grand Erg oriental et Djéffara).
8. Faciès carbonatés de la plate-forme du Bas-Sahara, du môle d'El Biod, du Constantinois, du Sud-tunisien et faciès carbonatés côtiers du bord des dépressions marocaines et Pré-Rif.
9. Faciès pélagiques marneux (et micritiques dans le Constantinois).
10. Marnes à huîtres.
11. Flysch et conglomérats des domaines tellien et kabyle.
12. Directions d'alimentation des flyschs.

montmorillonite et illite, mais où les clastiques ne sont jamais absents. Ces niveaux sont caractérisés par l'abondance des troncs d'arbres silicifiés à structure homoxylée et les reliques de grands vertébrés : Dinosaures et Crocodiles. Les terrains de cet âge sont épais dans la région de l'Aïr (Temaga, Tefidet) où ils dépassent 600m. Ils vont s'amincissant vers le Sud et l'Est ; ils ne semblent plus représentés au Sud du parallèle 14°30' dans la faible épaisseur des grès du Koutous. Dans le bassin de Bilma, ils ont une puissance réduite, sous un faciès uniquement gréseux et disparaissent au Nord et à l'Est de cette région. L'observation détaillée permet de conclure à un amincissement dû à une lacune des termes inférieurs, qui s'ajoute à une diminution de la puissance de chaque terme. La limite supérieure du Crétacé inférieur est assez imprécise. Nous avons été amené à la placer sous les séries moins grossières, épaisses en moyenne de 200 m et précédant la biozone à *Neolobites*» (Faure, 1966, p. 29). La fraîcheur des roches et des minéraux détritiques comme l'absence de calcaire (en lits ou dans la matrice des grès) suggère des eaux oxygénées et acides. Les brutales variations de débit des fleuves, attestées par la forme et le remplissage des chenaux, reflètent un climat sec tendant vers l'Aride. Ceci concorde avec les observations faites au Nord-Ouest, dans la région de Timimoun-In Salah.

Au Sud-Ouest et à l'Ouest de l'Aïr, dans la synclise des Iullemedden, les grès et argiles rouges ont livré une riche faune de vertébrés (Taquet, 1976) : des dinosauriens, des crocodiles qui rappellent ceux de la Gara Samani et des poissons (*Ceratodus*). Des Unionidés, des Cyrènes et une énorme Naïade, *Cuneopsis giganteus* (Mongin, 1963) devaient vivre, les uns dans des cours d'eau, les autres, à coquilles minces, dans des lacs à sédimentation vaseuse. Ces fossiles indiquent un âge Albien (Wealdien). C'est aussi dans des lacs ou des mares temporaires qu'ont dû se développer les phyllopoètes (*Estheria*) découverts par Lambert. Le mode de gisement, les surfaces craquelées des argiles encaissantes font dire à Defretin *et al.* (1956) que «le climat de cette région au Crétacé inférieur ne devait pas être sensiblement différent de celui que l'on voit régner actuellement : alternance d'une saison de pluies violentes avec vastes épandages de boues rouges et d'une période sèche avec sols durcis et craquelés. Les larves enkystées d'*Estheria*, transportées d'une mare à l'autre par les oiseaux,

pouvaient sans doute demeurer longtemps sans périr et peupler ainsi certaines zones à la saison humide». C'est donc un régime de type tropical sec que suggère ce Continental Intercalaire. Un milieu où des animaux terrestres, comme certains reptiles ou dinosauriens, pouvaient vivre et disséminer les larves des invertébrés. Reyment (1983) aboutit à des conclusions analogues dans son étude du Grès de Brima du Nigeria Nord-oriental, contemporain du Continental Intercalaire. Là aussi l'alternance de périodes humides et sèches a dû fournir les conditions favorables à une érosion accélérée des roches ignées et métamorphiques qui constituaient les reliefs. Les couleurs rouges ou vertes des roches qui en proviennent dépendent des conditions (oxydantes ou réductrices) des mares où elles se sédimentaient.

Pendant cette époque, des fossés s'ouvrent à l'Est (Fig. 8.15) : le fossé de la Bénoué qui s'allonge du golfe de Guinée jusqu'au Tchad, celui de Doba-Birao, qui, à travers le Tchad et la République Centre-Africaine, s'étend jusqu'au Soudan, et ceux du Ténééré, dans le Nord du Tchad. Longtemps méconnues, ces structures ont été révélées par les prospections géophysiques (électriques et gravimétriques) de l'ORSTOM (Louis, 1970). Ceux de la Bénoué et de Doba-Birao ont été forés et dans le second des indices d'hydrocarbures intéressants ont été mis en évidence. D'importantes quantités de matière organique ont pu être piégées dans des lacs semblables à ceux de l'Est-Africain d'aujourd'hui.

3.9. Le continental intercalaire du Sahara occidental

Les cartes géologiques à petite échelle, (1/5.000.000, 1/2.000.000 etc.) montrent d'importantes surfaces du Sahara occidental couvertes de Continental Intercalaire. Nous l'avons analysé plus haut (§ 3.4.) dans le fossé d'Amded. On le connaît aussi dans le Hodh et la région de Nara (Mali) et de Oualata (Mauritanie). Les sédiments y sont épais (Dars, 1957, 1961). Ils comblent un fossé que la gravimétrie suggère de raccorder à ceux du Timétrine et d'Amded.

Dans le bassin de Taoudenni, les cartes géologiques le figurent dans l'Ouest du Tanezrouft, formant la falaise qui limite la cuvette et l'étendent jusque vers 9°20'W. Nous verrons plus loin (§ 4.5) que les grès quartzifiés à bois

silicifiés du Khnachich sont d'âge Sénonien et non Crétacé inférieur, et qu'à l'Ouest il s'agit d'une croûte siliceuse (un silcrète) bien plus jeune. Aucun sédiment ne paraît s'être déposé dans la synclise de Taoudenni au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur.

3.10. Bilan sur le Crétacé inférieur

On est frappé par l'importance des apports détritiques au Crétacé inférieur. C'est une véritable transgression de matériel terrigène qui s'étend alors sur le Sahara, y compris sur les régions où affleuraient le Précambrien. Par son ampleur, cet épandage est comparable à ce que nous avons observé à l'Ordovicien ou au Dévonien inférieur. Les sondages du Bas Sahara ont montré que le dépôt de sables et d'argiles en grande quantité s'est produit non pendant tout le Crétacé inférieur, mais surtout au Barrémien et à l'Albien. Ces deux épisodes sont séparés par la «rémission» aptienne. Ces sables et ces argiles surmontent en concordance le Crétacé basal et le Jurassique dans le Bas Sahara où la sédimentation paraît avoir été continue, sauf sur les zones mobiles. Ailleurs ils reposent en discordance cartographique ou angulaire sur les séries antérieures, ce qui impliquerait au moins le rejeu de failles à la fin du Jurassique : Reggan en serait un exemple.

Sables et argiles représentent un volume très important de matériel prélevé sur les terrains qui affleuraient alors : le Précambrien, le Paléozoïque, d'hypothétiques dépôts du Trias-Jurassique et les nappes de basaltes étendues sur l'Ouest-Africain. Ce matériel est évolué et a été rubéfié. Le temps passé entre l'ablation des séries-mères et le dépôt là où nous l'observons, a pu être plus ou moins long et correspondre dans certaines régions à la plus grande partie du Mésozoïque inférieur. Dans l'intervalle, ces sables et argiles ont pu être transportés, triés, altérés et stockés plusieurs fois. Ils ont été déposés dans la majeure partie du Sahara en milieu purement continental, dans des cours d'eau, des mares temporaires, des lacs. Le vent a pu jouer dans l'érosion, le tri et le transport du matériel fin un rôle non négligeable. Les dunes fossiles, les grains ou les galets éolisés de la partie inférieure en sont la preuve.

La mise en solution et la fixation du fer sous forme de patines sont courantes. Celles de la silice dans les tissus de certains arbres frappe les

observateurs. Il faut cependant rappeler qu'on trouve au Sahara des bois silicifiés depuis le Paléozoïque jusqu'au Tertiaire. Nous avons remarqué que les roches du substratum précambrien n'étaient altérées que sur quelques mètres au plus sous le Continental Intercalaire et que l'on ne rencontrait pas dans ce dernier de véritables latérites fossiles. La formation de kaolinite, de montmorillonite et d'attapulgitite est fréquente au Sahara méridional.

Dans le Bas-Sahara, la sédimentation évoque un milieu de marais. On était là dans l'arrière pays continental de l'Atlas saharien (au Nord), où la série rythmée des Grès des Ksour est interprétée par Delfaud (1973) comme formée de dépôts pro-deltaïques progradant d'Ouest en Est, *«en vérité du Sud au Nord comme le montrent tant les esquisses paléogéographiques que les mesures de paléocourants aussi bien dans l'Atlas saharien que dans les Aurès»* (Kazi-Tani, *in litt.*)

Le continent paraît avoir été sous un climat tropical entrecoupé de périodes désertiques. Les indices de climat tropical sec sont les patines impliquant la mobilisation du fer en périodes humides et sa fixation en périodes sèches, l'absence de latérites et de paléosols épais, les témoins de mares temporaires et de cours d'eau à crues violentes (lentilles de conglomérats à gros galets). Ceux de périodes désertiques sont les paléodunes et surtout les dreikanTERS. En périodes humides, la végétation de conifères, de fougères mais aussi de phanérogames nourrissait des dinosaures que l'on connaît au Niger, au Tadmait ou dans le Sud-marocain. Dans les marigots vivaient des crocodiles, des tortues, et de grands poissons remontaient les fleuves. Ces régions aujourd'hui sahariennes se trouvaient au Crétacé inférieur au sein d'un vaste ensemble continental qui avait commencé à se disloquer mais il n'y avait pas encore de mers importantes qui puissent nourrir les moussons. C'est là qu'il faut peut-être rechercher la cause des contrastes climatiques plus forts que ceux qu'impliquerait la latitude : 10 à 20°N, c'est à dire ce qui correspond aujourd'hui à la zone des savanes.

La conservation de sédiments attribués au Continental Intercalaire jusqu'au coeur de l'Hoggar (Rognon, 1967) impliquerait une subsidence du Sahara central, c'est-à-dire l'ancien domaine panafricain, ou au moins certains de ses compartiments. Le rejeu vertical de certaines

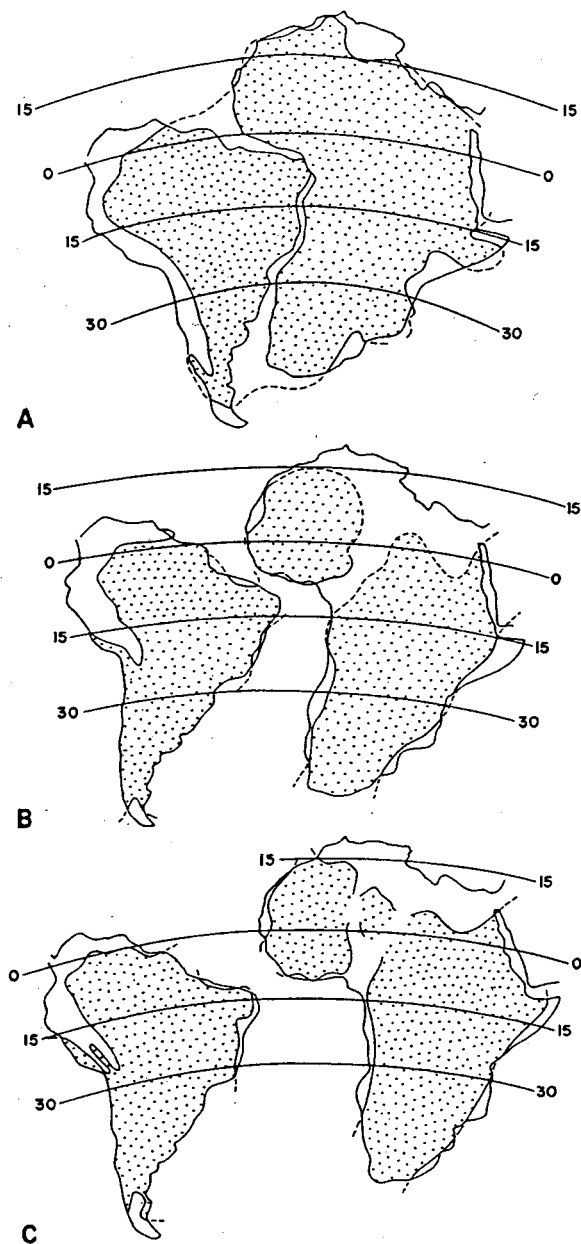


Fig. 8.21. - Situation possible du Sahara au Crétacé.

A. Jurassique- Crétacé inférieur.

B. Cénomaniens.

C. Sénonien. L'Amérique du Sud, coulissant le long de transformantes Est-Ouest, la correspondance directe de l'Atlantique Sud (ouvert le premier) et de l'Atlantique Nord ne se serait réalisée qu'au Turonien. Voir Olivet *et al.* (1987).

fractures du socle peut atteindre plusieurs centaines de mètres, comme pour le Djebel Guehad et le Haut d'El Biod dans le prolongement du môle d'Amguid, ou la surrection du Tebaga en Tunisie, et le creusement des sillons qui bordent les horsts. Ces mouvements ont été attribués à la phase tectonique «autrichienne». Mais, à propos du môle d'El Biod, Perrodon (1963) remarque que «les variations de faciès et d'épaisseur observées dans le Jurassique supérieur, ainsi que les discordances mises en évidence à ce niveau dans la région de Rhourde Nouss, montrent qu'il a commencé à jouer bien avant cette phase». Remarquons que ces mouvements n'ont pas entraîné dans le Bas-Sahara de formation de diapirs de sel comme en Europe du Nord. L'orientation des zones isopiques comme des zones déformées ne préfigure pas celle de la tectonique atlasique (alpine) qui va suivre.

Le magmatisme n'est pas absent de cette période, bien qu'il soit moins développé qu'au Jurassique inférieur. On connaît au Nigeria une syénite intrusive dans l'Albien et antérieure au Sénonien. En Mauritanie, des filons de carbonatites du dôme des Richat ont donné des âges compris entre 95 et 100 Ma, c'est à dire Albien (Poupeau *et al.*, 1996). Ces roches sont d'origine profonde, comme le sont plus encore les kimberlites diamantifères des pays riverains du golfe de Guinée. Or toutes semblent mises en place après les tholeiites (Bertrand, *com. or.*). On peut proposer l'hypothèse que ces magmas soient montés le long de fractures profondes alors que l'Afrique, désormais séparée de l'Amérique du Nord, commençait à tourner dans le sens anti-horaire et contribuer à former la chaîne alpine. On doit rapprocher ces phénomènes de celui de la mise en place de roches basiques au Nigeria (Reyment et Tait, 1983).

4. LES DERNIÈRES GRANDES TRANSGRESSIONS MARINES AU CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Au Sahara central, dans le Tademaït et le Tinrhert, les argiles et grès du Continental Intercalaire sont couronnés par une double dalle calcaire et dolomitique, parfois pétrie de coquilles marines : la mer envahit une grande partie du Sahara. La Téthys, s'étalant vers le Sud, fait alors

sa jonction avec l'Atlantique Sud mais par quelles voies ?

Dans le Tademaït, les couches tendres du Continental Intercalaire sont dominées par deux corniches calcaires à fossiles marins séparées par des argiles et des grès continentaux. Le même schéma se retrouve au Sahara septentrional. Nous partirons d'une coupe sur le bord méridional du plateau du Tademaït. Bien que les premiers bancs n'affleurent pas partout, elle a le double avantage d'être très accessible à ceux qui suivent la route nationale qui joint In Salah à El Golea et de se trouver, comme le remarquent Amedro *et al.* (1996), dans une région à la fois fossilifère, peu dolomitisée et intermédiaire entre le domaine maghrébin (Téthysien) et celui du Nigeria, ouvert sur le golfe de Guinée et l'Atlantique Sud. Les auteurs y distinguent 6 zones d'ammonites. On verra ensuite à l'Est les affleurements du Tinrhert central et oriental (Busson et Cornée, 1991) et les sondages du Bas Sahara; puis on jettera un coup d'oeil sur la région de Béchar, le bassin des Iullemeden au Sahara méridional, et la cuvette de Taoudenni.

4.1. Le Crétacé supérieur du Sud du Tademaït : la coupe d'Aïn El Hadjaj

Au Nord d'In Salah, la route traverse les couches rouges du Continental Intercalaire et s'élève lentement tandis qu'apparaissent au loin les falaises du Tademaït : deux barres séparées par un talus tendre : la dalle cénomaniennne en bas, la maastrichtienne en haut, le Sénonien continental au milieu. La route gravit cet abrupt près de la source d'Aïn El Hadjaj; elle permet ainsi, sur 10 à 15 km, d'étudier une coupe complète du Crétacé supérieur.

4.1.1. Le Cénomanienn et le Turonien

Les premiers bancs affleurent à une dizaine de km au Sud d'Aïn El Hadjaj et forment une première table subhorizontale qui, vers le Nord, disparaît sous le talus sénonien (Fig. 8.22). A la base, des argiles vertes (1-3) contiennent des cristaux de gypse et un petit banc de calcaire dolomitique aux joints de stratification ondulés ; on n'y a pas trouvé de fossiles. Une grosse dalle carbonatée (4 à 7) d'environ 5 m d'épaisseur les

surmonte. Le lit de calcaire compact (4) montre sur la tranche et sur les surfaces de stratification les traces contournées, plus sombres, de terriers d'animaux fousseurs. Le calcaire (5) contient des débris d'oursins; les piquants sont aisés à reconnaître. La mer couvre donc déjà la région. Les couches sus-jacentes sont par places très riches en coquilles : des huîtres (dont *Exogyra olisiponensis*, *E. flabellata*), des pectens (*Neithea aequicostata*), des oursins, des gastéropodes, dont de gros Strombes et des formes turriculées. Bref une faune benthique à laquelle sont venues se mêler des coquilles d'animaux pélagiques. Des *Neolobites* donnent l'âge : Cénomanienn supérieur. La transition du régime continental au régime marin se place donc avant le dépôt du banc (5). On ne note pas sur cette coupe (sauf à la rigueur au niveau 4) de sédiments littoraux ni de ravinement, comme si la transgression marine avait été instantanée. Dans les calcaires marins, les coquilles sont brisées : le milieu était agité par les vagues.

A l'entrée du cirque d'Aïn El Hadjaj, de petites buttes de marnes vertes et de calcaires appartiennent déjà au Turonien (Collignon *et al.*, 1970). On y récolte, surtout au sommet des bancs, des huîtres, des oursins, des gastéropodes, plus gros dans les calcaires que dans les marnes. Lefranc (*com. or.*, 1970) insistait sur l'existence probable d'une lacune séparant ce Turonien du Cénomanienn sous-jacent. Bien que la faune soit, comme avant, benthique et pélagique on assiste à un renouvellement des espèces ou des genres. De fait la charte eustatique de Haq *et al.* (1988) indique plusieurs fluctuations pendant cette période, dont une régression marquée à la limite des deux étages. La sédimentation calcaire s'est faite au début en mer franche mais peu profonde (coquilles brisées). Les argiles et marnes suggèrent un milieu moins agité, réducteur. Les filonnets de gypse secondaire proviennent de la réaction de la pyrite, disséminée dans le sédiment, avec le carbonate des marnes. Les invertébrés de petite taille représenteraient, selon Lefranc (*com. or.*) une faune d'herbier. Les derniers bancs (6 à 8) dénotent une évolution du milieu. Les coquilles d'invertébrés sont petites; les roches carbonatées comme les argileuses contiennent des boules de gypse de la taille d'une bille ou d'un poing. Ces nodules sont antérieurs ou contemporains de la consolidation de la roche car ils ne sont ni

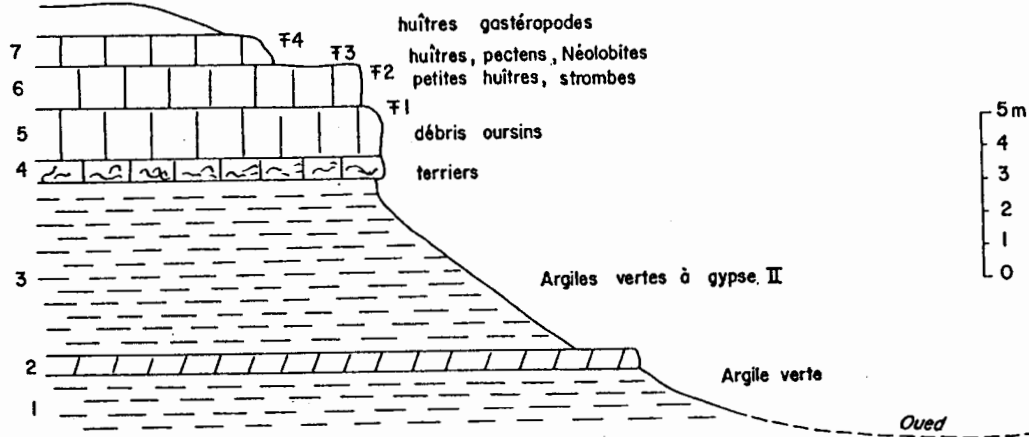


Fig. 8.22. - Coupe sommaire du Cénomanién supérieur sur le bord du plateau du Tademaït, au Sud d'Aïn El Hadjaj. Les numéros renvoient au texte.

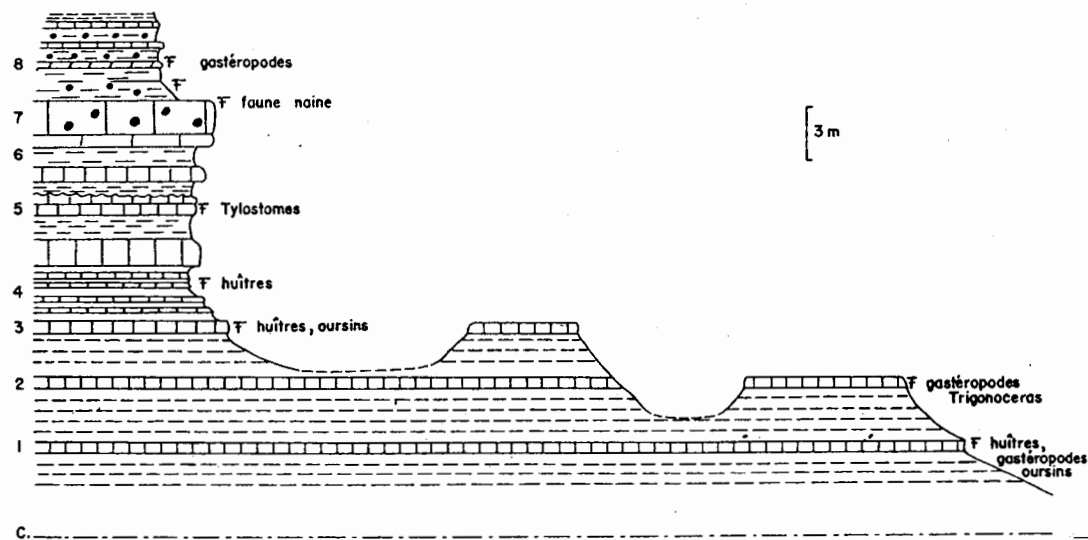


Fig. 8.23. - Coupe sommaire du Turonien au Sud-Est d'Aïn El Hadjaj, à l'entrée du cirque.

C. position approximative des derniers niveaux de la coupe précédente. 1. calcaire rognonneux à huîtres. 2. calcaire à gros gastéropodes à la face supérieure du banc et *Trigonoceras*. 3. calcaire blanc crayeux à fins débris d'oursins, huîtres et moules de bivalves à la face inférieure du banc, surmontant des argiles vertes à filonnets de gypse. 4. argile ou marne verte à niveaux durcis pétris de débris d'huîtres. 5. calcaire et argile contenant des *Tylostoma* dans la partie médiane. 6. argile ou marne verte à gastéropodes et petites coquilles en tous sens. 7. gros banc calcaire contenant des boules de gypse. 8. marne, dolomie, calcaire à gastéropodes et noyaux de gypse.

déformés ni ne déforment la roche encaissante. On peut penser qu'il s'agit de nodules d'anhydrite formés *in situ*, tels qu'on en connaît dans les roches fraîches rencontrées en sondages. Comme la tendance vers des faunes naines, cette concentration de sulfates évoque un milieu confiné. Ces niveaux supérieurs pourraient correspondre à la période de régression que l'on situe vers la limite Turonien-Coniacien. On peut ici en imaginer les étapes : la mer franche, puis un golfe à demi-fermé, des lagunes étalées sur une côte très plate et enfin l'émersion complète.

4.1.2. Le Sénonien argilo-gréseux

Une ravine profonde dans le talus de la falaise, à l'entrée du cirque d'Aïn El Hadjaj, met à jour une formation argilo-gréseuse d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur, entre les couches que nous venons de voir (7 et 8) et la dalle calcaire et siliceuse qui couronne la falaise. C'est la Formation d'In Belbel, décrite par Lefranc (1983b) et Adam (1987), sur d'autres coupes, 150 km à l'Ouest, toujours dans le Tademaït.

Dans le tiers inférieur de la coupe (bancs 9 à 13), les sédiments sont fins et bien stratifiés. Hormis les petits ravinements matérialisés par les lentilles de grès, l'ensemble donne l'impression d'un dépôt en eau calme, un lac sans doute car les *Estheria* et les ostracodes lisses pullulent dans le niveau 10 et le niveau 13 est pétri de débris de poissons. Cette abondance traduit-elle des thanatocenoses dues à l'assèchement du lac ? Le niveau à *Estheria* et ostracodes, pauvre en espèces mais riche en individus, suggère une mare isolée. Le niveau à poissons succède à un assèchement car il comble d'anciennes fentes de retrait de l'argile sous-jacente. Les *Estheria* et les ostracodes donnent pour le banc 10 un âge à la limite entre le Turonien et le Sénonien (P. Tasch, *in litt.*). Dans les argiles et les grès tendres des niveaux 14 et 15, les débris végétaux ont été transportés. Près d'In Belbel, Adam (1987) indique à ce niveau des paléosols avec racines en place, mais aussi des charophytes, des bivalves et quelques dents de poissons et de crocodiles. Le niveau 16 correspondrait à des argiles à gypse décrites ailleurs. Avec les sédiments fins, les carbonates et la silice du niveau 17, on retrouve un milieu calme. La très bonne conservation des fossiles exclut une

silicification tardive. Des characées indiquent un milieu d'eau douce ou saumâtre.

On observe donc l'évolution d'une sédimentation argileuse et carbonatée, peut-être lagunaire, à des dépôts terrigènes fins qu'on peut penser déposés sur un pays très plat dans des lacs éphémères. Les argiles et les sables supérieurs suggèrent plutôt un milieu de cours d'eau divagants. Dans les coupes qu'elle a levées à l'Ouest, Adam (1987) indique des directions de courants du Sud-Ouest au Nord-Est. Ces directions sont cohérentes avec la présence de terres émergées soumises à l'érosion sur le craton ouest-africain et un océan au Nord-Est. Les sables supérieurs sont aquifères. Les derniers lits argileux et carbonatés attestent que de nouvelles lagunes s'installaient en bordure d'une mer qui revenait sur le continent. Cette Formation d'In Belbel couvre la fin du Turonien, le Coniacien, le Santonien et le début du Campanien, c'est à dire une période de bas niveaux marins qui a duré environ 10 Ma.

4.1.3. Les derniers sédiments marins : Campanien-Maastrichtien et Paléogène

Un double banc calcaire et dolomitique forme la corniche supérieure du plateau. La dalle s'affaisse sur les argiles et sables sénoniens sous-jacents, entraînés par les eaux de la nappe, et se plisse en glissant sur la pente. Ce «Crétacé terminal» est plus dolomitique que le Turonien; les lits à silex et les zones siliceuses sont fréquents. 150 km à l'Est, à la limite du Tademaït et du Tinrhert, près du puits de Hassi Msegguem, cette dalle sommitale est formée de quatre bancs calcaires séparés par des argiles à gypse. Plus épaisse qu'au Tademaït, elle contient «une riche faune d'échinides et d'ostréidés, caractérisant le Campanien-Maastrichtien ...*Linthia payeni*, *Petalobrissus pyramidalis*, *Lychnidis ovulum* pour les oursins, et *Lopha nicaisei*, *L. aucapitanei* pour les huîtres» (Amard, 1972). Ces couches sont surmontées en concordance par deux bancs calcaires où Lefranc avait découvert des Nummulites de l'Eocène. Épaisses de 35 m, elles contiennent à la base une microfaune du Paléocène supérieur : *Ranicotalia bermudezi*, *Flinthia sudanensis* (Amard, *com. or.*). Ce sont les derniers

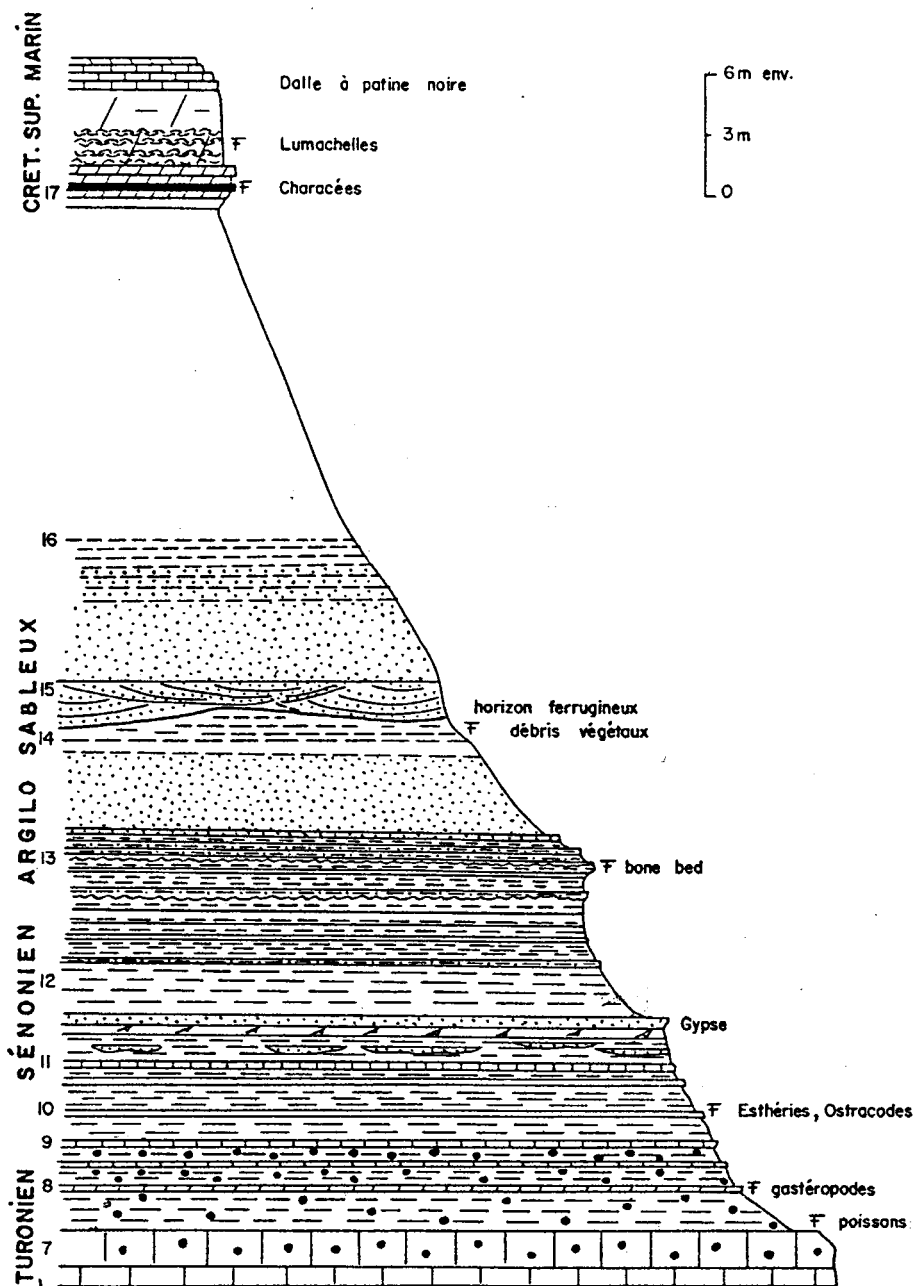


Fig. 8.24 - Coupe schématique du Sénonien argilo-sableux au Sud-Est d'Aïn El Hadjaj. 7 et 8. sommet du Turonien marin de la coupe précédente. 9. calcaire en plaquettes surmontant des argiles brunes et de petits bancs carbonatés à boules de gypse. 10. argiles rouges surmontées d'argiles compactes à *Estheria* et ostracodes. 11. argiles brunes surmontées d'un calcaire gréseux en plaquettes (0 m, 30). 12. argiles rouges et vertes à lentilles de grès, lits de gypse, et bancs durcis à base irrégulière; terriers. 13. shales violets ou verts à débris de poissons et grains de phosphate (?), couronnés par un horizon à petits silex et un banc dur à face inférieure irrégulière. 14. grès tendres et argiles rouges et vertes contenant au sommet des débris végétaux. 15. grès tendres jaunes à lamines et stratifications obliques. 16. argiles et grès fins rouges en partie masqués. 17. argiles dolomitiques ou sableuses, dolomie panachée, zonée, silicifiée à la base, et surmontée de 4 ou 5 zones siliceuses à Characées.

niveaux marins de la région. Les grès sus-jacents qui les ravinent se sont déposés en milieu continental.

4.1.4. Bilan

Des sédiments marins se déposent à plusieurs reprises sur le Tademaït, au Cénomaniens-Turonien et au Campanien-Maastrichtien. Dans l'intervalle, vers le milieu du Crétacé supérieur, durant environ 10 Ma, se déposent les sables et argiles du Sénonien continental et lagunaire en un temps de bas niveaux marins, et d'une épirogenèse régionale dans une zone demeurée relativement mobile, l'ancien domaine Panafricain. Il faut donc comparer ce que nous venons d'observer avec ce qui se passe dans le reste du Sahara central et occidental pour faire la part des deux facteurs.

4.2. Le Crétacé supérieur et le début du Paléogène dans le bas Sahara

4.2.1. Le Cénomaniens argileux

Busson et Cornée (1991) remarquent que du gypse, de l'anhydrite et des argiles se déposent dans le Bas-Sahara juste avant la transgression marine cénomaniens. L'apport détritique a donc presque cessé. Le pays se couvre de lagunes. Les argiles sont rouges au Sud, vertes au Nord. Dans le Sud-Tunisien, les couches contiennent des ammonites (*Neolobites*), des rudistes, des huîtres etc. qui datent la transgression. Ces dépôts argileux et carbonatés marins passent vers le Sud à des dépôts argileux et salifères que l'on peut mettre en parallèle avec les argiles rouges du sommet de la coupe de la Gara Samani. Dans le Tinrhert on trouve les deux faciès : des couches marines à oursins et des argiles à gypse associés. Selon Busson (1971) la petite taille des oursins suggère un milieu confiné. «*Dans le sud tunisien une dalle à Mantelliceras, en discordance sur les termes antérieurs, annonce déjà la première transgression*» (Kazi-Tani, *in litt.*)

Les épaisseurs varient peu à travers le Sahara septentrional : 100 à 150 m en moyenne. Elles n'augmentent que dans l'Atlas saharien, le Constantinois et le Sud Tunisien. Cependant les isopaques ne préfigurent pas les directions alpines.

4.2.2. Le Cénomaniens supérieur et le Turonien

Le Cénomaniens supérieur et le Turonien sont, comme dans le Tademaït, représentés surtout par des calcaires et des dolomies. Le plateau du Tinrhert montre, de bas en haut sur 250 m d'épaisseur :

1. Argiles à gypse, alternant avec quelques lits dolomitiques à échinides (*Pseudodiadema*) d'âge Cénomaniens supérieur.
2. Calcaire à ammonites (*Neolobites*) du Cénomaniens.
3. Calcaires à ammonites (*Nigericeras*, *Vasco-ceras*, *Pseudotissotia*), attribuées au Turonien inférieur.
4. Marnes vertes et craie à oursins (*Hemiaster*), ostracodes, foraminifères, huîtres et rares ammonites, attribuées au Turonien inférieur.
5. Calcaires massifs plus ou moins dolomitiques à huîtres. Ce niveau forme la surface de la hammada du Tinrhert.

A l'intérieur du bassin qui se creuse au Nord, les sondages ont révélé des variations de faciès. C'est ainsi que dans la région des Daïas, les apports d'argile sont plus importants et durent plus longtemps. La base du Turonien se situerait dans ces argiles.

4.2.3. Le Sénonien lagunaire

Au Nord-Est du Tademaït, l'équivalent de la Formation argilo-gréseuse d'In Belbel (§.4.1.2.) est ici une formation argileuse et salifère à anhydrite et sel gemme. Quelques lits de lignite mais aussi de marnes dolomitiques, de dolomies ou de calcaires oolitiques y sont interstratifiés. Ces derniers ont livré des poissons et des ostracodes, et au Nord, des foraminifères, des algues calcaires, des rudistes, des polypiers et divers mollusques. Si donc, dans le Nord du Bas Sahara, les sédiments se sont déposés en milieu marin, dans le reste du bassin ils indiquent tantôt un golfe à demi fermé et des lagunes où se déposent des évaporites, tantôt un milieu continental de lacs d'eau douce ou de marais à lignites. Cette formation, comme celle d'In Belbel, débiterait vers la fin du Turonien et se terminerai pendant le Campanien ou le Maastrichtien inférieur.

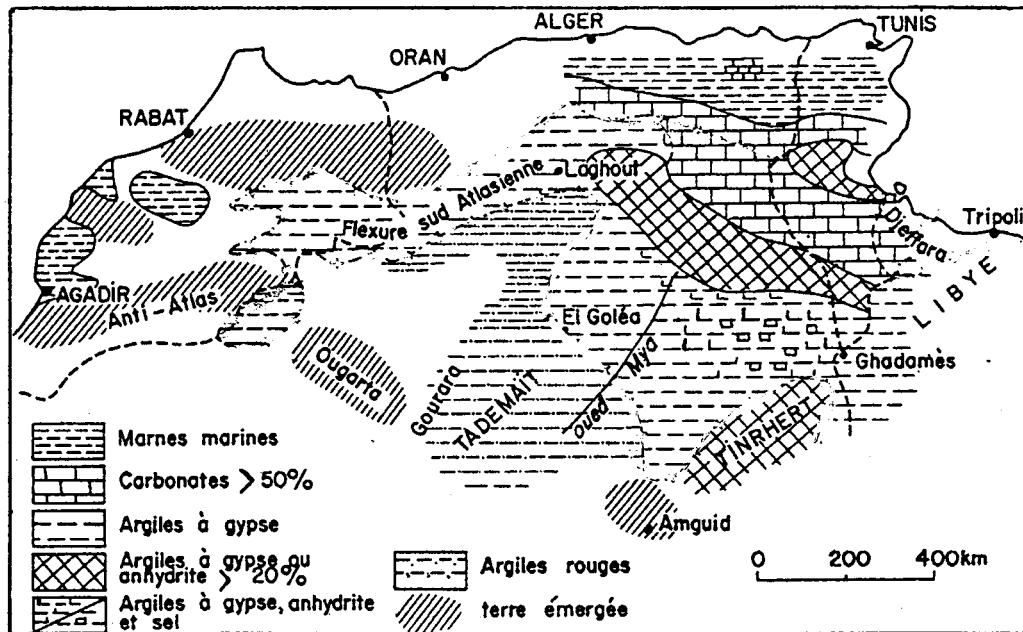


Fig. 8.26. - Schéma de la répartition des faciès du Cénomaniens au Sahara septentrional et au Maghreb, d'après Busson (1971), simplifié.

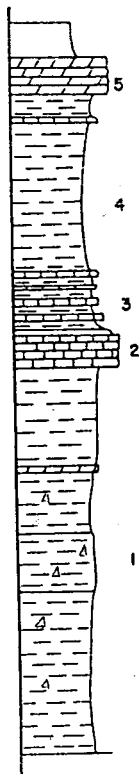


Fig. 8.27 - Coupe du Cénomaniens et du Turonien du Tinrhert, d'après Busson (1964, 1971). Les chiffres renvoient au texte.

4.2.4. Maastrichtien-Paléogène inférieur

Au Sud-Est du bassin, dans le Tinrherth oriental, le Crétacé terminal est surtout carbonaté. La puissance (50 m) et les faciès sont comparables à ceux du Tademaït. La sédimentation débute (Fig. 8.29), au-dessus du «Sénonien lagunaire» (2-3), par des calcaires (4) à ammonites (*Libycoceras*), surmontés par des grès (5) à Inocérames et foraminifères (*Laffiteina*). Des calcaires à oursins se déposent ensuite. *Echinotiara* daterait du Maastrichtien le niveau 6 et *Linthia sudanensis* le niveau 7 du Paléocène. Les grès, marnes et calcaires (8) qui couronnent la série sont datés du Paléocène par des foraminifères (*Globorotalia*).

Lorsque ces coupes ont été levées, on ne portait pas la même attention qu'aujourd'hui à la limite Crétacé-Tertiaire. Un horizon à algues calcaires servait par convention de limite entre le Maastrichtien et le Paléocène. Plus tard, Amard *et al.* (1981) signalaient un ou des niveaux de conglomérats fluviatiles ou marins à galets phosphatés dans le Paléocène. Au Nord, la formation s'épaissit et peut atteindre 150 m : des argiles, de l'anhydrite et quelques bancs de grès s'y ajoutent. Il serait intéressant aujourd'hui de faire une étude stratigraphique et géochimique fine de cette zone de passage, tant du point de vue du renouvellement de la faune que des paléotempératures révélées par les carbonates et de la teneur en iridium.

4.3. Le Crétacé supérieur de Bechar et de la Daoura

4.3.1. Djorf Torba et Nord de Béchar

La route de Béchar au barrage de Djorf Torba suit, vers l'Ouest, à partir de Kenadza, le pied de la cuesta crétacée, la Barga. Elle la franchit à proximité du barrage, assis sur des calcaires et des dolomies (Fig. 8.30). Le lac de retenue à l'amont s'étale sur les formations tendres, argileuses, sableuses et salifères du Crétacé supérieur et du Paléogène.

Au pied de la Barga, la partie inférieure des argiles à gypse et des grès rouges tendres (1) peut être attribuée au sommet du Continental Intercalaire. En haut, les argiles passent à des

marnes blanches (2) où l'on récolte quelques petites huîtres. Les marnes et les calcaires blancs sus-jacents (3) ont souvent été considérés comme Turonien inférieur. La découverte, en 1967 et 1971, de plusieurs exemplaires de *Neolobites* par des étudiants-géologues d'Alger montre qu'il s'agit probablement de Cénomaniens supérieurs. Certains lits sont pétris de coquilles, surtout des lamellibranches (huîtres etc.) et des gastéropodes. On peut penser qu'ils se sont déposés en eau agitée, près d'un rivage. Les calcaires dolomitiques fossilifères (4) qui les surmontent sont attribués au Turonien. En galerie la roche saine se présente comme un calcaire beige, compact, dans lequel on observe, en lame mince, de petits rhomboèdres de dolomie. En surface, sur le plateau, les bancs sont karstifiés. Il ne subsiste de certains lits qu'un sable meuble de cristaux de dolomie sur lequel les couches se sont affaissées comme on le voit sur l'appui rive gauche du barrage. Il a fallu, à grands frais, rendre ces terrains étanches par des injections de ciment, de part et d'autre de l'ouvrage.

Les couches plongent doucement vers le Nord, et passent sous des argiles rouges et des gypses qui évoquent la Formation d'In Belbel ou le «Sénonien lagunaire» du Bas Sahara. Si le gypse des buttes-témoins montre, comme à l'accoutumée, une recristallisation secondaire «en brosse à dents», il a par contre, dans le lit des oueds, conservé son fin litage originel. Il s'agit donc bien là d'un dépôt contemporain des argiles. Ces couches ont été traversées à quelques dizaines de km à l'Est par un sondage près de la gara Oum Es Sba, bien visible lorsque l'on atterrit sur l'aérodrome de Bechar (Fig. 8.31). Sous une centaine de mètres de Tertiaire il a rencontré des terrains comparables à ceux que nous avons vus dans la cuvette de Djorf Torba ... à ceci près qu'il a trouvé du sel gemme et révélé l'importance du bassin salifère de Béchar (Deleau, 1951). A Djorf Torba, les argiles à gypse sont surmontées par un calcaire à characées considéré comme Eocène. Ni là, ni dans le sondage d'Oum Es Sba, on ne retrouve les calcaires et dolomies du Crétacé terminal.

4.3.2. Des Kem-Kem à la Daoura

A l'Ouest de la hammada du Guir, les dalles calcaires cénomano-turonniennes forment les plateaux des Kem Kem, profondément disséqués

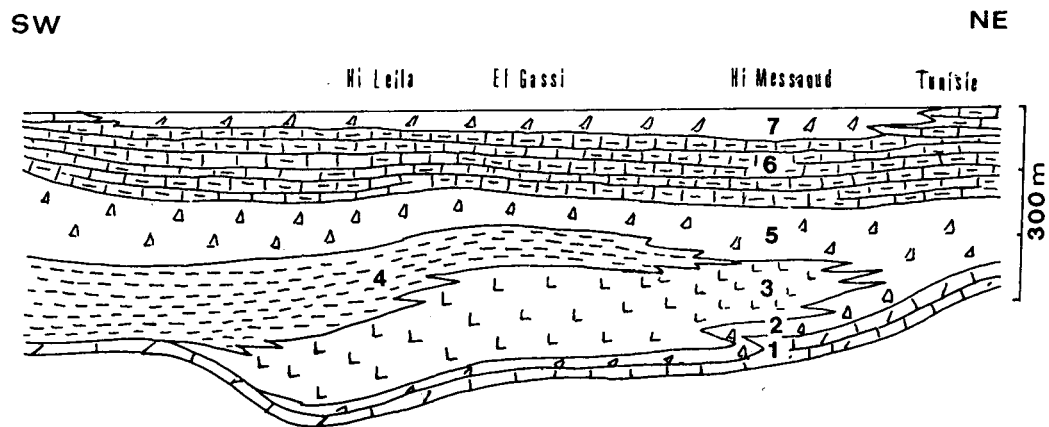


Fig. 8.28. - Evolution des faciès du Sénonien "lagunaire" du Sud-Ouest au Nord-Est dans le Sahara septentrional, d'après Busson (1971). 1. Barre turonienne. 2. Anhydrite inférieure. 3. Salifère. 4. Zone conductrice. 5. Anhydrite moyenne. 6. Zone calcaréo-argileuse. 7. Anhydrite supérieure.

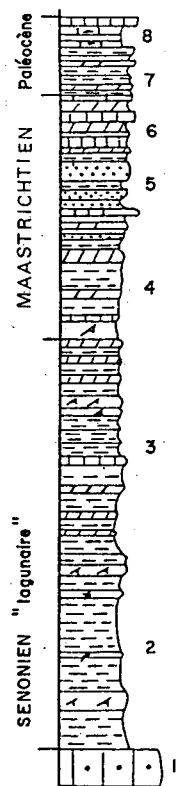


Fig. 8.29. - Colonne stratigraphique schématique du Crétacé supérieur du Tinnert, d'après Busson (1964).

- 8. grès, marnes, calcaires à foraminifères (les chiffres renvoient au texte)
- 6-7. calcaires à oursins
- 5. grès à Inocérames
- 4. calcaire à Libyoceras
- 3. argiles, gypse, calcaires, dolomies à échinides
- 2. argiles à gypse
- 1. Turonien

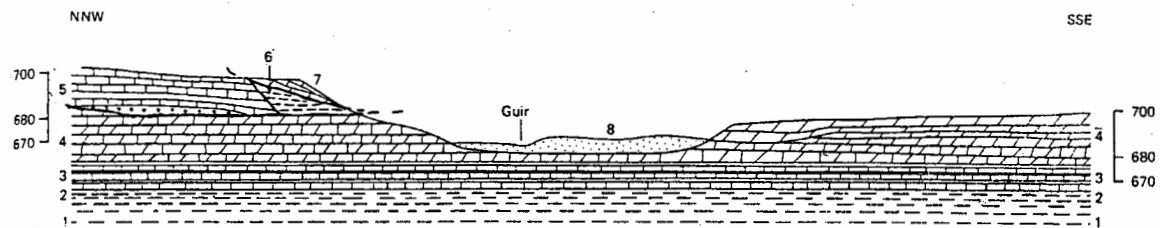


Fig. 8.30. - Profil du site du barrage de Djorf Torba avant sa construction, d'après Combes (1967, inédit).
 1. argiles et grès rouges à gypse. 2. marnes à huîtres. 3. calcaires marneux à *Neolobites*. 4. calcaires dolomitiques.
 5. travertins et calcaires lacustres surmontant un conglomérat non daté. 6. marnes gréseuses. 7. travertins. 8. alluvions récentes. Les chiffres renvoient au texte.

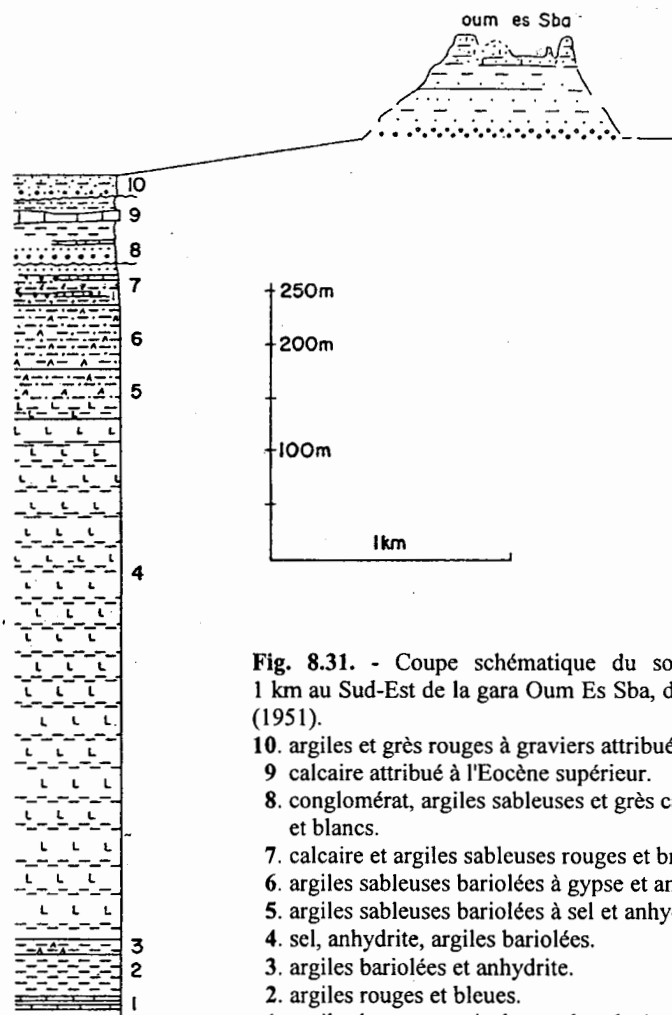


Fig. 8.31. - Coupe schématique du sondage S1, à 1 km au Sud-Est de la gara Oum Es Sba, d'après Deleau (1951).

- 10. argiles et grès rouges à graviers attribués au Néogène
- 9. calcaire attribué à l'Eocène supérieur.
- 8. conglomérat, argiles sableuses et grès calcaires roses et blancs.
- 7. calcaire et argiles sableuses rouges et brunes.
- 6. argiles sableuses bariolées à gypse et anhydrite.
- 5. argiles sableuses bariolées à sel et anhydrite.
- 4. sel, anhydrite, argiles bariolées.
- 3. argiles bariolées et anhydrite.
- 2. argiles rouges et bleues.
- 1. argiles brune et petits bancs de calcaire blanc.

par un réseau d'oueds (Joly, 1962). Elles coiffent des sables et argiles, dits ici «albiens», qui correspondraient au Continental Intercalaire. Le passage du détritique au carbonaté se fait par des marnes et des calcaires marneux surmontés par un calcaire crayeux à huîtres (*Exogyra flabellata*), rudistes, gastéropodes (Strombes), oursins (*Dorocidaris*), polypiers et une ammonite, *Neolobites vibrayei*, qui date les couches du Cénomaniens. Les calcaires compacts sus-jacents, à silex, contiennent des Nérinées (*N. requieni*) et représentent le Turonien. Ces sédiments et leurs fossiles suggèrent un milieu benthique peu profond où pouvaient arriver des formes pélagiques comme les ammonites.

Au sommet du Turonien, le faciès change. On vient d'y découvrir les restes d'un grand dinosaure carnivore, *Carcharodontosaurus saharicus*, comparable au célèbre *Tyranosaurus rex* américain. Au Sud-Ouest des Kem-Kem, les couches du Djebel Berhil et des Gour Roudane, sans fossiles, étaient considérées jusqu'ici comme crétacées. Mahboubi (1994) les attribue à l'Eocène. Nous en traiterons donc dans le chapitre consacré au Cénozoïque. Plus à l'Ouest, à Tindouf, la «dalle céno-manoturonienne» est recouverte en discordance par les grès tertiaires. Les formations mésozoïques s'épaississent sur la marge atlantique, dans la province de Tarfaya.

4.4. Migration du Golfe Nigérien au Crétacé supérieur

Reyment et Tait (1983) et Reyment et Schöbel (1983) ont donné les grandes lignes de la stratigraphie au Nigéria, au Niger et au Mali. Des travaux ultérieurs ont précisé les conditions paléogéographiques.

A l'Albien, tandis que des sédiments continentaux continuaient à s'accumuler dans le bassin subsident du Niger, la mer s'avancait depuis l'Atlantique central en train de s'ouvrir. Elle pénétrait au sein du continent africain par un rift, le fossé de la Bénoué qui s'ouvrait dans le prolongement de transformantes océaniques. Benkhelil (1986) en a donné une intéressante analyse.

Le régime marin apparaît plus tôt dans le Nord du Niger que dans le Sud et l'Ouest, ce qui suggère une communication avec le bassin du Tinrhert par un bras de mer qui passerait à l'Est de l'actuel bouclier Touareg. On observe, au Niger, le passage de la mer franche vers les rivages : les calcaires disparaissent, les minéraux argileux deviennent surtout kaoliniques, les grès sont de plus en plus grossiers. On n'a rien signalé de tel dans le Tinrhert, où les faciès demeurent marins. Dans le bassin des Iullemeden et du Togo (Rat *et al.*, 1991), la transgression du Cénomaniens se fait soit sur un socle précambrien, soit sur une plaine de grès fluviatiles (Formation de Tegama), de grès fin, d'argiles et de calcaires lacustres (Formation de Farak). Des grès fins, des argiles puis des calcaires marins se déposent (Formation d'Alanlara). Les grès sont feldspathiques, micacés, glauconieux. Les auteurs soulignent le faible degré d'usure des quartz et des feldspaths, notamment des plagioclases et du microcline, fragiles, dans l'Est du bassin. Les calcaires gréseux contiennent une faune d'huîtres (*Exogyra*), de gastéropodes, de nautiloïdes et d'ammonites (lumachelles à *Neolobites*). Ces dépôts sont le signe de l'inondation rapide d'une plaine alluviale plate, parfois couverte d'une croûte ferrugineuse de quelques cm, mais sans érosion ni discordance.

Selon Faure (1966), tandis que se déposent les calcaires à *Neolobites*, les terres émergées voisines sont soumises à une altération intense et une érosion modérée. On y connaît des couches de lignite. C'est un cas-type de biostasie. Les rivages de ces terres, situées à l'Est, au Sud, et peut-être à l'Ouest du bassin ne correspondent pas aux limites des boucliers d'aujourd'hui. Sur la bordure orientale de l'Aïr «le faciès du Cénomaniens et du Turonien d'Alanlara... est le plus typiquement marin et le moins littoral que l'on connaisse» (Faure, 1966). Boudouresque *et al.* (1982) reconnaissent, dans l'Ouest du bassin des Iullemeden, 5 transgressions marines : au Cénomaniens supérieur, au Turonien inférieur, au Campano-Maastrichtien, au Maastrichtien et au Paléocène. A la fin du Maastrichtien, la surrection de l'Aïr ferme la communication Est-Ouest. Une communication entre Téthys et golfe de Guinée s'est peut être encore faite, mais via le Tanezrouft.

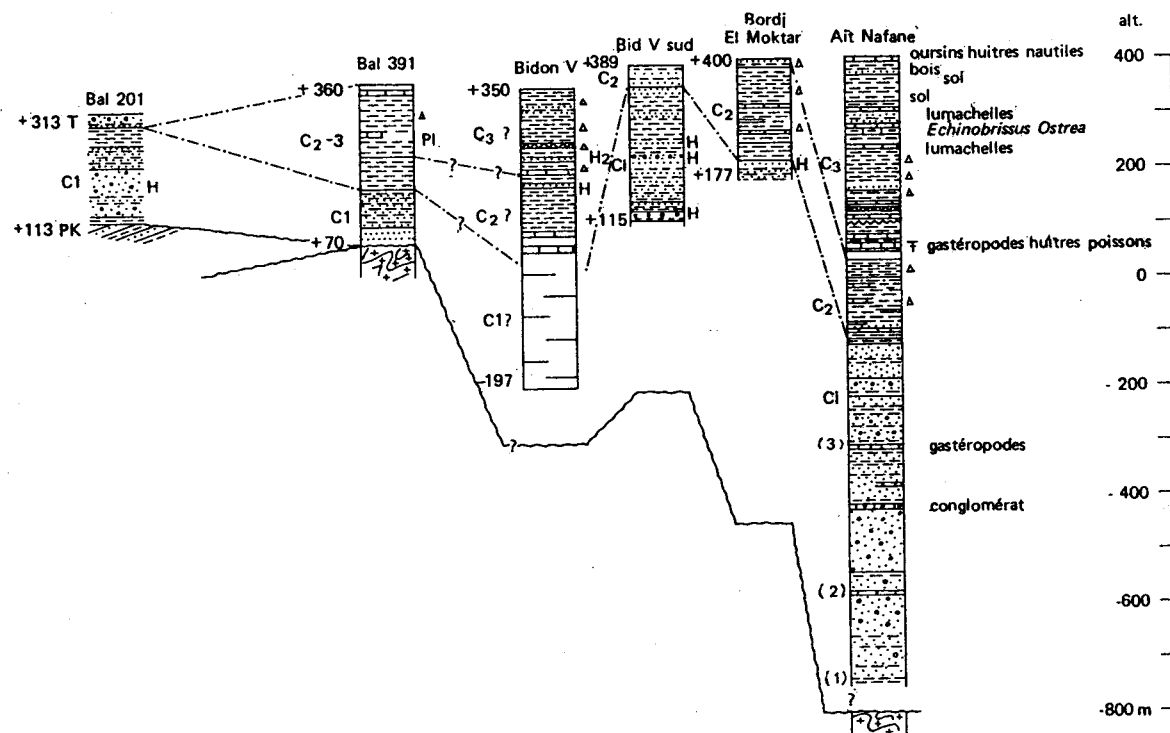


Fig. 8.32. - Coupes schématiques dans la couverture mésozoïque du Tanezrouft oriental, d'après des documents communiqués par Bourgeois.

Sondage Balise 201 (0°34'E- 24°57'N), sondage Balise 391 (1°E-23°27'N)

Ancien sondage de Bidon V (1°5'E-22°17'N)

Sondage Bidon V sud (0°56'E-21°41'N)

Sondage Borj Mokhtar (ex. Borj Perez, 0°57'E-21°20'N)

Affleurements d'Aït Nafane (0°45'E-21°11'N) où les chiffres entre parenthèses renvoient à la figure 2d.

H, H2 : nappes aquifères.

C1 : Crétacé inférieur ou Continental Intercalaire.

C2 : Cénomaniens - Turonien présumé.

C3 : Sénonien-Maastrichtien. L'altitude du socle est hypothétique, sauf au Nord (Bal.201 et 391).

4.5. Le Crétacé du Tanezrouft

Le Tanezrouft, si plat pour celui qui le traverse, montre de place en place des affleurements de Crétacé, en particulier dans le Sud où le plateau a été disséqué par de petits oueds et où le bord du fossé d'Amded (§.2.4.) est ondulé. Les meilleures coupes se trouvent entre In Debnan (Bidon V) et la frontière du Mali, vers Aït Nafane et les Amrenen. Selon Bourgeois (1960) on note à Aït Nafane, au-dessus de 650 m de Continental Intercalaire, 600 m de Crétacé supérieur où il distingue 4 formations.

1. **Formation lagunaire inférieure** (150 à 290 m). Elle est constituée d'argiles et de marnes vertes ou rouges, contenant des bancs de gypse de quelques dm à plusieurs mètres d'épaisseur, et des lits décimétriques de calcaire argilo-silteux vert clair. Comme faune, Bourgeois ne signale que des gastéropodes et quelques dents de poissons.

2. **Formation marno-calcaire inférieure** (53 à 67 m). Dans cette alternance de marnes vertes et de calcaires argileux, le gypse est rare. Les fossiles indiquent que le milieu est tantôt marin, tantôt lagunaire ou lacustre : oursins, petites huîtres et lamellibranches variés peuvent constituer des lumachelles; à noter aussi des gastéropodes, des poissons (dents), des algues (Dasycladacées, etc.), des characées, des foraminifères (Rosalines, Rotalides), des ostracodes. Bourgeois estime que «l'abondance des *Strombes*, genre particulièrement fréquent dans le Cénomaniens du Sahara, peut nous inciter à penser que cet étage est probable au Tanezrouft» et, prudemment, il assimile ces deux formations (1 et 2) à du Cénomano-Turonien.

3. **Formation lagunaire supérieure** (143 m). Des marnes rouges et vertes alternent avec de minces lits de gypse, de grès marneux jaune ocre et de petits bancs de calcaire argileux gris foncé. Ces derniers contiennent de gros gastéropodes. C'est probablement là que se situe le lit riche en pollens que Doubinger situe (avec réserves) dans le Coniacien (Doubinger et Fabre, 1995).

4. **Formation marno-calcaire supérieure** (180 m). Elle est constituée de marno-calcaires jaunes, de grès fins ocres à ciment calcaire, de marnes vertes puis violettes à minces lits de gypse ou de grès à rides, de lumachelles calcaires et de lits rubéfiés à racines, rhizomes et bois hématitisés.

Le grès ocre est sans doute l'aquifère H2 du sondage de Bidon V. La flore et la faune sont riches : Dasycladacées (*Acicularia*), foraminifères (Miliolés, Rotalidés, Rosalines, Laffiteines etc.), ostracodes, bryozoaires, échinodermes (encrines, ophiures, oursins dont *Echinotiaria*, *Linthia*, *Echinobrissus*), crabe, huîtres, lamellibranches, gastéropodes, ainsi que des nautilus et une ammonite caractéristique : *Libycoceras*. «Les restes de vertébrés sont nombreux dans les niveaux littoraux précédant les couches calcaires sommitales : *Ceratodus*, *sélaciens*, *crocodiles*, *tortues*» (Bourgeois, 1960). Pour Bourgeois, si le sommet est Maastrichtien, «la tranche inférieure a des affinités campaniennes. En effet parmi les oursins... on remarque que... les espèces franchement maastrichtiennes (*Linthia payeni* et *Echinotiaria perebaskineij*) proviennent des 50 à 60 m du toit de la série tandis que *Echinobrissus pyramidalis* encore campanien (au Maroc) se trouve quasi uniquement dans les marnes inférieures de cette même série».

La découverte de *Libycoceras* au sommet ruina l'hypothèse, souvent avancée, d'un Montien ou d'un Eocène au Tanezrouft, comme aussi rend discutable l'utilisation d'un autre oursin, *Linthia sudanensis*, d'âge Eocène mais parfois confondu avec une espèce voisine maastrichtienne. Ces couches terminales à faune marine, pélagique mais aussi littorale contiennent des paléosols rubéfiés à racines et bois hématisés, signant des émergences brèves. Dans le secteur du Krib Tanezrouft, où les couches sont horizontales, la série se réduit beaucoup.

Plus au Nord, 10 km à l'Ouest de la Balise 300, quelques mètres de calcaires, de dolomies et d'argile sableuse affleurent à la faveur d'une faille récente. La microfaune benthique ne donne pas d'âge précis; un petit banc dolomitique à rides suggère un littoral proche.

Le plateau du Tanezrouft se termine à l'Ouest par une falaise de quelques mètres (le Khnachich), dominant un paysage de petits plateaux gréseux et de collines rouges, les séries cambriennes du Krib En Naga et d'Azlaf, sillonnées de dykes de dolérite. Le talus en contrebas du Khnachich montre (Fabre *et al.*, 1996) 15 à 20 m de grès tendres et d'argiles rouges ou vert pâle considérés longtemps comme cambriens. Or ces couches ennoient les dykes de dolérite mis en place vers

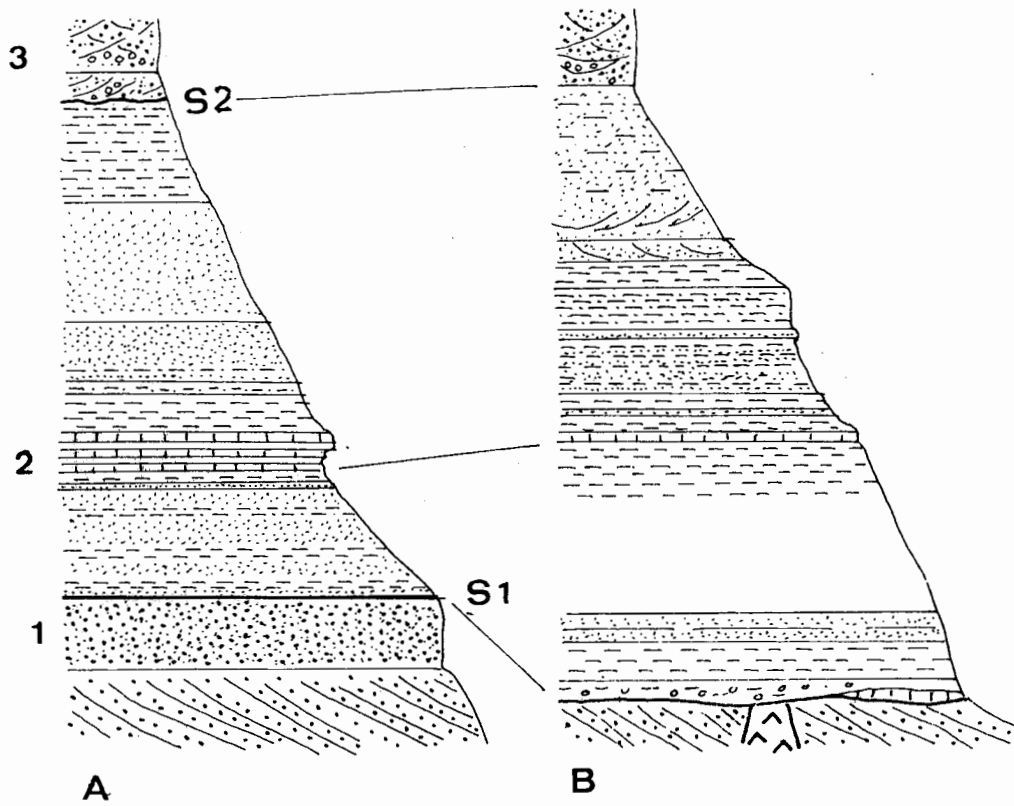


Fig. 8.33. - Deux coupes d'une vingtaine de mètres de haut, dans les terrains mésozoïques infra-Khnachich de Fersiga.

1. Grès rouges reposant sur du Cambrien traversé par des dykes de dolérite Jurassique.
2. horizon fossilifère.
3. Quartzites et conglomérats silicifiés du Khnachich présumés Sénomien.

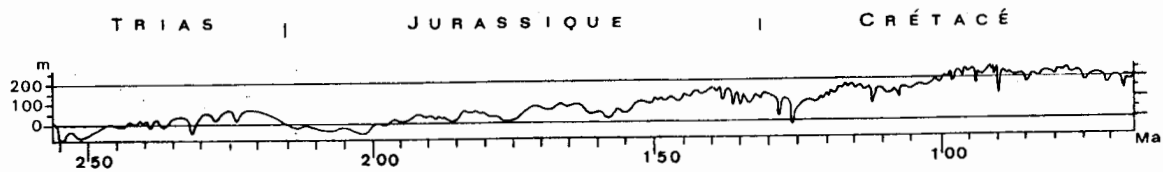


Fig. 8.34. - Courbe eustatique du Mésozoïque (document consulté : Haq *et al.*, 1988). Les fluctuations du niveau marin sont rapportées au niveau 0 actuel.

200 Ma. Elles s'étalent en avant de la falaise sur quelques km. C'est le «Trab Fersiga» du nom d'un groupe de puits bien connu des nomades et situé bien au Sud du Fersiga des cartes. La figure 8.33 donne une coupe prise sous la falaise, et une autre en avant de celle-ci, dans une butte témoin.

Reposant sur les grès éoliens cambriens, l'horizon de grès roux de la coupe **A** n'a pas été daté. Il disparaît au Sud (coupe **B**). Il est coiffé par une surface rubéfiée que nous avons considérée comme contemporaine de celle qui, dans la coupe **B**, souligne la base de notre formation et repose sur la tranche des dykes de dolérite. Au-dessus de cette surface, la sédimentation débute par des grès fins et des siltites. A 5 m environ de la base, un banc résistant (2) forme un bon repère dans le paysage. Il est formé par une alternance de minces lits de calcaire blond et d'argile rouge ou verte. L'un des lits calcaires contient de petits stromatolites, de menus débris de poissons (écailles et dents ?) et d'échinodermes, de fines sections d'ostracodes et de brachiopodes et des microfossiles, probablement des Pythonelles nous dit Arnaud-Vanneau, qui indiquent un âge Crétacé supérieur. Les surfaces des lits d'argile montrent des empreintes de trémies de sel et de minces fentes de dessiccation. Cet horizon argilo-calcaire témoigne d'un bref épisode paralique. Les couches sus-jacentes, des siltites et des grès fins argileux n'ont pas encore livré de fossiles. Elles sont coiffées par des conglomérats polygéniques silicifiés et des quartzites qui forment la dalle du Khnachich (3). Les conglomérats contiennent des galets arrondis de quartzites, de bois silicifiés, et de socle qui pourrait provenir du Précambrien Regueibat. Aït Kaci y a trouvé aussi un galet de calcaire namurien silicifié à *Lithostrotion* qui ne peut provenir que du Sud-Ouest ou du Sud. Ces conglomérats témoignent donc de l'érosion du Précambrien et du Paléozoïque, et donc de mouvements verticaux au Crétacé supérieur. On aurait là un témoin de l'événement compressif qui intéresse à ce moment là tout le Nord de l'Afrique (Guiraud et Bosworth, 1997). La présence de dreikanter à la base des Quartzites Khnachich, près du puits d'In Dagouber 200 km au Sud-Ouest de Fersiga, démontre que cette période a connu aussi des moments de forte érosion éolienne.

Ces conglomérats lenticulaires sont surmontés par des quartzites à stratifications obliques et

gouttières plurimétriques contenant, à Fersiga comme au Sud de Taoudenni (oglat du Khnachich), des troncs silicifiés déterminés comme *Dadoxylon chevalieri* (dét. Giraud *in litt.*). Par analogie de faciès, on avait classé ces couches dans le Continental Intercalaire et c'est ainsi qu'elles figurent sur les cartes internationales à petite échelle. En fait, elles sont l'équivalent du Sénonien continental que nous avons vu dans le Tademaït. Le passage du régime marin au régime continental se fait au toit de l'horizon à lits calcaires.

Sur le plateau du Tanezrouft, à une quarantaine de km à l'Est de Fersiga, des grès-quartzites et des marnes sableuses sont entaillés par l'oued Djouf. Ils se situent au-dessus des quartzites Khnachich. Les grès, à matrice calcaire et siliceuse, montrent des moules de coquilles en creux. On aurait là un premier témoignage de la transgression marine du Crétacé terminal (Campanien-Maastrichtien). Ces couches horizontales paraissent surmontées par la formation argileuse, calcaire et gypseuse du Kreb Tanezrouft, marine et lagunaire, qui affleure plus à l'Est et daterait du Maastrichtien.

4.6. Le Crétacé du Tilemsi

Au Sud du Tanezrouft, dans la vallée du Tilemsi, à l'Ouest de l'Adrar des Iforas, une épaisse série détritique, comportant quelques niveaux calcaires a d'abord été considérée comme une molasse de la chaîne panafricaine (Fabre *et al.*, 1982, §8.1), donc Précambrien supérieur-Cambrien, au même titre que les Conglomérats du Tesoffi, eux aussi épais de 1000 à 2000 m qui, au Sud, reposent sur des serpentines panafricaines. Plus tard, ils ont été attribués au Permo-Trias par Bellion et Guiraud (1988). Or, cette série contient des galets de fenite, une roche métamorphique de contact due à l'intrusion de carbonatites dont deux «pipes» existent à proximité (Sauvage et Savard, 1985). Ces carbonatites sont postérieures à la mise en place du pluton syénitique du Tadhak, daté à 262 Ma (Liégeois *et al.*, 1991). Elles n'ont pu être datées directement, mais des carbonatites analogues dans les Richât ont donné un âge par traces de fission sur apatite de 100-90 Ma (Poupeau *et al.*, 1996). Ces couches sont surmontées par une formation argilo-calcaire

(Terrecht 1), datée du Maastrichtien-Paléocène (Bellion *et al.*, 1989). Si notre hypothèse se confirme, elles auraient la même signification que les conglomérats de la dalle du Khnachich, mais en beaucoup plus épais.

4.7. Bilan

Deux périodes d'inondations marines, telles que le Sahara n'en avait pas connues depuis le Carbonifère, séparées par quelques millions d'années pendant lesquelles le pays se couvre de lacs et de lagunes : c'est ainsi que se présente le Crétacé supérieur

Au Cénomanién supérieur, la mer s'avance sur une pénélaine. La présence d'ammonites identiques au Nord et au Sud du Bouclier Touareg a fait admettre l'existence d'une communication entre le golfe du Bas Sahara dépendant de la Téthys et le bras de mer nigérien, ouvert sur l'Atlantique central. Certes, on ne connaît pas au Tinrhert de formations littorales : les sédiments sont peu épais mais ils sont franchement marins. Cette communication se serait faite par la zone subsidente qui sépare le Bouclier Touareg du Bouclier Tebbou (Tibesti). Sur l'ouest-africain, la mer paraît s'être avancée, dans les moments de plus hauts niveaux, jusqu'au delà de Taoudenni, mais ne paraît pas avoir couvert le bouclier Regueibat et la Majâbat mauritanienne. Le faciès littoral noté dans le Nord du Tanezrouft à l'Ouest de la Balise 300 suggère qu'un seuil situé vers 24°-25°N a pu constituer un obstacle.

Un changement de régime se situe vers la limite Cénomanién-Turonien et doit correspondre à la brève chute eustatique de 90 Ma. A la fin du Turonien, la pénélaine, submergée par une mince tranche d'eau, émerge et se couvre de lacs, de lagunes, de cours d'eau. La présence de conglomérats polygéniques à la base des quartzites Khnachich à Fersiga et au Sud de Taoudenni révèle une érosion vive de zones hautes, donc de mouvements verticaux auxquels s'est ajoutée une fluctuation eustatique négative. On connaît à cette époque (Coniacien - Santonien) une tectonique de ce genre dans le Tilemsi, si notre hypothèse se vérifie, ainsi que dans le Niger, le fossé de la Bénoué, le Cameroun, le Gabon et jusqu'en Arabie (Guiraud et Bosworth, 1997). Ils s'accompagnent

parfois de magmatisme. Les différences d'épaisseur observées dans le Crétacé supérieur sont plus modestes que dans le Continental Intercalaire bien que les fossés semblent avoir continué à fonctionner.

Les sédiments rouges, la patine d'hématite qui enduit les galets, les dreikanter, les évaporites, et, à l'inverse, les sédiments fluviatiles au Sahara et au Niger, le sidérolithique de la fin du Turonien, les latérites et les cuirasses au Maastrichtien (Faure, 1966) suggèrent un climat de type tropical sec au Sahara, avec épisodes désertiques. Au Campanien-Maastrichtien, le Tinrhert et le Tanezrouft sont à nouveau inondés. Les rivages nous sont encore inconnus.

5. CONCLUSIONS

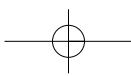
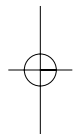
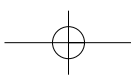
Au Sahara, le Mésozoïque ne voit pas de formation de grandes chaînes de montagnes, mais des jeux de failles, des flexures et surtout l'ouverture de l'océan Atlantique, en plusieurs épisodes, et celle de fossés à l'intérieur du continent. D'anciennes zones de faiblesse du socle rejouent, et des fractures Nord-Est à Est-Ouest se réactivent ou se créent. Failles, flexures et bombements constituent des pièges à hydrocarbures. Des roches magmatiques se mettent en place. Vers 200 Ma, les nappes de basaltes tholeiitiques, issues d'un réseau de fissures, couvrent de grandes parties de l'Ouest africain. 100 Ma plus tard, sur les marges du craton ouest-africain, des carbonatites et des kimberlites, venues de beaucoup plus profond, arrivent au jour. Ces dernières roches peuvent être intéressantes pour certaines terres rares, mais surtout pour le diamant.

La charte des cycles eustatiques de Haq *et al.* (1988) fait bien ressortir qu'au début, les niveaux sont au plus bas, à 50 ou 100 m au-dessous du niveau actuel. La progression au milieu et à la fin du Trias ne s'inscrit guère au Sahara, au moins dans les affleurements. Le Lias inférieur est aussi une période de bas niveaux. Les variations relativement rapides du Jurassique supérieur entre 130 et 140 Ma pourraient se retrouver dans le Bas Sahara. Après les bas niveaux du Crétacé inférieur (128 à 116,5 Ma) qui voisinent avec le niveau actuel, une remontée s'amorce, dépassant + 150 à + 200 m. Un peu avant la fin de l'Albien (96 Ma)

elle atteint + 250 m. A la limite Cénomanién - Turonien, le maximum eustatique est atteint. Une légère décrue globale se poursuit alors, jusqu'à la fin du Crétacé. Dans le détail, on note sur la courbe eustatique les brèves régressions du Cénomanién inférieur et surtout du Turonien supérieur (à 90 Ma). Ces régressions semblent perçues au Sahara, par exemple dans la coupe d'Aïn El Hadjaj, au Tademaït. Elles sont suivies de transgressions. Une période de bas niveaux relatifs leur succède entre 88 et 80 Ma. Elles se traduisent au Sahara par le Sénonien Continental. Au Crétacé terminal la «transgression Maastrichtienne» comprend en fait 3 ou 4 fluctuations positives : au Santonien, vers 82 Ma, au Campanien entre 80 et 75 Ma, et au Maastrichtien, vers 72 Ma et vers 68 Ma. La plus importante paraît celle du Campanien qui atteint + 250 m. Le Tanezrouft, avec ses couches horizontales, peu épaisses certes mais de composition variée et parfois fossilifères, paraît un lieu de choix pour l'analyse fine des effets de l'eustatisme sur un craton.

A ces variations du niveau général des mers s'ajoutent ou se retranchent les mouvements épirogéniques régionaux ou locaux. Les épirogénèses amènent une érosion des zones hautes et donc l'apport de sables ou d'alluvions plus grossières dans les zones basses. Les sables constituent des roches-magasins pour l'eau et les hydrocarbures. Les nappes aquifères du Continental Intercalaire, et à un moindre degré du Sénonien en sont des exemples. Le système fluvial Sénonien, dont les conglomérats des quartzites Khnachich et les conglomérats de Tesoffi et assimilés dans le Tilemsi sont des témoins, devrait être prospecté pour le diamant.

L'évolution des faunes au Secondaire est aussi remarquable. Rappelons que c'est une période d'explosion des microfaunes, des ammonites et des vertébrés. C'est alors que se différencient les reptiles vrais, à partir des dinosaures, et ceux qui donneront naissance aux mammifères. La grande extinction de la limite Crétacé-Tertiaire a frappé les esprits lorsqu'on a découvert que cette limite correspondait à un horizon riche en iridium. Aujourd'hui on se rend compte que plusieurs facteurs ont concouru pour aboutir à cette extinction. Celle-ci s'est déroulée sur plusieurs millions d'années (Taquet, 1993). Déjà le Maastrichtien avait été froid (D'Hondt et Lindinger, 1994). L'une des causes pourrait être des nuages de poussières et de soufre dans la haute atmosphère projetés par le volcanisme du Deccan. D'autre part, d'importantes baisses du niveau des mers ont diminué la surface du plateau continental et augmenté celle des terres émergées amenant, avec la réduction des biotopes de mers peu profondes, la disparition de nombreuses espèces adaptées à ces milieux (Ginsburg, 1964). Une autre source de poussières, plus brève, serait l'impact d'une très grosse météorite en Amérique centrale. On en a retrouvé dans le Yucatan le possible cratère (l'astroblème) : le Chicxulub, d'un diamètre de 180 km (Schultz et D'Hondt, 1996). L'iridium repéré en divers points du monde à ce niveau en proviendrait. Pour D'Hondt *et al.* (1996), c'est cet impact qui aurait changé à long terme l'écosystème de haute mer. Il aurait d'abord provoqué de fortes oscillations, enregistrées par la susceptibilité magnétique des sédiments marins. Le rétablissement de la stabilisation aurait duré au moins 1 Ma. Le remplacement des foraminifères planctoniques commencerait à cet horizon.



Chapitre 9. - Le Cénozoïque

Jean Fabre

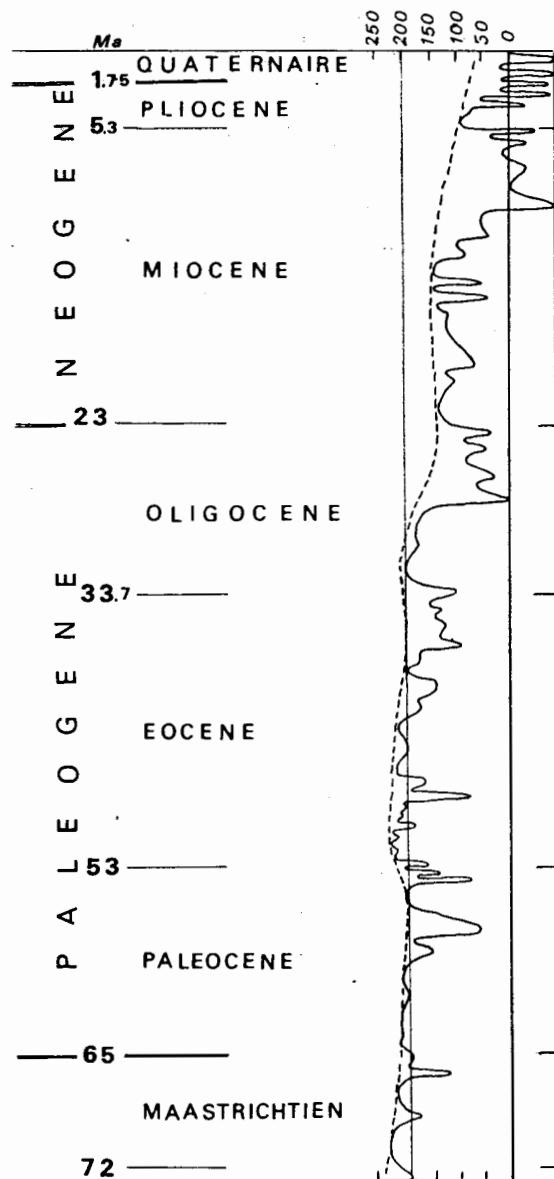


Fig. 9.1. - Principales divisions et cycles eustatiques du Cénozoïque. Courbes eustatiques d'après Haq *et al.* (1988). On a indiqué en ordonnées, les hauteurs approximatives en mètres du niveau des océans par rapport au zéro actuel.

Intermédiaire entre le Mésozoïque et les Temps Modernes, la période Cénozoïque voit se différencier le Sahara central et le Sahara occidental.

Au Sahara central, le Paléogène (§.2.1.), en partie marin, fait suite au Crétacé. Après la régression au Néogène (§.2.2.) les détritiques, issus de la chaîne alpine au Nord et du Bouclier Touareg qui se bombe au Sud, s'accumulent dans le Bas Sahara (Continental Terminal). Une partie sera exportée vers le Nord (grès numidiens).

Au Sahara occidental (§.3.) la mer pénètre peu pendant le Cénozoïque, sauf à l'Ouest. Des croûtes, siliceuses, ferrugineuses et calcaires se forment au Paléogène comme au Néogène.

Dans les deux régions c'est pendant le Néogène que se dessinent les grandes lignes du relief avec les caractères tropicaux que nous connaissons, et que se trace le réseau hydrographique.

1. INTRODUCTION

Quand au Sahara on parle de Tertiaire, on pense d'abord au Continental Terminal, ce troisième ensemble de Kilian, après le Continental Post-Tassilien et le Continental Intercalaire. Mais contrairement à ce dernier, célèbre par ses dinosaures, ses bois silicifiés et sa nappe aquifère, il a suscité peu d'engouements. Le seul travail d'ensemble fut réalisé il y a bien longtemps par Cornet, et interrompu par l'assassinat de ce dernier en 1962.

La mer qui s'était étendue sur de vastes régions du Sahara vers la fin du Crétacé s'en retire au cours du Paléogène. Les terrains que nous allons passer en revue se situent donc dans les derniers temps du régime marin, puis en régime continental, tandis que se structure au Nord la chaîne alpine des Atlas, que se bombe le Massif Central saharien et que se sculpte le relief du Sahara. L'Atlantique est alors ouvert. La Téthys communique avec l'océan indien jusque vers le milieu de l'Oligocène, puis la Méditerranée se ferme à l'Est. Ces terrains sont représentés au Sahara par des dépôts marins, lacustres et continentaux et des croûtes siliceuses, ferrugineuses ou carbonatées, difficiles à situer dans la chronologie les uns par rapport aux autres. Au Sahara central, il s'agit surtout de sédiments détritiques (= le Continental Terminal); au Sahara nord-occidental, on attribue souvent à cette époque les calcaires plus ou moins silicifiés qui forment la dalle sommitale des grandes hammadas.

Les Etages

Quand est née la géologie, les terrains tertiaires ont été parmi les premiers étudiés. Accessibles dans des carrières, peu transformés, parfois très fossilifères ils se prêtaient bien à une analyse stratigraphique. Ce fut le cas en Italie avec les travaux de Sténon, l'un des fondateurs de la géologie historique (Ellenberger, 1988). Au Sahara algérien, c'est l'inverse ! les formations cénozoïques sont souvent dépourvues de fossiles. Aussi nous contenterons nous d'une nomenclature sommaire.

Eustatisme

Le Paléogène, jusqu'au milieu de l'Oligocène (30 Ma), est une période de hauts niveaux marins : dans la phase positive entre 35 et 30 Ma (Oligocène inférieur) la mer s'élève à presque 200 m au-dessus du niveau actuel. La baisse de l'Oligocène supérieur serait, pour Kazi Tani (*in litt.*) une «conséquence de la constitution d'inlandsis dans l'Antarctique». Elle ne dure que 5 Ma environ. La mer remonte ensuite, sans que l'on en voie les effets au Sahara. Puis vers le milieu du Miocène s'amorce une décrue. La mer s'en retire alors définitivement. Les baisses de niveau brèves et profondes, en particulier vers 10 Ma et au Plio-Quaternaire, sont liées à des phases glaciaires (Duplessy et Morel, 2000). Celles-ci débutent d'abord en Antarctique puis en Arctique. «Mais que les glaciations s'installent

plus tôt dans l'Hémisphère Sud que dans celui du Nord n'entraîne pas une décrue plus tardive dans ce dernier. Le glacioeustatisme est global» (Kazi Tani, in litt.).

Subsidences et épirogenèses

Les sédiments déposés au Sahara central et au Sahara occidental enregistrent des événements tectoniques. Une chaîne de montagnes alpine se forme au Maghreb. Au Sahara les déformations se limitent à des mouvements verticaux : épirogenèses, subsidences et rejeux de failles. L'évolution du Sahara Central va être dominée par la surrection de l'Atlas saharien, par celle du Bouclier Touareg (le «Massif Central saharien» des géographes) et le volcanisme qui l'accompagne (Chap. 11), et par la subsidence du Bas Sahara, alimenté en matériel détritique par le Nord et le Sud.

Au Sahara Nord-Occidental, des sables et des graviers arrivent de l'Anti-Atlas sur les hammadas tandis que l'épirogenèse de la Dorsale Regueibat, beaucoup plus modérée, ne se marque pas dans la sédimentation des zones subsidentes septentrionales et méridionales. A l'Ouest, la surrection de l'Adrar mauritanien va de pair avec une sédimentation détritique dans la plaine littorale. Dans tous les cas, il ne s'agit pas de phénomènes continus. L'histoire récente du bassin de Taoudenni suggère que la subsidence y a été interrompue par des périodes de stabilité ou de légers bombements sur lesquels l'érosion a pu s'exercer. C'est ce qui a créé le relief en creux que nous voyons aujourd'hui.

Climats

Selon Zachos *et al.* (1992), les foraminifères et les isotopes de l'oxygène indiquent un refroidissement de la Terre à l'Eocène et à l'Oligocène. C'est alors que des glaces flottantes atteignent les Kerguelen (50°lat. S), comme elles le font encore aujourd'hui. Au Sahara, proche de sa latitude actuelle, des croûtes calcaires se forment au piedmont des Atlas, des altérations kaoliniques et des croûtes ferrugineuses au Sud du désert, tandis que du sable s'accumule dans le Nord du Sahara central.

Le Néogène est la période où se sculpte le relief que nous connaissons : des plateaux, limités

par des falaises, précédées par des gorges et entaillées de gorges étroites. Celles-ci débouchent sur de vastes glacis de pédimentation. Ce type de relief est caractéristique d'un climat où alternent les pluies violentes qui alimentent torrents et coulées boueuses et des périodes sèches où les sédiments se figent et où se fixent les patines à la surface des roches et les croûtes sur ou dans les sols. Les massifs dunaires (les ergs) se présentent comme des postiches sur ce modelé vigoureux.

Plan suivi

Nous verrons d'abord les formations cénozoïques du Sahara central puis celles du Sahara occidental car le cadre et l'évolution des dépôts y sont différents. Pour chaque région, on verra ce que l'on connaît du Paléogène puis du Néogène.

2. LE CÉNOZOÏQUE DU SAHARA CENTRAL

2.1. Le Paléogène

Des terrains d'âge Paléogène affleurent dans les plateaux du Tinrhert (carte géologique Temassinine = Fort Flatters, Busson, 1964) et du Tademaït (carte géologique Hassi Inifel, Amard, 1977).

2.1.1. Paléocène et Eocène marins

En bordure du Grand Erg Oriental, le Paléocène est représenté par des calcaires et des dolomies à *Linthia sudanensis*, surmontés par des grès, marnes et calcaires à *Globorotalia* (Busson, 1964). La mer du Paléogène s'étend largement sur le Sahara central, en Algérie, en Libye et au Tchad. Vers l'Ouest, dans le Tademaït, Amard (1977) décrit, au-dessus du «Maastrichtien supérieur-Paléocène inférieur possible» (?) un Paléocène supérieur - Eocène inférieur calcaréo-dolomitique, à *Linthia sudanensis*, *Plesiolampas*, *Ranikotalia bermudezi* etc. Au sommet, *Nummulites fraasi* et *N. deserti* datent bien ces niveaux. L'auteur ne signale pas de discontinuité entre le Crétacé et le Tertiaire. Serait-elle invisible ici ou ne l'a-t-on pas cherchée ?

2.1.2. Eocène supérieur et Oligocène

L'Eocène marin du Tademaït est surmonté par des calcaires saumâtres ou lacustres à charophytes, ostracodes etc., attribués encore à l'Eocène. Le passage de la sédimentation marine à la sédimentation terrigène continentale est progressif. Des horizons conglomératiques ou bréchiques suggèrent des cordons de plages. A la base de l'Oligocène, Amard note des argiles vertes à lits dolomitiques, des conglomérats calcaro-gréseux à stratifications obliques et des paléosols à racines. Les grès rouges et les croûtes qui leur succèdent sont couronnés par des grès grossiers à bois. A l'Ouest ces couches passent sous le Néogène qui forme le plancher du Grand Erg Oriental.

Dans le Sud du Bas-Sahara, Busson et Grambast (1965) décrivent des lentilles calcaires à characées. Celles-ci témoignent de la présence de petits lacs à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène. D'autres niveaux carbonatés représenteraient d'anciennes calcrètes. Des sables à stratifications obliques ont livré des bois silicifiés de plusieurs espèces, parfois même des troncs entiers (Busson et Grambast, 1965). Selon Louvet (1968), on assisterait à une évolution du couvert végétal. La forêt dense près du rivage de la mer Eocène, ferait place à une forêt de savane à l'Oligocène. Cette image n'est pas incompatible avec l'interprétation des grès numidiens par Vila *et al.* (1995). La masse de sable qui s'étale sur l'Est-algérien, à l'Oligocène terminal et à l'Aquitaniens, aurait été apportée par les fleuves depuis le Sahara central. Ces sables ont dû être fabriqués, vannés et stockés au cours de périodes de déflation. En combien de temps ? L'histoire du Quaternaire nous montre qu'il faut quelques dizaines de milliers d'années pour que de grands massifs de dunes se forment. Ces dunes peuvent ensevelir tout ou partie des lacs (comme le Tchad aujourd'hui). Il ne faut pas plus de temps pour que la pluie nivelle les dunes et que de nouveaux lacs s'installent à leur place. Or, l'Oligocène supérieur connaît quatre brèves fluctuations eustatiques négatives, dues apparemment à des expansions de l'inlandsis Antarctique. Ces dernières ont-elles eu des conséquences climatiques sur le Sahara, analogues à celles des glaciations quaternaires de l'Hémisphère Nord ? Ce serait à démontrer.

2.2. Le Néogène

Le Néogène est représenté au Sahara central par le Continental Terminal. Celui-ci n'a pu faire l'objet d'une étude exhaustive, on l'a dit plus haut. On dispose des données recueillies à l'occasion de recherches d'eau par Cornet (1952) ainsi que des cartes géologiques de Busson (1964), de Amard (1977) et de publications sur le Tademaït (Amard *et al.*, 1992). Cet ensemble sableux ou gréseux peut atteindre 150 m d'épaisseur. De petits bancs calcaires s'intercalent dans les grès à stratifications obliques et les conglomérats fluviaux. Les couches ont livré des bois silicifiés. Selon Louvet (1968), la flore présenterait des affinités avec la flore actuelle de Côte d'Ivoire.

La découverte (Amard *et al.*, 1992) de fossiles dans une doline creusée dans le Paléogène et le Crétacé terminal du Tademaït (Fig. 9.2) confirme que des altérations karstiques ont précédé le dépôt du Continental Terminal et que ces altérations sont contemporaines de la formation de petits lacs carbonatés où se sont enlisés des mammifères. Ceux-ci datent ces dépôts du Miocène. Ce sont des Périssodactyles (*Hipparion*, *Aceratherium*), des Artiodactyles (*Palaeotragus*), des *Proboscidea*, et des carnivores (*Amphicyonidae*). Dans le Tademaït et le Tinrhert, les sables et graviers qui se déposent ensuite doivent provenir du massif central saharien (le Bouclier Touareg) en train de se soulever (Rognon, 1967). On n'y a cependant pas encore signalé de débris des roches volcaniques qui alors s'y épanchaient. La cause en est-elle à la grande altérabilité de ces basaltes ?

3. LE CÉNOZOÏQUE DU SAHARA OCCIDENTAL

Pour esquisser l'histoire cénozoïque du Sahara occidental nous distinguerons trois provinces :

1. Les grandes hammadas du Guir et du Draa et leurs annexes. Ces hammadas s'étendent entre les Atlas marocains au Nord et la Dorsale Regueibat au Sud. Elles sont faites surtout de dépôts continentaux (sédiments et croûtes) d'âge Eocène à Pliocène.

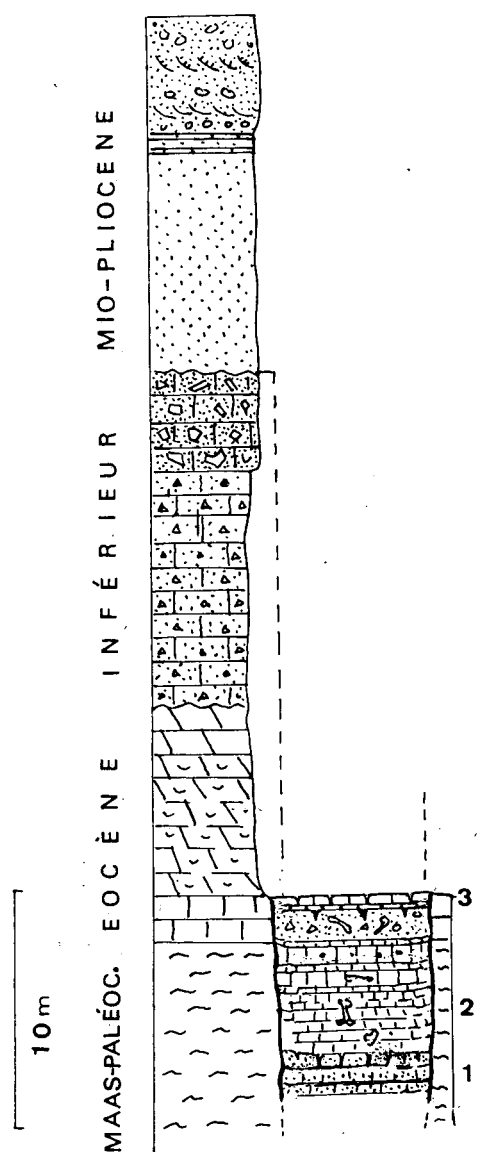


Fig. 9.2. - Stratigraphie du Cénozoïque du gisement karstique Oued Mya 1, d'après Amard *et al.* (1992), simplifié. Les marnes jaunes à lamellibranches et échinides du Maastrichtien supérieur-Paléocène inférieur (?) sont surmontées par des calcaires et dolomies blancs à Nummulites d'âge Eocène inférieur. Ces couches passent à un calcaire blanc bréchiq, gréseux, déposé en milieu saumâtre ou lacustre, d'âge encore Eocène inférieur. Les grès et conglomérats fluviatiles sus-jacents sont datés du Miocène par les fossiles découverts dans la doline karstique contemporaine (à droite du dessin). Celle-ci a contenu un lac où se sont sédimentés des calcaires. Les trois séquences (1, 2 et 3) comprennent chacune un terme lacustre et un terme palustre et sont bornées au sommet par des surfaces de dessiccation. Seules les séquences 2 et 3 ont livré des ossements.

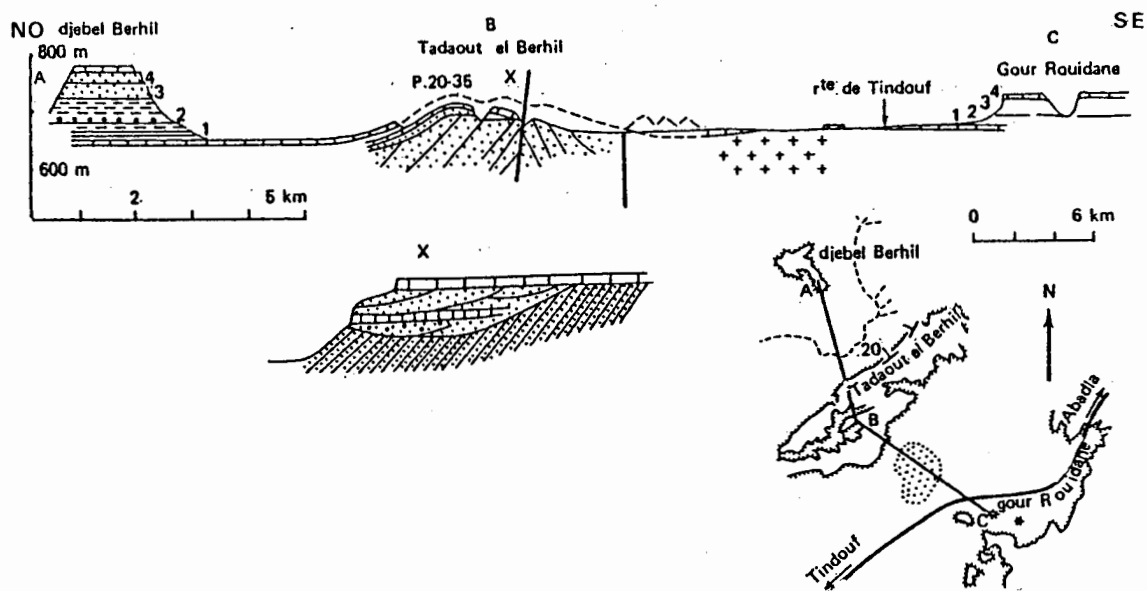


Fig. 9.3. - Coupe schématique du Djebel Berhil aux gour Rouidane, à l'Ouest de la hamma du Guir (d'après des observations de l'auteur).

Les hauteurs sont exagérées dix fois. Les entailles dans la flexure anticlinale du Tadaout El Berhil permettent d'étudier la base de la couverture.

Sur la coupe partielle X, la sédimentation débute par un calcaire mal stratifié, blanc à zones mauves, épais de 0,30 m à 1 m. Des lentilles de brèches à débris d'Ordovicien viennent, par places, s'intercaler entre le socle et le calcaire. Celui-ci contient encore de petits galets, et des coquilles de lamellibranches. Il est surmonté par un grès violacé grossier, à ciment de calcite discontinu, mal classé, à galets patinés de noir, provenant du Précambrien (rhyolites etc.). Le calcaire qui forme l'enveloppe de l'anticlinal peut reposer directement sur le socle, ici Ordovicien. Il contient des moules de coquilles, surtout de gastéropodes, des grains de quartz anguleux et des débris de rhyolite et d'ignimbrites semblables à celles de la Daoura. Au Nord de l'anticlinal, on le voit passer sous un horizon de grès calcaires et de calcaires gréseux rougis à gastéropodes turriculés. Ces calcaires à gastéropodes sont surmontés par des argiles rouges et des grès blancs ou roses (1 et 3) coupés par un banc de grès conglomératique à stratifications obliques et galets anguleux. Celui-ci repose sur un niveau à terriers ou racines. L'ensemble est couronné par une dalle de calcaire à silex et grains de quartz arrondis (4). Les characées que contiennent les calcaires indiquent un milieu lagunaire ou lacustre. Les couches semblent se terminer en biseau vers le Sud. L'ondulation anticlinale est sur le passage d'une grande faille Nord-Est -Sud-Ouest.

2. Au Sud de la Dorsale Regueibat, les cuvettes de Taoudenni (Mali) et de la Majâbat Al Koubrâ (Mauritanie). On y a attribué à l'Oligocène des sédiments lacustres et des grès à glauconie. Des croûtes ferrugineuses, siliceuses ou calcaires, dateraient du Néogène.
3. Le Sud du Tanezrouft et le fossé du Tilemsi (Mali). On y a décrit du Paléogène marin (Bellion *et al.*, 1989)

3.1. Le Paléogène

3.1.1. Les Hammadas du Sahara nord-occidental

Il s'agit des grandes hammadas du Guir et du Draa (dite aussi hammada de Tindouf) ainsi que des plus petites, comme la hammada de Boudenib et la hammada dite à *Ceratodes*. Les terrains qui affleurent sur ces plateaux ou leurs talus ont été longtemps considérée comme Néogène pour la plus grande partie. Depuis, l'on sait (El Youssi, 1993; Mahboubi, 1994) qu'ils se sont formés surtout dans la seconde moitié du Paléogène (Eocène supérieur-Oligocène). Le point de départ de cette révision fut la découverte par Gevin et ses collaborateurs (1975) d'ossements de mammifères au Glib Zegdou. Ces fossiles confirmaient les âges donnés par les characées en plusieurs lieux. Mahboubi (1994) reprend un ensemble de coupes, et El Youssi (1993) part du piedmont du Haut-Atlas marocain et montre l'importance des épigénies tardives dans ces sédiments, à l'origine surtout détritiques. Il distingue 4 ensembles dans les terrains du Nord de la hammada du Guir.

- Ensemble A (Sénonien-Eocène inférieur)

Il est surtout représenté par des grès et des siltites rouges à gypse qui auraient été déposés par des fleuves venus de l'Est. Les calcaires blancs ou bariolés qui affleurent entre Meridja et Béchar contiennent des gastéropodes à enroulement plan (*Ceratodes*) et des graines de characées. Ces dernières, comme les *Ceratodes*, indiquent un milieu d'eau douce et un âge Eocène inférieur. Cet ensemble repose en légère discordance sur les marnes gréso-silteuses à gypse que nous avons vues dans la cuvette de Djorf Torba et le sondage d'Oum Es Sba et que nous avons attribuées au Crétacé supérieur. L'ensemble A peut atteindre

300 m d'épaisseur. On n'aurait donc ici pas de traces des transgressions marines du Maastrichtien et du Paléocène. Près d'Oum El Assel, l'un des rares points d'eau de la route Béchar-Tindouf, on distingue (Gevin *et al.*, 1972) deux horizons calcaires séparés par des marnes et des grès. Ce membre moyen argilo-sableux est gypseux vers la base. Il contient à sa partie supérieure des lentilles riches en oogones de characées et en fragments d'os. Mahboubi (1994) attribue à l'Eocène continental la moitié inférieure des couches qui, de part et d'autre de la route Béchar-Tindouf, forment le Djebel Berhil et les Gour Rouidane. L'Eocène serait surmonté par du Néogène. Aucun fossile ne vient étayer cette manière de voir.

Dans la région du Glib Zegdou, sur le bord septentrional de la hammada du Draa, l'Eocène est bien caractérisé par les mammifères. Les grès roses et les siltites du membre moyen de la coupe ont en effet livré, outre des charophytes, des gastéropodes, des ostracodes, des poissons (Dipneustes), des amphibiens, des reptiles et surtout des mammifères (Gevin *et al.*, 1975). Cette faune de carnivores, insectivores, primates, rongeurs (Sudre, 1979; Mahboubi, 1994) est exceptionnelle. On n'en connaissait d'aussi ancienne, jusqu'à ce jour, qu'en Egypte, dans la formation Eocène du Fayoum. Vers le Sud, en direction de la route de Tindouf et au-delà, vers la Daoura, les calcaires disparaissent. Des grès et des argiles à gypse comblent les creux de la paléosurface et passent à des grès et des conglomérats vers les bosses formées par le Précambrien. En l'absence de fossiles, on ne peut pas les distinguer des formations d'âge Crétacé, elles aussi terrigènes.

- Ensemble B

Cet ensemble détritique repose en concordance sur l'ensemble A. Les siltites, marnes, grès rouges et évaporites (calcite, dolomite, palygorskite) ont dû se déposer en climat semi-aride, dans des lacs et des cours d'eau s'écoulant d'abord d'Est en Ouest puis du Nord au Sud. Ces sédiments ont livré des gastéropodes, autrefois déterminés comme *Clavator* (Jodot, 1938) et attribués au Miocène inférieur. Il s'agit en fait, selon El Youssi, de *Romanella* et de *Vicentinia* de l'Eocène moyen-supérieur. Cet ensemble a été imprégné de calcite et de dolomie secondaires. Cette épigénie

carbonatée diminuerait du Nord vers le Sud. Sur les confins algéro-marocains, au Sud et au Nord de Taouz, cet ensemble ne dépasse pas 25 m d'épaisseur. Il est formé de siltites rouges et de grès roses; une dalle silicifiée, porcelanée, s'intercale dans les grès. Au sommet, 1 m, 50 de marnes blanches rappellent la torba dont nous parlerons plus loin

- Ensemble C

Epais de 10 m à 50 m il paraît cantonné au Nord et se serait déposé à l'Eocène moyen et supérieur. Des grès, des siltites et des marnes contiennent beaucoup de coquilles de *Bulimes*

- Ensemble D

Cet ensemble conglomératique est discordant sur les couches précédentes qu'il remanie. Il n'existerait pas au Sud et est attribué au Néogène. Il correspondrait à des cônes de déjection d'oueds venus du Nord et à quelques lacs à stromatolites. Mahboubi (1994) récapitule dans sa thèse et les articles qui y sont annexés les données ci-dessus et celles concernant les Hauts Plateaux algériens. Il propose des attributions et des corrélations fondées sur la lithologie de terrain. Vers la fin du Paléogène, le haut de la hammada du Guir, au pied de l'Anti-Atlas, se couvre de croûtes calcaires (El Youssi, 1993). A l'aval, vers le Sud, les fossiles font défaut. La figure 9.4 donne deux coupes dans la région de Béchar-Abadla (Garet El Betik et un sondage destiné à alimenter en eau la base d'Hammaguir), et une troisième 200 km au Sud, en face de Béni-Abbès.

La Garet El Betik, au Nord d'Abadla, donne une bonne idée générale de ces terrains et en particulier de la torba, un grès argileux très fin qui montre une succession de mini-séquences sédimentaires. Chacune débute par du sable ou des argiles à graviers remaniant les couches sous-jacentes et se termine par des argiles évoquant un dépôt d'abord fluviatile puis dans un marécage ou un lac. La rubéfaction du sommet de la dernière séquence peut être due à la formation d'un sol après dessèchement du lac. Les zones siliceuses ou les rognons de silex ont pu se former peu après le dépôt.

La coupe C du sondage d'Hammaguir est difficile à interpréter. Selon Bourgeois (1960), les argiles et marnes brunes et vertes du fond du trou pourraient être du Sénonien lagunaire, comparable

à celui de Béchar. Elles contiennent des lits gréseux et des niveaux gypseux. Le Tertiaire débiterait par 100 m environ de marnes plus ou moins sableuses, rouges, vertes ou bariolées qui alternent avec des grès blancs ou rouges. A la dalle hammadienne inférieure des coupes A et B correspondraient soit le conglomérat (4) à ciment calcaire, galets de quartz et de calcaire, soit les calcaires blancs siliceux à fausses brèches intercalés (5) dans les grès tendres à ciment calcaire (la torba), soit enfin au conglomérat (4) et aux deux horizons calcaires (5). La dalle hammadienne supérieure serait représentée par le calcaire gréseux et noduleux du banc (6) et les calcaires sus-jacents : un calcaire noduleux pseudo-bréchiq, gréseux à la base, et un calcaire roux à grains de quartz au sommet. Ces dernières couches ont été attribuées par Bourgeois au Plio-Villafranchien.

200 km au Sud, en face de Béni Abbès, la coupe de la gara Diba (B), sur la rive gauche de la Saoura, est incomplète. Les couches reposent en discordance sur des schistes argileux altérés du Dévonien supérieur. Les minces lits de graviers patinés vers la base représenteraient des épandages de cailloux sur une surface de pédimentation. Dans les sables fluviatiles et éoliens (2), les traces de racines, sous forme de tubulures bifurquées et contournées, attestent la quasi-permanence de la végétation pendant la sédimentation. Les bancs carbonatés qui forment les deux dalles hammadiennes sont calcaires et dolomitiques et renferment des grains de quartz détritique, souvent éolisés. Ils ont été plus ou moins silicifiés à différentes époques, jusqu'au Quaternaire. Leur dissolution et leur karstification partielle a donné naissance aux *daïas*, ces légères dépressions au fond tapissé d'argile sableuse, refuges de la végétation sur ces hammadas désolées, comme celle que traverse la route de Béchar à Béni-Abbès. En résumé, la sédimentation de la hammada du Guir et de la vallée de la Saoura est caractérisée par son faciès minéralogique «avec l'association *attapulгите - calcite - dolomite et silicifications...* Des sables éolisés forment l'essentiel de la fraction détritique de la torba et des dalles hammadiennes» (Conrad, 1969). On peut chercher la matière première des bancs carbonatés et celle des argiles dans les séries paléozoïques et mésozoïques qui affleuraient alors. Il est possible aussi qu'une partie du magnésium des argiles néogènes de la Saoura

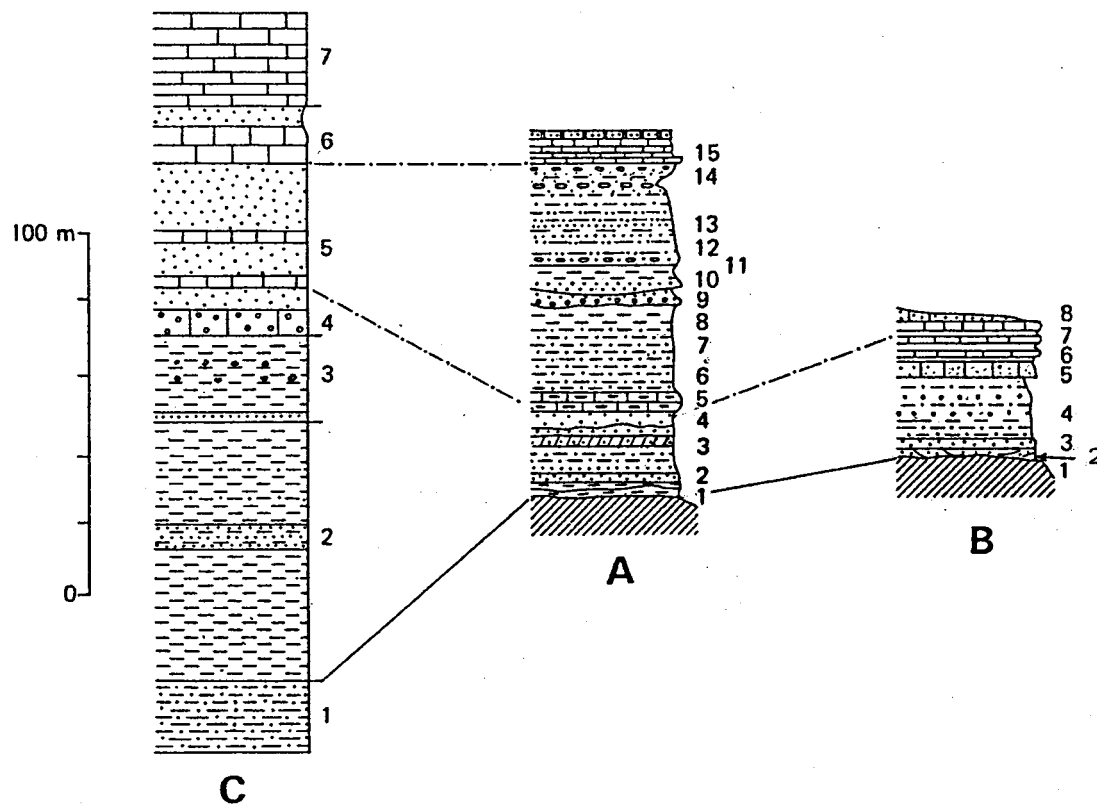


Fig. 9.4. - Coupes comparées de la garet El Betik **A** (*obs. pers.*), de la gara Diba **B** d'après Conrad (1969, modifié), et du sondage d'Hammaguir **C** d'après Bourgeois (*inédit*).

A: 1. argiles stéphano-permiennes, altérées à la partie supérieure; 2. petits bancs de grès rouge et de grès argileux surmontant un grès à galets; 3. calcaire dolomitique gréseux à nodules de calcédoine; 4. torba blanche à silicifications; 5. calcaire dolomitique gréseux à silex = dalle hammadienne inférieure; 6. torba blanche; 7. torba rouge; 8. argilite rouge; 9. grès grossier à graviers à la base, argileux au sommet; 10. torba conglomératique; 11. argilite rouge; 12. torba à graviers de grès patinés; 13. torba blanche à graviers; 14. sable blanc, rubéfié en surface et à nodules silicifiés; 15. calcaire dolomitique à zones siliceuses à la base et noduleux au sommet = dalle hammadienne supérieure.

B: 1. schistes dévoniens, altérés à la partie supérieure; 2. sables éoliens à stratifications obliques et lits à racines; 3. sable de petits chenaux ravinants; 4. torba à lits de silex détritiques et nodules calcaires au sommet; 5. calcaire gréseux silicifié; 6. sable et calcaire pulvérulent; 7. calcaire gréseux à silex; 8. calcaire gréseux silicifié au sommet = dalle hammadienne inférieure.

C: 1. argiles et marnes attribuées au Sénonien; 2. marne rouge et vert clair; 3. marne rouge à lits de micro-conglomérats; 4. conglomérat à ciment calcaire; 5. torba contenant deux bancs de calcaire blanc = dalle hammadienne inférieure (?); 6. calcaire noduleux = dalle hammadienne supérieure; 7. calcaire à grains de quartz et fausses brèches = dalle hammadienne supérieure (terme sup.).

proviennent de l'altération des basaltes liasiques dont nous connaissons les petits témoins dans la plaine d'Abadla.

De l'autre côté des Monts d'Ougarta, à une centaine de km au Sud-Ouest des Gour Roudane, les couches qui fossilisent la pénélaine post-Paléozoïque sont réduites à quelques mètres de grès plus ou moins calcaireux. Des crêtes de grès-quartzites cambro-ordoviciens émergent. A l'extrémité septentrionale du Kahal Tabelbala, près de cette oasis, l'Ordovicien est redressé contre une grande faille Nord-Ouest-Sud-Est. Des argiles à graptolites, plaquées contre les grès-quartzites et protégées de l'érosion ont été transformées au voisinage de la surface en un matériau blanchâtre, utilisé pour l'étanchéité des toits et qualifié de kaolin. Il s'agit en effet d'un mélange riche en kaolinite et, par places en alunite. Cette dernière a pu être datée en K/Ar (Bonhomme *et al.*, 1996) : l'altération des argiles à graptolites est d'âge Oligocène (30 Ma).

Le milieu de dépôt des lits carbonatés pose ici un problème différent de celui de l'amont. Au Nord, sur le piedmont de l'Atlas, les calcaires passent à des croûtes franches (El Youssi, 1993). 100 ou 200 km au Sud, à l'aval, on pourrait penser avec Conrad (1969) qu'il s'agit de lacs. Mais à part quelques exceptions, ces calcaires dolomitiques ne contiennent pas de fossiles, alors que l'on s'attendrait à y trouver au moins des algues et des gastéropodes. Cette absence surprend quand on les compare aux sédiments déposés dans les lacs du Quaternaire que nous verrons au chapitre suivant. Par contre, ces dépôts évoquent ce que nous avons pu observer dans l'Etosha Pan, en Namibie, près de la frontière de l'Angola, vers 19°lat. N. Sorte de sebkha carbonatée, ce «Pan» se remplit d'eau à la saison des pluies. Il s'y dépose une fine boue calcaire et dolomitique apportée par les cours d'eau temporaires qui ont érodé et dissous les croûtes du pays environnant. Chaque année le «Pan» se dessèche, laissant place à une vaste surface blanche, étincelante, que seules traversent quelques autruches... Ces dépôts sont saupoudrés à chaque vent par les poussières et les sables du voisinage : telles nous apparaissent ces dalles hammadiennes, si constantes de loin mais si variées dans le détail d'un point à un autre.

La Torba

La torba est un grès très fin argileux bien connu dans la Saoura. Elle a été analysée par Conrad (1969) qui la définit comme «*un grès faiblement consolidé, argilocarbonaté, de couleur claire à taches lie-de-vin, verdâtre, qui possède des qualités smectiques*».

La torba est stratifiée mais le litage souvent difficile à voir, marqué par l'alignement des fantômes de débris végétaux, de petits lits à boulettes d'argile remaniées ou de légères différences de composition. La torba supérieure, entre les deux dalles hammadiennes, montre une suite de séquences sédimentaires mineures, débutant par des sables ou des argiles à graviers qui ravinent la séquence sous-jacente, et se terminent par des argiles. Le tout indique une sédimentation fluviale brève suivie d'un dépôt lacustre ou marécageux. On remarquera deux choses : 1) la rubéfaction du sommet du dernier cycle suggère la formation d'un sol; 2) la présence de zones siliceuses ou de rognons de silex indique des silicifications pénécontemporaines.

Le milieu de sédimentation de la torba demeure énigmatique. On n'y trouve pas de fossiles, hormis les moules externes de petits débris végétaux. Aucune matière organique ne paraît avoir été conservée. Les sables fluviaux ou éoliens, les lits à graviers ou à boulettes d'argile suggèrent autant un étalement de matériaux fins sur des plaines d'épandage que le dépôt dans des lacs ou des marais. S'agirait-il d'une sorte de loess ? Certaines silicifications pourraient être contemporaines de la diagenèse précoce, et favorisées par le milieu chimique basique.

Les terrains de la hammada du Guir fossilisent une surface d'érosion post-Crétacé. On les suit vers le Sud jusque dans l'erg Chech. Mais là on ne connaît plus qu'une seule dalle carbonatée.

La Hammada de Tindouf, ou Hammada du Dra

A regarder les cartes ou en roulant vers Tindouf, on pense que cette surface si monotone est le toit d'une seule formation, Néogène. Pourtant les travaux de Menchikoff (1930) puis de Lavocat (1954) y suggéraient l'existence de Crétacé; mais

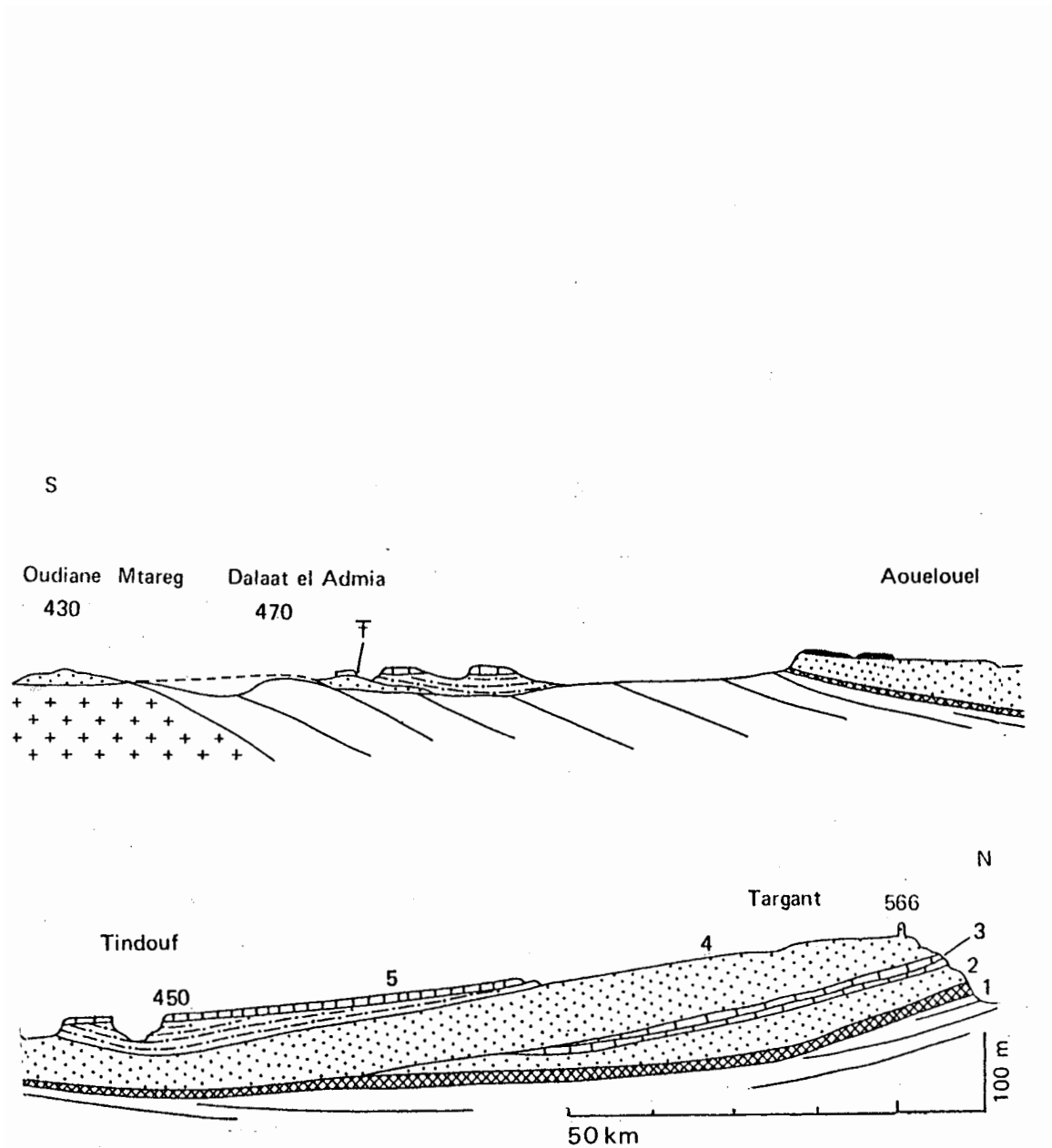


Fig. 9.5. - Coupe schématique de la hammada de Tindouf, d'après Gevin (*doc. inédit*, 1974). Les hauteurs ont été très exagérées. Sur le substratum paléozoïque (en blanc) reposent en discordance des terrains mésozoïques et cénozoïques.

1. Argiles, parfois rouges, à gypse et sel;
2. Grès attribués au Crétacé inférieur, se terminant en biseau;
3. dalle cénomano-turonienne;
4. grès de Targant - Merkala au Nord de Tindouf et conglomérats à ciment kaolinique d'Aouelouel au Sud, attribués au Paléocène et supportant des restes de carapace ferrugineuse et siliceuse (Miocène ?). Plus au Sud, au Dalaat El Admia, des couches équivalentes ont livré une flore éocène;
5. torba argilo-gréseuse verdâtre supportant la dalle hammadienne pliocène.

la carte géologique de 1952 ne le figure qu'à l'Ouest et limite son extension à la frontière algéro-marocaine, près de Targant, sans que pour cela on repère sur le terrain un changement dans les couches. Les patientes recherches de Gevin dans l'Ouest et de Combes (*inédit*) dans l'Est ont montré que cette apparente uniformité masquait une série de biseaux s'avançant vers le Sud. Ces travaux sont restés en grande partie inédits.

La coupe de la figure 9.5 appelle quelques remarques :

1. Comme à Bechar ou au Nord des Gour Rouidane, une dalle carbonatée représente le Cénomano-Turonien, et le Maastrichtien n'est pas connu.
2. Le Paléogène détritique et kaolinique déborde largement vers le Sud, où il contient des bois silicifiés. On serait tenté de penser que la kaolinite est héritée. Mais qui a fourni le matériel ? Le socle Regueibat seul ou aussi l'Anti-Atlas ?
3. La torba est comparable à celle de la hammada du Guir. Loin d'occuper toute la surface, elle n'est conservée qu'au centre tandis que les croûtes ferrugineuses, siliceuses et carbonatées, revêtent le tout. On remarquera le léger gauchissement de l'ensemble qui se relève vers le Nord.

3.1.2. Paléogène de Taoudenni, de la Majâbat Al Koubrâ et du Ghallaman

Taoudenni

Dans l'Ouest de la cuvette de Taoudenni, Villemur (1967) attribue à l'Oligocène la dalle qui forme de petits plateaux entre Bir Chali et El Gsaïb Ounan. A Bir Chali cette dalle couvre le pied du glacis presque horizontal de la hammada Safia carbonifère. Elle montre une alternance centimétrique de lits marneux roses, de lits siliceux et de lits carbonatés à oogones de characées.

Mâjabât Al Koubrâ

Dans le Nord de la Majâbat Al Koubrâ, près d'El Mrayer (21°30'N-8°5'W), les quartzites «cassonade» ou «Khnachich», dépourvus ici de bois

silicifiés, surmontent des grès fins, glauconieux, à quartz ronds ou anguleux, débris de schiste et peut être débris d'oursins (?). La glauconie a donné en K/Ar un âge de 30 Ma (Clauer, *in litt.*, 1996). Il ne peut donc s'agir des grès glauconieux de l'Ordovicien régional, ou du Crétacé, comme nous l'avions pensé au début. Or sa présence dans ou sous les quartzites Khnachich n'est pas une exception. Monod (1952, 1958) en a signalé au Sud de la Majâbat (Nema, Nara) comme au Sud de Taoudenni. La glauconie est un minéral qui ne se forme que dans la mer. Si cet âge est bien celui de la roche et non d'une recristallisation postérieure, il faut admettre qu'une transgression marine a atteint la région à l'Oligocène inférieur. Les données altimétriques disponibles, issues de mesures par satellites, montrent (Bonavia, *com. pers.*, 2000) que cette zone est à une cote voisine ou inférieure à +200 m et a pu être envahie par la mer, via la dépression du Hodh, au moment des plus hauts niveaux qui se situent, à cette époque, entre +150 m et +200 m par rapport au niveau actuel. Au Sahara central les grandes transgressions du Crétacé terminal et du Paléocène-Eocène se sont produites à des maxima eustatiques guère plus importants (quelques dizaines de mètres).

Un tel indice doit être contrôlé, précisé et complété. Les grès glauconieux reposent-ils directement sur les grès ordoviciens, eux-aussi parfois glauconieux ? Au sommet comment se fait le contact avec les «quartzites Khnachich», que nous considérons comme un silcrète ? Par une croûte ferrugineuse ? Quel milieu de dépôt suggèrent les figures sédimentaires ? Peut-on trouver des macrofossiles significatifs, puisque leur existence est, on l'a vu, probable ? Quelle est l'extension latérale de cet horizon, connu pour l'instant en deux points très rapprochés ? Vers l'Est où Villemur attribue au Cénozoïque le petit plateau au Nord d'El Gsaïb Ounane ? Vers l'Ouest et le Sud, dans des tayaret, des couloirs interdunaires du Waran ? Enfin sans doute en datant en K/Ar ou une autre méthode des échantillons provenant d'autres gisements.

Si cette découverte est confirmée, l'image que nous nous faisons du Sahara occidental au Cénozoïque et que nous en donnent les cartes internationales s'en trouvera profondément modifiée, ainsi que les conséquences économiques possibles.

Ghallaman

Aux confins de la Mauritanie, de la Seguiet El Hamra et de l'Algérie, le socle Archéen du Ghallaman est souvent masqué par un voile discontinu de sédiments. Cette formation, appelée Hammada sur les cartes géologiques (Mestrault *et al.*, 1975), peut être épaisse de quelques dizaines de mètres mais souvent beaucoup moins. Par comparaison avec les pays voisins, elle était attribuée au Néogène, sur la foi de quelques gastéropodes. On a vu qu'en Algérie et au Maroc des couches semblables étaient souvent plus anciennes. Elles forment ici, comme nous avons pu le voir (missions Lamarche-PARSEM, 1997-1998), de petits plateaux de quelques mètres d'épaisseur, disséqués par des oueds aujourd'hui morts. Les grès, calcaires, argileux ou siliceux, de la base sont souvent masqués. Le talus montre des marnes blanches dont certains lits contiennent des characées. Les calcaires sus-jacents ont une matrice très fine qui emballé, surtout vers le sommet, des grains de quartz ou de roche siliceuse grise. Ces grains appartiennent à deux groupes : de gros grains (1/2 à 1 mm environ) presque toujours bien arrondis, émousés, souvent pigmentés d'oxyde de fer et des grains beaucoup plus petits arrondis ou anguleux, souvent limpides. Cette roche rappelle des faciès de la hammada du Guir. Ici aussi on peut imaginer le dépôt d'une boue calcaire micritique dans des lacs temporaires, saupoudrés de sable et de poussières par le vent. Dans l'enceinte de l'astroblème du Tenoumer, une couche de calcaire bleu vient s'intercaler sous la dalle sommitale. Le sommet de la dalle est silicifié. La silice imprègne irrégulièrement la roche : ce sont les «silex» décrits par les auteurs. Cette silicification n'intéresse que quelques cm ou dm d'épaisseur et forme en surface une sorte de croûte scoriacée. C'est un silcrète typique.

L'âge de ces couches sera donné par les characées. Déjà on doit noter qu'elles sont antérieures au silcrète, au creusement du réseau hydrographique et des dépressions de la surface topographique qui paraît néogène et quaternaire, et enfin à l'impact du Tenoumer dont il sera question plus loin, car les calcaires hammadiens et leur silcrète sont rebroussés vers l'extérieur.

On connaît aussi un Tertiaire côtier en Mauritanie. Du Paléocène et de l'Eocène inférieur

ont été reconnus en sondages. L'Eocène moyen est bien représenté par des marno-calcaires en bordure de l'Atlantique et des faciès gréseux et kaoliniques vers l'intérieur du pays : la Formation de Savalel et les Grès de Gorgol (Lappartient et Nahon, 1970). On attribue à l'Eocène moyen-supérieur des grès argileux à glauconie (la Formation Jaune). L'Eocène supérieur est représenté par des argiles noires à microfaune et l'Oligo-Miocène par des dépôts côtiers.

3.1.3. Paléogène du Tanezrouft et du Tilemsi

Des terrains paléogènes ont été figurés sur la carte géologique du Mali au 1.500.000^e (Bassot *et al.*, 1981). Du Paléocène marin affleure au Tanezrouft méridional, dans le secteur d'In Debnan (= Bidon V) et d'Amrenen (Menchikoff, 1945). Dans la région du puits de Tagnout-Chaggueret, au Sud-Ouest d'Amrenen, les couches sus-jacentes aux calcaires à ammonites du Crétacé supérieur ont livré à Riser des restes de tortues du groupe des Bothrémidinés, d'âge Maastrichtien supérieur-Paléocène (de Broin, 1983). Au Sud-Est, deux plateaux calcaires dominant la vallée du Tilemsi. Ce sont les Terrecht de Monod (1952) dont Radier (1959) a précisé la stratigraphie. Le plateau inférieur, ou Terrecht 1, à ammonites du Crétacé supérieur passe sous des grès et argiles et lumachelles du Paléocène inférieur, à *Cardita beaumonti*, huîtres, gastéropodes, *Nautilus heberti*, poissons (*Ceratodus*), crocodiles, tortues et débris de bois (*Ficoxylon cretaceum*). La dalle supérieure, ou Terrecht 2, est formée par des calcaires blancs, plus ou moins silicifiés et lapiazés. Elle correspond à l'ultime transgression marine. Très fossilifères, ces calcaires sont datés du Paléocène et de l'Eocène inférieur (Yprésien). Des shales, des marnes à coprolithes phosphatés et des marnes à huîtres d'âge Eocène moyen terminent cette formation marine.

Ainsi, dans le Sud du Sahara occidental comme au Sahara central, le régime marin persiste, au moins par périodes, jusque dans l'Eocène. Par contre, on n'y a jamais signalé d'Oligocène marin, à la différence de la Mauritanie.

3.2. Le Néogène

3.2.1. Continental Terminal du Sahara occidental

Par analogie avec le Sahara central, on appelle, au Sahara occidental, «Continental Terminal» une formation gréseuse qui surmonte les sédiments paléogènes et se termine par des cuirasses ferrugineuses attribuées au Villafranchien. En Mauritanie, ce sont les Grès du Trarza, de Kaedi et du Tiersioum. Dans la plaine côtière, ce que l'on appelle Continental Terminal est un ensemble argilo-sableux mixte, continental et marin. Du Miocène inférieur marin est connu en sondage près de Nouhadibou. Sous la grande sebkha de N'Dramcha, ces couches peuvent atteindre 200 à 400 m d'épaisseur et représentent sans doute les produits d'érosion de l'Adrar mauritanien, en train de s'élever dans l'arrière pays par le jeu de grandes failles sub-méridiennes tandis que la marge côtière est fortement subsidente. Ce phénomène épirogénique serait donc contemporain de la surrection «alpine» des Atlas et s'exprimerait de la même façon dans la sédimentation.

3.2.2. Ferricrètes

Les croûtes ferrugineuses, ou ferricrètes, subsistent à l'état de reliques, démembrées par l'érosion. On les trouve à la fois au centre du Sahara, dans une région maintenant hyper-aride, et sur ses bords sahéliens. Elles se présentent parfois sous forme de croûte massive, formée par des granules agglomérés d'hématite ou de goéthite à coeur de limonite. Ces restes de croûte peuvent former, dans le Nord de la Majâbat Al Koubrâ, des placages de 1m d'épaisseur. Mais plus souvent il n'en reste plus qu'un semis de granules ferrugineux conservé dans des dépressions. Tel est le cas au Nord des Richat mais aussi sur le bouclier Regueibat. Dans l'Adrar des Iforas, à la limite du Sahara et du Sahel, des reliques de croûtes ferrugineuses coiffent les collines du Nord et s'étalent au Sud sur la plaine de Menaka. L'extension de ces ferricrètes est donc très grande. Mais elles ne sont pas toutes du même âge. Sur la côte Atlantique, les auteurs distinguent deux générations de cuirasses ferrugineuses : une cuirasse primaire, d'âge Néogène ou Quaternaire ancien et que l'on connaît du Sénégal jusque sur le

Précambrien du Tasiast, et une cuirasse secondaire, représentée par des graviers provenant du démantèlement de cette cuirasse primaire. Au Sahara, les cuirasses les plus importantes paraissent s'être formées au Néogène. Leur genèse se fait dans des conditions différentes des calcrètes et silcrètes.

3.2.3. Calcrètes

Des croûtes calcaires ont commencé à se former dès le Paléogène sur le piedmont du Haut-Atlas marocain (El Youssi, 1993). On a vu que l'âge des «calcaires hammadiens» à grains de quartz qui couronnent les hammadas mais aussi les plateaux gréseux du Nord de l'Adrar mauritanien et de la Majâbat Al Koubrâ n'est pas connu (Paléogène ou Néogène ?).

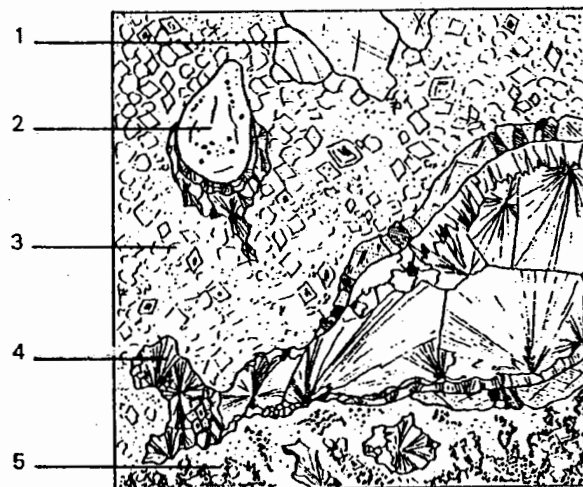


Fig. 9.6. - Aspect microscopique de la dalle hammadienne (d'après Conrad, 1969).

1. Calcite recrystallisée en grandes plages, liées à des fissures.
2. Rares quartz détritiques qui servent souvent de pôles d'attraction pour la silicification tardive.
3. Cristaux idiomorphes de dolomite sur un fond de calcite cryptocrystalline.
4. Plages de calcédoine et de quartz micro-granoblastique.
5. Zone de silicification diffuse dans le ciment cryptocrystallin.

3.2.4. Silcrètes

Les calcaires des hammadas du Guir et de Tindouf sont plus ou moins silicifiés. Dans le Nord de la Mauritanie, la formation hammadienne l'était presque partout, mais seulement en surface. Cette silicification est considérée comme d'âge Néogène par Conrad (1969). Celle qui a transformé la tête des grès Crétacé inférieur en «Dalle Quartzite» dans le Tademaït, des grès sénoniens dans l'Ouest du Tanezrouft (Fersiga) et de grès divers dans le Nord de la Majâbat Al Koubrâ pourrait être du même âge. Dans le Ghallaman, sur la crête interne du Tenoumer, la croûte siliceuse post hammadienne est, comme cette dernière rebroussée par l'impact qui post-date ainsi le silcrète. Une silicification aussi intense demande des conditions de climat et de couvert végétal assez particulières (Fabre, Arnaud-Vanneau *et al.*, 1996).

4. SCULPTURE DU RELIEF ACTUEL AU SAHARA OCCIDENTAL

Nous avons vu que les hammadas du Nord, constituées surtout de sédiments d'âge Paléogène, étaient entaillées en falaises et en ravines par l'érosion. Nous avons ainsi pu faire aisément des coupes dans les gour Rouidane, la garet El Betik ou la gara Diba. Ce type de relief, en falaises limitant des plateaux, souvent précédées de gour et dominant des glacis de pédimentation est caractéristique d'une érosion en climat tropical semi-aride, comme l'ont démontré les travaux de géographes, comme Dresch *et al.* (1951), puis Richard-Mollard (1952) et Monod *et al.* (1973) à propos des Richat, et Rognon (1989) pour le massif central saharien. Cette érosion est postérieure au Paléogène; elle est antérieure au Quaternaire puisque des témoins de Quaternaire ancien (sédiments ou coulées volcaniques) sont conservés dans des fonds de vallées. Les principaux éléments du réseau hydrographique,

comme la Saoura, la Daoura, se sont donc faits au Néogène. Ils sont contemporains de la formation des montagnes de l'Atlas comme des bombements de l'Ahaggar et de la Dorsale Regueibat. Ils sont contemporains aussi du creusement des reliefs en creux de différentes cuvettes, comme celles de Taoudenni, de Fersiga, et donc des réseaux hydrographiques qui les alimentent depuis le Nord.

5. BILAN

1. Le Paléocène marin existe dans le Tademaït, et le Sud du Tanezrouft; il est absent comme l'était le Maastrichtien marin, au Nord-Ouest, au pied des Atlas. Cela indique peut-être le début du bombement préfigurant la chaîne alpine, et une première esquisse de la Dorsale regueibat (?).
2. La régression Eocène-Oligocène se produit partout au Sahara. Est-elle d'origine purement eustatique ou un facteur isostasique s'y est-il ajouté en Afrique de l'Ouest ?
3. L' Eocène-Oligocène correspond à un apport de détritique depuis l'Atlas sur les hammadas et depuis l'Ahaggar et les Tassilis N'Ajjers vers le Bas Sahara (= fleuve numidien de Vila *et al.*, 1995). Cette évolution s'est faite sous climat tropical.
4. Du point de vue économique, il faut noter l'importance des réserves d'eau du Continental Terminal et de la Torba. Ce sont elles qui alimentent de nombreuses oasis de la Saoura. La couverture dite «hammadienne» des socles, et notamment de la Dorsale regueibat, peut renfermer des placers. Il en est de même des latérites. On n'en connaît pas au Sahara d'âge Cénozoïque, mais seulement dans la marge tropicale du désert. Elles intéressent aujourd'hui des compagnies minières en tant que minerai d'aluminium mais aussi pour l'or, etc. qui s'y concentrent au fur et à mesure de l'altération et du lessivage du socle.

Chapitre 10. - Les temps modernes : Le Plio-Quaternaire (sculpture, peinture et saupoudrage)

Jean Fabre

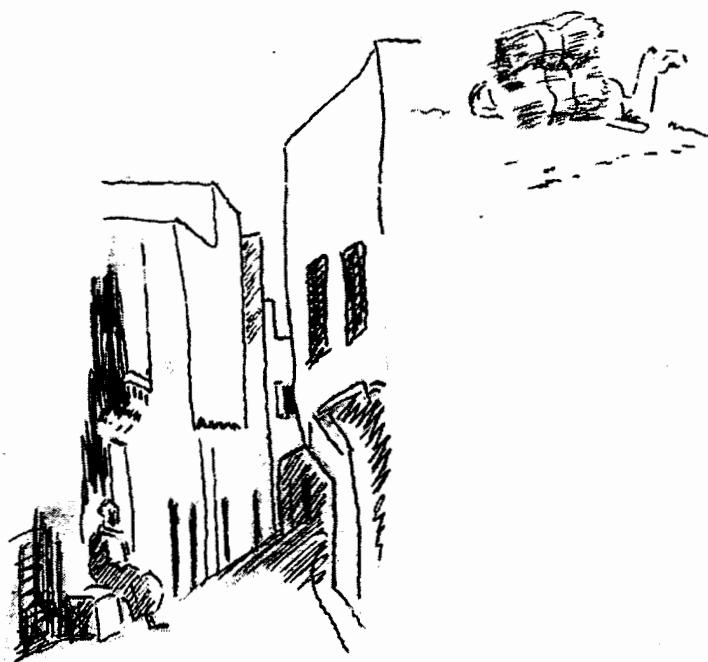


Tableau 1. - Tentative de comparaison entre les événements climatiques de l'Hémisphère nord, les formations sédimentaires distinguées dans le Quaternaire du Sahara occidental et les industries. D'après Chavaillon (1964); Conrad (1969) simplifié, et la Time Table de Van Eysinga (1975).

Ma	Etages	Climats Hém. Nord	Saoura	Industries
0.004.....	<u>HOLOCÈNE</u>	<i>POST GLACIAL</i>	Désert actuel Guirien (lacs)	Néolithique Mésolithique (Hémamien)
0.01.....		WURM	Erg Occidental	Moustérien (Atérien)
0.02.....		<i>INTERGLACIAL</i>	Saourien (lacs)	Micoquien
0.1.....		RISS	Ergs fossiles	Acheuléen
0.3.....		<i>INTERGLACIAL</i>	Ougartien	Abbevillien
0.5.....	<u>PLEISTOCÈNE</u>	MINDEL	Ergs fossiles	
0.7.....		<i>INTERGLACIAL</i>	Taourirtien	Chelléen
0.9.....		GUNZ		
1.3.....		<i>INTERGLACIAL</i>	Mazzerien	Oldowaien
1.6.....		DONAU		
1.8.....		<i>INTERGLACIAL</i>	Aïdien	
3.....	<u>PLIOCÈNE</u>	BIBER	Silcrête, Torba	Eolithique

Les Hommes colonisent au Quaternaire un pays sculpté et modelé à la fin du Cénozoïque. Ils en sont chassés à plusieurs reprises par le désert qui s'étend lorsque l'Eurasie subit les glaciations.

Plutôt qu'une synthèse qui serait prématurée, on décrit quelques sites caractéristiques par leurs stratigraphies et leurs conditions de milieu : une grande vallée, la Saoura, issue de l'Atlas (§2), une plaine (§3), deux grands lacs (§4 et 5), un massif élevé, sous le Tropique (§6), une cuvette endoréique (§7) et, pour finir, un rapide aperçu du littoral saharien en Mauritanie (§8). Ce tour d'horizon révèle trois types de phénomènes.

1. Tectoniques. Bombements, cuvettes et jeux de failles montrent que la plate-forme saharienne n'est pas figée, même le craton ouest-africain.

2. Mode et quantification des apports et des enlèvements de matériel par érosion hydrique et surtout éolienne et conséquences économiques.

3. Enregistrement des variations climatiques en divers milieux, à moyen terme.

1. INTRODUCTION

Partout au Sahara des vallées, des cônes au bas des pentes, des lacs desséchés et des restes humains et animaux témoignent d'un passé plus humide où les oueds coulaient, où les steppes à acacias et les lacs s'étendaient à l'infini; et ceci s'est reproduit plusieurs fois depuis trois millions d'années. Nous traiterons cette période comme un tout, car on ne note pas de limite tranchée entre le Pliocène et le Quaternaire au Sahara, bien que sur sa marge septentrionale, dans la région des Aurès et des grands chotts du Sud-Tunisien, l'apparition d'indices, comme des croûtes gypseuses ou calcaires suggère une modification des climats (Ballais et Ben Ouedzou, 1991) vers la limite des deux systèmes.

Le Plio-Quaternaire est caractérisé dans le monde par deux événements majeurs : l'apparition de l'Homme au terme de l'évolution d'une famille de mammifères qui apparaît au début du Tertiaire (Ducrocq et Jaeger, 1998), et une suite de phases glaciaires. La lignée humaine se précise il y a 4.4 Ma, au Pliocène (White *et al.*, 1994), ou plus tôt encore, entre 8-9 et 5 Ma (Brunet, 2000). Les premiers outils façonnés, grâce auxquels on reconnaît qu'il s'agit bien d'Hommes, sont des galets sur lesquels a été ébauché un tranchant avec une technique définie. Ces outils, «galets aménagés», «Pebble tools», «Choppers», démontrent qu'il y a eu mise au point puis mémorisation, transmission et apprentissage de

cette technique, ce qui nous distingue de certains primates. Les premières découvertes d'outils et des squelettes de leurs auteurs probables ont eu lieu dans le Sud de l'Afrique (Laming-Emperaire, 1963). D'autres ont suivi en Afrique orientale et en Ethiopie, puis au Tchad. Ceci fait dire à Brunet que «notre histoire est pan-africaine» et non européenne comme on pouvait le penser il y a un siècle. Au Sahara on connaît des galets aménagés au Nord des Tassilis (Bonnet, 1961), dans la Saoura (Alimen, 1987), dans les Richat (Monod et Pomerol, 1973) mais on n'en a pas encore trouvé les auteurs. *Homo sapiens* serait apparu il y a seulement 100.000 ans.

Une grande glaciation survient sur la Terre au Cénozoïque. Elle commence dans l'Hémisphère Sud puis gagne l'Hémisphère Nord (Duplessy et Morel, 2000). Elle comporte plusieurs phases de climat «froid et sec alternant avec des périodes interglaciaires, plus chaudes et parfois plus humides» (Tardy, 1986), enregistrées dans les sédiments marins par les isotopes de l'oxygène, révélateurs de la température, des argiles à dropstones, sur les rivages par les montées et descentes du niveau des mers (glacio-eustatisme), et sur terre par des moraines, des roches moutonnées et striées, etc... Les principales périodes glaciaires de l'Hémisphère Nord ont reçu, en Europe, les noms de Donau (entre 1,6 et 1,3

Ma), de Gunz (entre 1,0 et 0,7 Ma), de Mindel (entre 0,55 et 0,4 Ma), de Riss (entre 0,3 et 0,1 Ma) et de Würm (entre 0,08 et 0,01 Ma). L'extension des aires englacées et enneigées à fort pouvoir réflecteur (*albedo*) renvoyant la chaleur reçue du soleil se traduit au Sahara par l'extension du désert (v. par exemple Reichelt *et al.*, 1992). Quand les glaciers du Würm se sont étendus sur l'Europe, l'Asie et l'Amérique du Nord, la plus grande partie de la zone tempérée disparut, tandis que les déserts, péri-arctiques et tropicaux, se dilataient. L'exemple le plus proche de nous, le désert «ogolien» s'étala à partir d'environ 20.000 ans BP (before present), depuis les hauts plateaux algériens au Nord jusqu'au Gourma, au Sud de la boucle du Niger. La déglaciation qui suivit a comporté deux étapes, vers 14.000a BP et 11.000a BP, au cours desquelles la fonte des glaces polaires a dépassé 10 millions de km³ de glace continentale par siècle (Bard *et al.*, 1990a), «soit un relèvement eustatique de 0,30 m par an ! ...les déglaciations sont brutales à l'échelle décennale ou séculaire» (Kazi-Tani, *in litt.*).

Les grandes éruptions volcaniques explosives, telles qu'il s'en produit en moyenne tous les siècles, mettent en orbite des poussières et des aérosols, notamment du soufre. Le rayonnement du Soleil reçu par la Terre et celui émis par la Terre (rayonnement tellurique) sont modifiés. Il peut en résulter un refroidissement sensible dans les deux ou trois années qui suivent (hiver volcanique) qui masque l'effet de serre. Ainsi la brusque accélération de la glaciation il y a 73.000 ans serait due à l'éruption d'un volcan de Sumatra (André, 1994). L'importance relative des différents facteurs qui concourent au phénomène exceptionnel qu'est l'apparition d'une glaciation est encore mal élucidée : pourcentage de gaz carbonique dans l'atmosphère, facteurs astronomiques, groupement de plaques continentales, etc. «Seul le dernier cycle climatique est connu avec suffisamment de détails pour que les dynamiciens puissent essayer d'en simuler le déroulement en vue de comprendre les processus majeurs qui ont entraîné les bouleversements... des circulations atmosphériques et océaniques» (Duplessy et Morel, 2000).

Le phénomène glaciaire, en agissant sur le climat du globe, a un effet sur l'érosion et notamment celle des chaînes de montagnes, donc d'une part sur l'apport de sédiments dans les zones

subsidentes de l'avant-pays et d'autre part, comme le suggère Burbank (1992), sur le soulèvement des chaînes impliquées. Cet auteur note, en Himalaya, qu'à partir de 4 Ma le dépôt de sédiments et le réseau hydrographique se modifient rapidement : la tectonique, consécutive à la collision, ne serait donc pas la seule cause de ces modifications. Pour ce qui nous concerne, il sera nécessaire, dans l'avenir, d'affiner la corrélation entre les changements climatiques, la surrection des Atlas et la sédimentation sur l'avant pays saharien depuis le début de la période glaciaire vers 4 Ma jusqu'à aujourd'hui.

C'est dire l'importance de l'étude du Quaternaire pour l'histoire de la Terre. Le Sahara a été épargné par l'avancée des glaces mais son climat et donc les conditions de vie y ont été chaque fois modifiées. L'analyse des formations du Plio-Quaternaire peut donc apporter des éléments essentiels pour la compréhension des phénomènes à l'échelle globale.

L'évolution du climat à la fin du Pleistocène supérieur et à l'Holocène dans la région saharosahélienne est plus complexe, comme en témoignent l'évolution des isohyètes, relevées par Reichelt *et al.* (1992) pour les 140.000 dernières années BP et la succession ci-après proposée par Courel (1984) pour les derniers 35.000 ans BP.

Les méthodes d'analyse du Quaternaire sont comparables à celles utilisées pour les périodes plus anciennes. Elles sont exposées, entre autres, dans l'ouvrage de Miskovsky (1985). Au début des recherches préhistoriques, les industries humaines en pierre étaient les seuls fossiles chronostratigraphiques. Ils ne sont désormais plus les seuls (Laming-Emperaire, 1963). Les restes des vertébrés, des invertébrés et des végétaux, associés aux sédiments et à la géomorphologie, donnent des indications sur les milieux.

En géochronologie isotopique, les méthodes Rb-Sr et U-Pb ne peuvent plus être utilisées. Par contre on fera état de dates en U-Th, en particulier sur des carbonates, pour des périodes antérieures à 30.000 ou 40.000 ans et d'un grand nombre de données en ¹³C-¹⁴C pour la période postérieure. Ces dernières mesures sont faites soit sur des débris végétaux carbonisés, conservés dans des foyers ou employés comme dégraissant dans les céramiques (Commelin *et al.*, 1993), soit sur des coquilles. Les deux méthodes, appliquées aux mêmes objets, donnent souvent des résultats

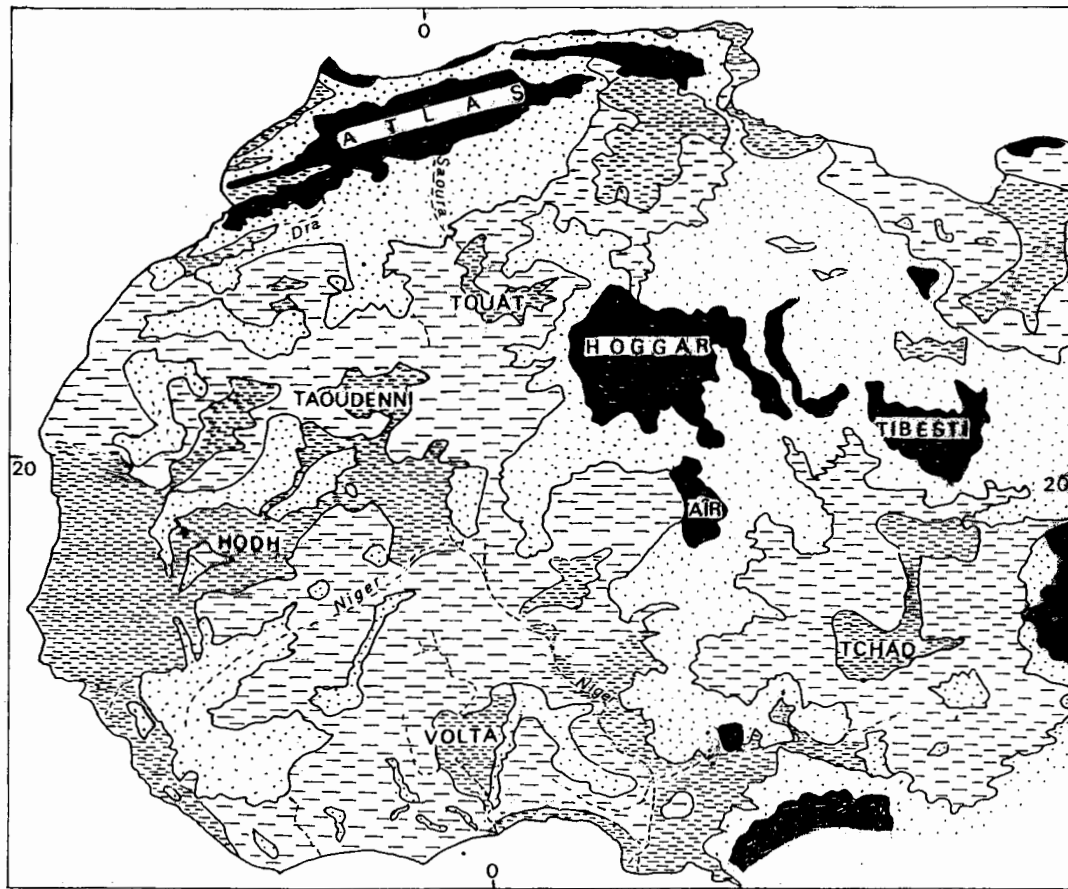


Fig. 10.1. - Esquisse hypsographique d'Afrique occidentale. Document consulté : Bonavia (2000, *inédit*).

En noir : principaux massifs montagneux.

Points : régions de collines, plateaux et plaines de moyenne altitude.

Tirets lâches : plaines de basse altitude (vers 300 m - 350 m env.).

Tirets denses : plaines et dépressions en général au-dessous de 300 m.

Un autre document à la même échelle établi par Guillot (1995, *inédit*) à partir des données DEM est analogue dans ses grandes lignes. Il montre cependant quelques différences : la communication des dépressions du Touat avec celles de Taoudenni et celles-ci avec celle du Hodh, mais par le Sud.

différents. «Avant 9.000a BP les âges au ^{14}C sont systématiquement plus jeunes que les âges U-Th, avec un maximum de différence de 3500a à 20.000a BP» (Bard *et al.*, 1990b). On doit rappeler que la méthode U-Th a été calibrée pour des sédiments marins, non soumis à des pollutions ultérieures. Or, dans les sédiments continentaux la migration latérale des eaux des nappes superficielles peut modifier les rapports U-Th. Ces eaux peuvent apporter en effet des éléments allochtones. Les âges obtenus selon cette méthode, souvent beaucoup plus vieux que les âges en ^{14}C , doivent donc être reçus avec réserves, en attendant de nouvelles confirmations (Lalou, *com. or.* 1993). D'autres méthodes, comme la thermo-luminescence, sont possibles mais ne sont pas encore couramment utilisées au Sahara. Toutes les dates seront désormais données en années BP (Before Present, c'est à dire avant la date arbitraire de 1950).

Climat actuel. Périodes humides et sèches de durée inégale.

950

Humide

1.250

Ruissellement, action du vent (déflation)

3.500

Pluvial : lacs, cours d'eau actifs, formation de ferricrètes et de calcrètes.

10.000

Période de transition aride-humide, ruissellement.

11.000

Aride (OGOLIEN II) : érosion active, déflation, formation de dunes; sebkhas.

15.000

Période de transition Pluvial-Aride : Ruissellement, formation de calcrètes, déflation.

17.000

Pluvial. Cours d'eau actifs, lacs, formation de ferricrètes, de calcrètes.

23.000

Période de transition : ruissellement, érosion.

25.000

Aride (OGOLIEN I) : déflation, accumulation de dunes, exportation des fines.

35.000

(d'après Courel, 1984)

Le relief

Tel qu'on l'observe aujourd'hui, le relief dépend de la nature du substrat, du climat et des déformations récentes. La surrection de l'Atlas saharien et de l'Anti-Atlas au Nord, et celle du Massif Central saharien (Tassilis et Hoggar) au Sud-Est sont les plus évidentes de ces déformations mais non pas les seules.

De l'Anti-Atlas et de l'Atlas saharien viennent des cours d'eau charriant de l'argile, du sable, des graviers qui se déposent sur la marge du Sahara. C'est le cas dans la vallée du Dra et celle du Guir-Saoura. Celle-ci entaille la hammada tertiaire (El Youssi, 1993), légèrement gauchie et relevée au Nord (Joly, 1962) et va, sous le nom d'oued Messaoud, se perdre 900 km au Sud dans la région de Reggan et la sebkha Mequerghane. Dans le Massif Central saharien où la pénélaine crétacée est portée, dans l'Atakor, à plus de 2000 m d'altitude (Rognon, 1967), les édifices volcaniques récents accentuent l'effet du bombement par rapport aux plaines environnantes ; celles-ci se situent vers 350 m d'altitude à l'Ouest, et 300 m à 350 m d'altitude au Nord et au Sud. De grands oueds en divergent : le système de l'oued Mya s'écoule vers le Nord, les oueds du Tanezrouft septentrional vers le Nord-Ouest et le Tamanrasset-Djoug vers le Sud-Ouest (Chorowicz et Fabre, 1996, 1997), etc. Un autre effet de ces bombements récents est son rôle dans la dynamique éolienne. Les images METEOSAT montrent que le Massif Central saharien divise l'Harmattan venant du Nord-Est en deux courants qui se réunissent 500 km à l'aval dans la région de Taoudenni. Les Monts d'Ougarta et les collines de Eglab jouent un rôle analogue, mais moindre (Fig. 10.2). D'autres déformations récentes, plus discrètes, exprimées par des failles ou des bombements locaux, ont aussi joué un rôle à plus petite échelle, par exemple sur le cours des oueds, donc des lacs ou des points d'eau, sites d'occupation humaine (voir Conclusions, § 2.1).

Un autre facteur du relief est l'alternance de climats de type aride extrême (= désertique) et aride atténué (méditerranéen et sahélien). Au second nous devons, comme l'ont montré les géomorphologues, les reliefs en inselbergs, les reliefs tabulaires et les écoulements fluviaux concentrés :

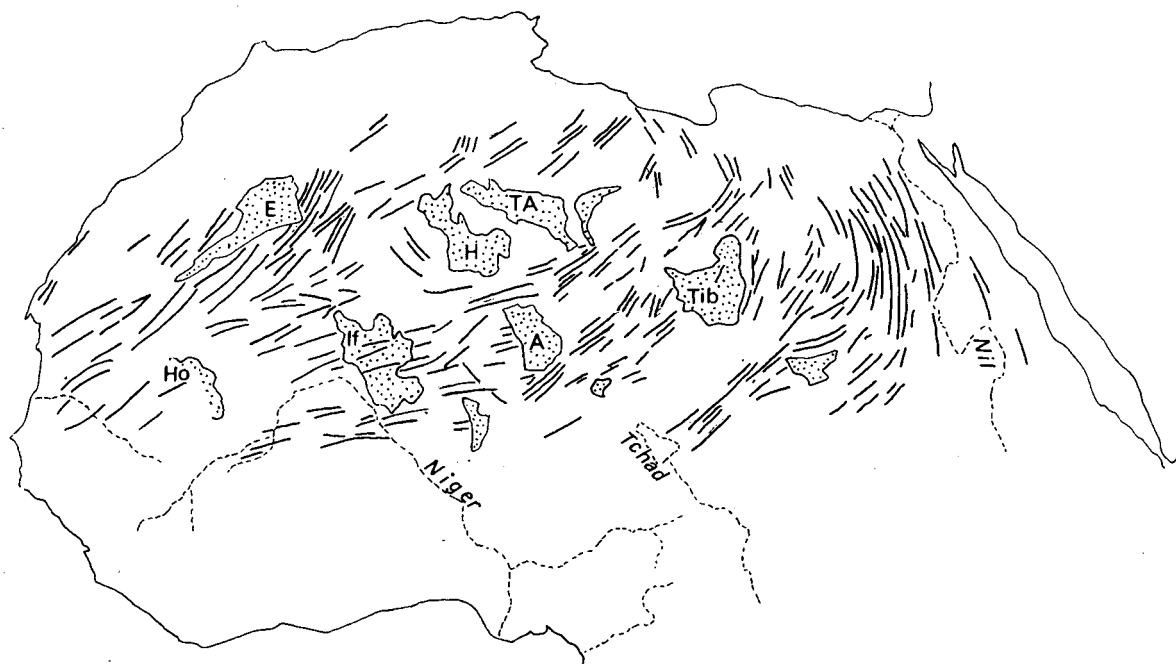


Fig. 10.2. - Trajectoires éoliennes trans-sahariennes d'après les enregistrements METEOSAT du 30/05/78 au 25/01/79. Lignes continues : lignes de dépôt de sable ou de corrasion à forte réflectance. En pointillé : les régions en relief. E : Eglab et Hank oriental, H : Hoggar, TA : Tassilis N'Ajjers, Tib : Tibesti, Ho : Hodh, If : Adrar des Iforas, A : Air (inspiré de Mainguet *et al.*, 1980).

- Les inselbergs : ces îles de roches dures (quartzites, plutons granitiques) se dégagent des pénéplaines cristallines dans les boucliers Regueibat et Touareg. L'adras Ahnet ou l'adras Tazat en sont des exemples.
- Les plateaux (hammadas), bordés de falaises entaillées de gorges étroites, dominent des glacis de pédimentation (King, 1963) modelés par des écoulements en nappes (sheet floods). Ces plateaux, tout au moins certaines grandes hammadas comme celles du Guir ou de Tindouf, ne correspondent pas à une couche définie mais à des surfaces d'érosion (Joly, 1962).
- Les buttes-témoins (gour) en avant des falaises.
- Les vallées, trop larges pour les oueds qui les empruntent encore. Dès 1955, Lelubre montrait que le réseau hydrographique du Sahara pouvait encore fonctionner, mais il est peu évolué. Le profil en long des talwegs montre de nombreuses ruptures de pente; les montagnes sont burinées de ravins profonds et jeunes; les dernières surrections ont provoqué des captures. En contre-bas, on passe de vallées larges à des plaines d'épandage où le réseau se désorganise. Le Tanezrouft, à l'Ouest du Hoggar, en est un bon exemple.
- Les regs : ces surfaces planes et nues, parfois immenses. Ils peuvent être autochtones comme celui du Tademaït (regs de dissociation à éléments plus ou moins anguleux) ou du Tanezrouft : regs d'excrétion dont les galets éolisés proviennent de la dissociation de sédiments antérieurs après enlèvement par le vent du matériel fin (Monod, 1973). Ils peuvent aussi être allochtones et dus à l'épandage d'alluvions et de limons.

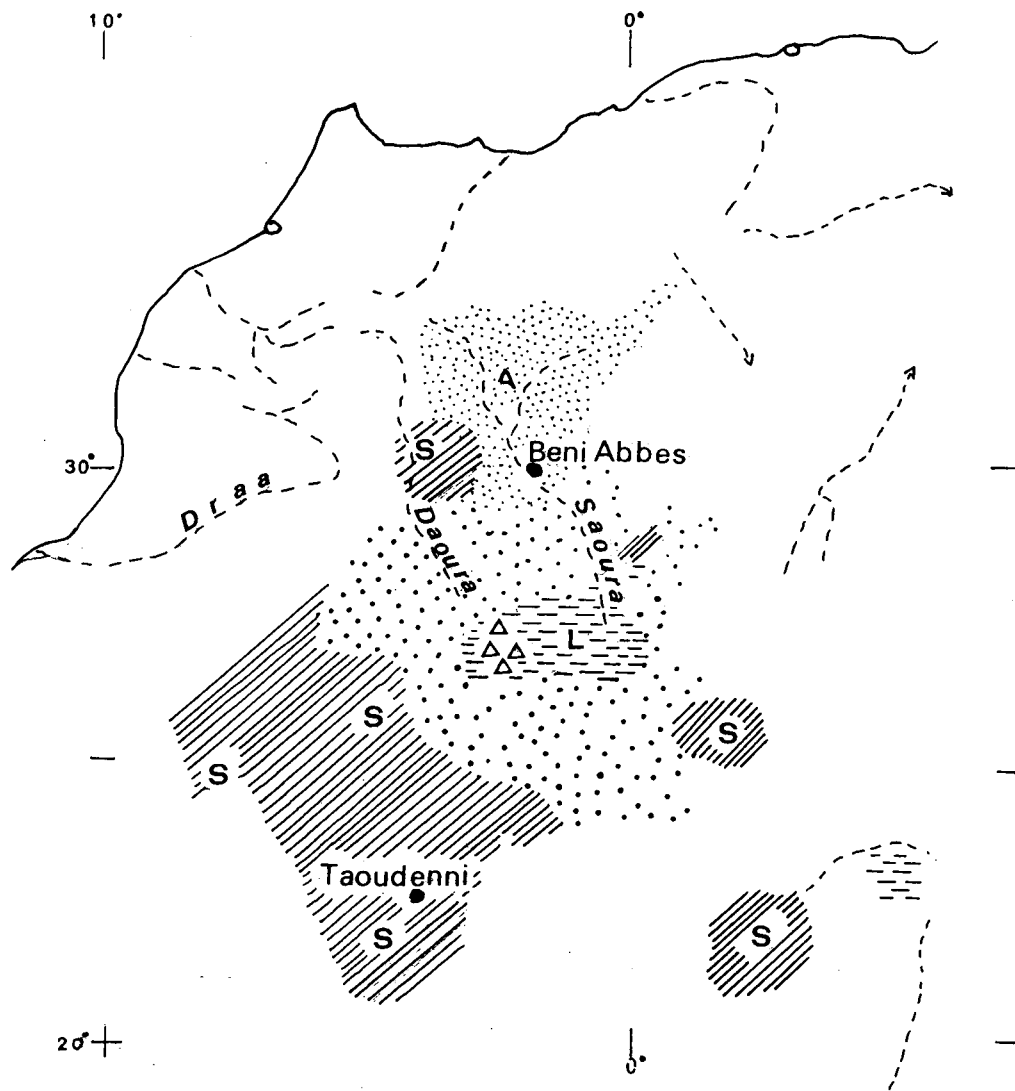


Fig. 10.3. - Paléogéographie du Sahara occidental au Plio-Villafranchien, d'après Conrad (1969) complété.

S: silicifications tardives.

A: dépôts fluviaux.

Pointillé large: dépôts fluvio-lacustres.

L (tirets): dépôts lacustres.

Triangles: faciès évaporitiques.

Même en période désertique, des crues exceptionnelles peuvent grignoter les terrasses des oueds et porter plus loin les sables des dunes qui les encomrent. La montée des saumures, au voisinage des sebkhas, délite les argiles et désagrège les grès (haloclastie). Les variations de température font éclater des roches tenaces comme les quartzites (thermoclastie), et, dans les montagnes ou les marges du désert l'humidité et le gel contribuent à la fracturation des roches (cryoclastie).

Mais c'est le vent qui est l'agent majeur. Comme le rappelle Monod (1973, 1985), il n'est pas plus fort et ne souffle pas plus souvent que dans les régions tempérées. Mais il est plus libre, au ras du sol, de soulever les poussières et les grains qui ne sont plus fixés par la végétation. Les paléosols et les roches, amenuisées par la thermoclastie, la cryoclastie, et l'haloclastie, fournissent du matériel meuble. Les particules fines (silts, argiles), aspirées en altitude, peuvent se déposer beaucoup plus loin, aux marges du désert, sous forme de loess, ou participer à la sédimentation dans les océans ou sur les continents voisins. Les sables, c'est-à-dire le résidu lourd, traînés par le vent, vont sculpter des buttes, profilées comme des sous-marins (yardangs), ou des galets à trois arêtes (dreikanter), avant de s'accumuler vers les marges du désert et former au Nord le Grand Erg Oriental et le Grand Erg Occidental et, au Sud-Ouest les massifs de la Majâbat al Koubrâ (Monod, 1958). Entre ces grandes zones d'accumulation, de minces nappes sableuses, ou des barkhanes isolées ou associées, ou encore de longs cordons linéaires comme ceux de l'Erg Chech, de l'Aouker ou du Waran (dans le Nord de la Majâbat); jalonent une zone, dite «de transfert» (Mainguet et Chemin, 1983) où les dunes se déplacent. Leur progression est, comme nous avons pu le constater dans le Nord de l'Erg Chech, de l'ordre de 1 à 10 m au maximum par an, un chiffre comparable à ce qui a été mesuré par Haynes (1989) dans le Nord-Ouest du Soudan (7,5 m par an) sur une barkhane décrite 57 ans plus tôt par Bagnold. Ainsi, un grain de sable, né au pied de l'Atlas saharien et poussé par l'Harmattan, mettra 100.000 ans à un million d'années pour traverser le Sahara.

de Wolf *et al.* (1972) distinguent plusieurs zones dans le Sahara d'aujourd'hui : du Semi-aride des marges du Désert à l'Aride modéré ou accentué de la région des grands ergs et de la Saoura jusqu'à

la zone Hyper-aride centrale. Dans celle-ci, caractérisée par d'immenses surfaces planes polygéniques et «*la tyrannie des actions éoliennes*», une zone hyper-aride franche comme le Tademaît montre encore des processus hydriques mineurs et quelques dalles de conglomérats ferrugineux au débouché d'oueds venus d'ailleurs et encore alimentés parfois en eau. Dans la zone dite «*hyper-aride accentuée*» comme la région d'In Salah ou de Reggan le sable éolien forme un mince tapis continu sur des surfaces plates; les dunes sont petites; des cuvettes (superscoop) et des surfaces d'ablation éoliennes se développent (Langford et Chan, 1988, 1989; Lancaster, 1988, 1992).

La Vie subsiste cependant partout. En zone hyper-aride, celle de frêles graminées ou de certains conchostracés ne se manifeste qu'à l'occasion de pluies et bien des années peuvent s'écouler entre deux averses. Pour Schulz (1991) «*le désert dans le Sahara est caractérisé par la végétation permanente contractée. Vers le Nord, il trouve ses limites vers les formations arbustives du semi-désert, et la limite méridionale est manifestée par la transition à une végétation diffuse dans le complexe d'Acacia-Panicum... Les savanes d'Acacia-Panicum sont différentes des savanes sahariennes..., et par la composition floristique elles sont sahariennes. Elles sont à classer comme savanes sahariennes. Dans ce contexte, le Sahara est divisé dans le semi-désert, le désert et la savane saharienne*».

Variations climatiques et choix des sites décrits

Dans ce monde minéral où la Vie ne s'exprime que par de rares buissons et les traces fugitives du Rhamphous, du Dhop ou de la Gazelle, on se plaît à imaginer de l'eau qui court dans le lit de l'oued, aujourd'hui tout sec, et dévale dans ses cascades, de l'herbe et des bouquets d'arbres sur ses berges, et, au lieu de la sebkha étincelante, un lac d'eau claire où glissent perches et silures, tandis que dans les roseaux, aujourd'hui momifiés, les hippopotames gargouillent et que sur la plage des familles de pêcheurs font la cuisine, affûtent leurs outils, devisent et jouent. Le Sahara a connu en effet des temps où il n'était pas Le Désert. Mais il y eut, dans le Passé, des Saharas plus grands et plus arides que le nôtre. C'est cette succession de phases sèches et de phases humides que l'on peut lire dans les sédiments du Plio-Quaternaire. Ces

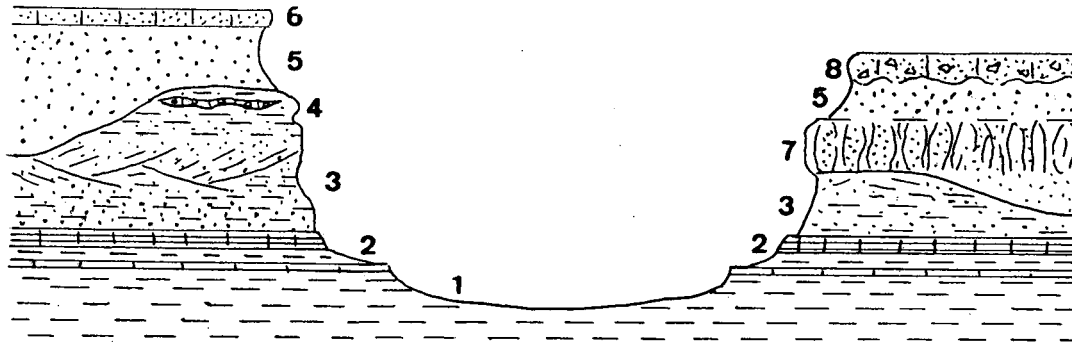


Fig. 10.4. - Coupe du Plio-Villafranchien entre Kalouche et Bir-el-Ksakis (erg Chech) tirée de Conrad (1969), simplifiée.

- 1: argilites vertes à poissons (Percidés et Siluridés).
- 2: bancs de calcaire blanc à ostracodes dans les argiles vertes.
- 3: argilites sableuses vertes.
- 4: lentilles de calcaire oolitique lacustre.
- 5: sable.
- 6: calcaire gréseux = sommet du Plio-Villafranchien.
- 7: grès "à orgues".
- 8: croûte calcaréo-gréseuse du Villafranchien supérieur (q1b). Hauteur de la coupe : 13 m.

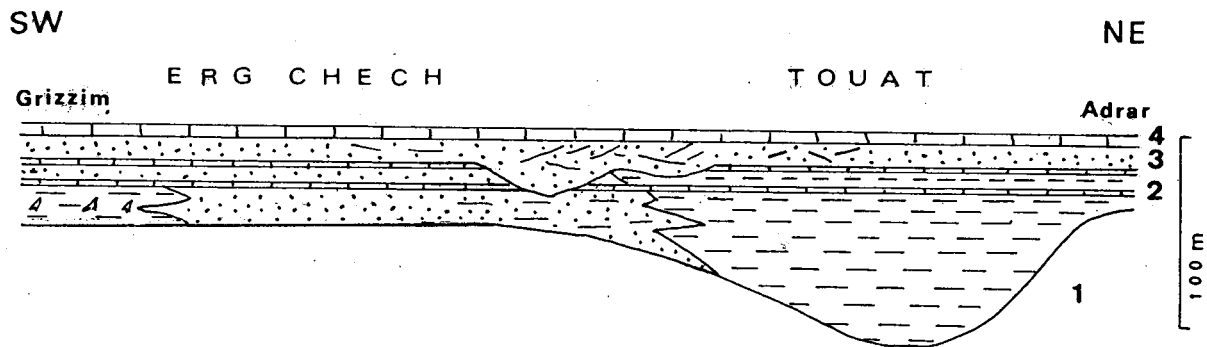


Fig. 10.5.- Schéma du Plio-Villafranchien, entre Adrar (dépression du Touat) et Grizzim (erg Chech), soit 400 km, repris de Conrad (1969). De bas en haut :

- 1: argiles vertes à poissons dans la dépression du Touat, passant dans l'erg Chech à des argiles sableuses (contenant encore des poissons) et des faciès lagunaires.
- 2: sables et calcaires dolomitiques lacustres.
- 3: sables passant à des lumachelles à ostracodes.
- 4: calcaire dolomitique à characées.

dépôts, leur nature, leur succession, différent d'une région à l'autre : nous esquisserons donc quelques types de séquences qui nous ont paru significatifs. Ils ont été, avec bien d'autres, décrits de façon plus complète dans les ouvrages cités.

On évoquera d'abord le Quaternaire du Sahara septentrional, en commençant par la Saoura, puis le Bas-Sahara, limité au Nord, comme la Saoura, par l'Atlas. Il l'est aussi au Sud par les Tassilis N'Ajers et l'Hoggar. Après une brève comparaison avec le Shati libyen, on indiquera quelques points forts révélés par l'étude géomorphologique de Rognon (1969) sur les montagnes de l'Atakor, dans le massif Central saharien. Le système du lac Tchad, étudié par l'équipe de l'ORSTOM, représente en quelque sorte le pendant méridional de celui de la Saoura. Il est alimenté par le Chari, venu de régions tropicales plus humides. Par contre, à l'Ouest, l'ensemble constitué par les lacs de la dépression de Taoudenni est typique d'un milieu endoréique, aujourd'hui sous climat hyperaride. Les formations mauritaniennes se situent vers les mêmes latitudes mais à la frontière entre Sahara et Océan. Elles permettront aux futurs stratigraphes du Quaternaire d'établir des corrélations avec les échelles du Plio-Quaternaire marin des pays voisins.

On présente ici une sélection de «cas»; beaucoup d'autres ne sont pas cités. On verra que le Pliocène et le Quaternaire ancien sont réduits à la portion congrue : ils sont en effet encore mal connus. Dans tous les cas, on observe l'alternance de dépôts ou de formes d'érosion décrites comme arides ou humides, désertiques ou sahéliennes. Longtemps ces qualificatifs sont demeurés très subjectifs. Mais, avec les progrès des méthodes d'analyse, on peut aujourd'hui en définir les paramètres : nébulosité, brumes sèches, rayonnement, température, précipitation, vent, humidité, évaporation (Courel, 1984).

2. LE PLIO-QUATERNAIRE DE QUELQUES SITES SAHARIENS

2.1. Le Plio-Quaternaire de la Saoura (Sahara nord-occidental)

Peu après leur dépôt ou leur encroûtement au Néogène, les deux grandes hammadas du Sahara nord-occidental sont légèrement déformées et

acquièrent une faible pente vers le Sud. Ainsi la hammada du Guir, dont la surface à l'Ouest de Béchar se trouve à plus de 1000 m d'altitude passe, à 200 km de là, au-dessous de la cote 500 dans la région de Béni Abbès. 300 km plus loin, au Sud d'Adrar, la surface anté-Quaternaire qui la prolonge se trouve, en certains points, au-dessous de 200 m. Des rivières, venues du versant méridional de l'Atlas, comme le Guir ou la Zousfana, vont s'y encaisser. La Saoura, devenue vers l'aval Oued Messaoud, alimente les lacs du Touat, la dépression de Reggan, et sans doute, autrefois, la Sebkha Mequerghane (le secteur le plus bas de la région) à travers les chicanes du Bled El Mass. Faute de dates précises, il n'est pas possible ici de situer la limite entre le Pliocène et le Quaternaire. Aussi beaucoup d'auteurs, comme Conrad (1969), utilisent le terme de Plio-Villafranchien pour la période qui couvre la fin du Néogène et le Quaternaire inférieur.

2.1.1. Pleistocène inférieur : Aïdien, Mazzerien, Taourirtien (Plio-Villafranchien et Villafranchien supérieur)

Les couches de base du Plio-Villafranchien nous renseignent sur les conditions climatiques qui ont pu régner à la fin du Néogène. Au Nord, des dépôts de piedmont, des sédiments fluviaux et des paléosols ferrugineux, parfois remaniés sous forme de grenaille de goéthite; dans la Sebkhet el Melah (Sud-Est des Monts d'Ougarta), alimentée par la Saoura, c'est une croûte calcaire fossile. A l'aval, les lacs du Touat et de l'Erg Chech reçoivent une sédimentation argileuse, carbonatée et gypseuse. C'est le cas des calcaires à ostracodes, gastéropodes et characées de la hammada Chammar, à l'aval de la Sebkhet El Melah. Dans l'Erg Chech, Conrad (1969) décrit un vaste lac où se sont déposés des argiles à poissons et des calcaires à ostracodes. Il s'étendait dans le Nord-Est de l'erg entre la région de Kalouche au Nord (27°15'N env) et celles de Rezeg Allah au Sud (vers 26°30'N) La géophysique et les images satellites y suggèrent l'existence d'une voussure Est-Ouest ou NE-SO. Leurs environs humides devaient être couverts par une savane dont les termitières ont été retrouvées, fossilisées. Dans le Villafranchien supérieur (Pleistocène inférieur)

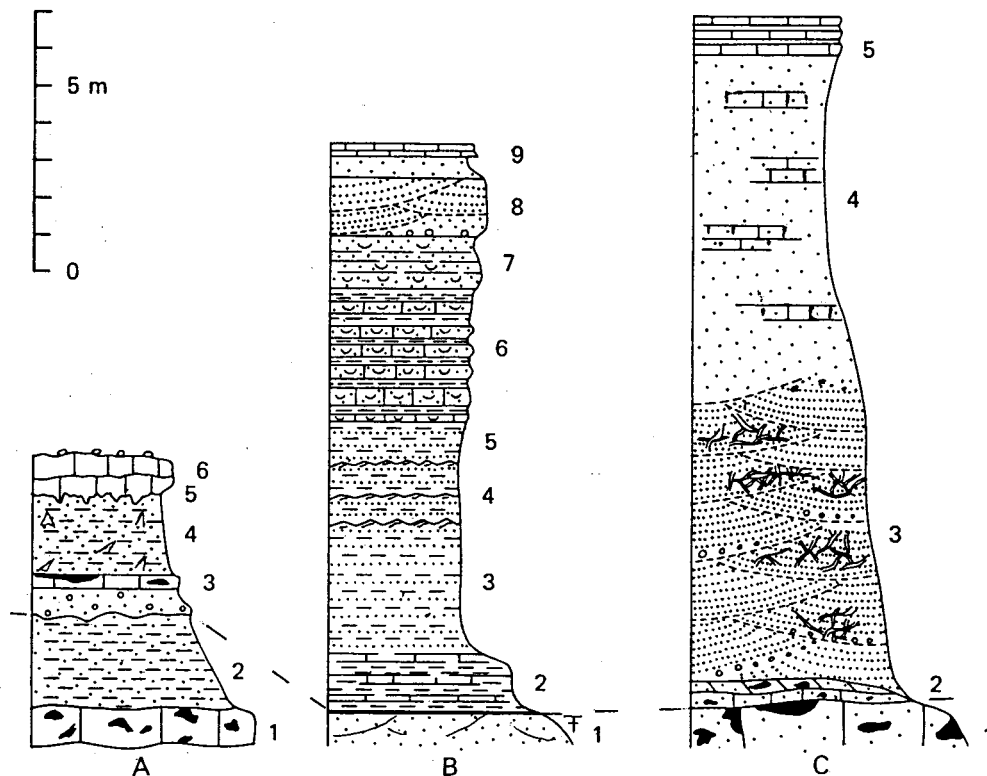


Fig. 10.6. - Trois coupes dans le Plio-Villafranchien d'après Conrad (1969).

A. Plio-Villafranchien et son substratum près de Hassi Sguilma (vallée de la Saoura).

- 1: calcaire dolomitique gréseux et gypseux à fausses brèches siliceuses.
- 2: Torba sable marneux verdâtre ou ocré.
- 3: grès mal consolidé à grenaille de goethite et fragments patinés de quartz, de calcédoine et de grès. Cette couche qui repose sur divers niveaux de la Torba forme la base du Plio-Villafranchien.
- 4: sable gypseux verdâtre.
- 5: calcaire pulvérulent blanc = Villafranchien supérieur.
- 6: croûte calcaréo-gréseuse.

B. Au Nord de l'erg El Krebs (erg Chech).

- 1: Continental Intercalaire : grès grossier beige à os de dinosauriens.
- 2: argile verte à poissons = base du Plio-Villafranchien.
- 3: argile verte et sable argileux.
- 4: sable verdâtre lité, niveaux à fines stratifications de rides.
- 5: argile verte à petits lits sableux.
- 6: alternance d'argile verte et de lits à ostracodes, joints couverts de pistes et de rides, au sommet : os de poisson.
- 7: sable à lits argileux, ostracodes et os de poisson.
- 8: "grès à orgues".
- 9: sable fin surmonté par un calcaire dolomitique un peu silicifié.

C. A l'Est de l'erg Aamira (hammada Chammar).

- 1: calcaire gréseux silicifié attribué au Néogène.
- 2: croûte de calcaire gréseux à silex remaniés.
- 3: sable rouge grossier et zones calcaires à moules de racines (paléosols).
- 4: sable fin et calcaire blanc.
- 5: calcaire blanc en plaquettes, à characées et ostracodes (= lac).

apparaissent les premières traces d'industrie humaine sous la forme de «galets aménagés».

De la fin du Pliocène jusque vers 7000 ans BP, le réseau des grands oueds sahariens acquiert la forme que nous lui connaissons. Des cailloutis dans les vallées témoignent d'une activité torrentielle; des croûtes calcaires empâtent les surfaces.

C'est à la période du Villafranchien supérieur (Pleistocène inférieur) que Conrad (1969) attribue les «cordons» figurés sur la carte des pétroliers dans l'Erg Chech (B.R.P. 1956, et carte géologique d'Algérie, 1970), et ceux de la hammada Chammar (Fig. 10.8). Ces «cordons» représentent ce qui reste du remplissage de chenaux fluviaux par des sables et des graviers cimentés précocement et mis en relief par l'érosion. Ces chenaux apparaissent aujourd'hui comme des collines allongées, ou des chapelets de buttes, sinuant d'Ouest en Est dans l'Erg Chech, aux deux tiers couverts par les dunes, et du Nord au Sud sur la hammada Chammar. Ils sont, en ce dernier lieu, enrobés par une croûte calcaire. Lorsqu'à la faveur d'une piste ils ont été entaillés, on peut observer au coeur de ces cordons des argiles gris-vert et des grès grossiers à galets arrondis, de plusieurs cm parfois. Ces grès occupent le fond du chenal. Le matériel détritique paraît d'origine locale. C'est le cas des débris d'agathes rouges de type volcanique qui proviennent de la base du Continental Intercalaire voisin, de minéraux lourds (Touhari *et al.*, 1996), et des rognons siliceux blonds de type hammadien.

Un grand lac subsiste dans l'Ahnet. Il est alimenté par des rivières venues de l'Hoggar. Des *Cardium* (= *Ceratodesma*) y pullulent, constituant de véritables lumachelles, sur plusieurs mètres d'épaisseur. L'origine de ces mollusques, plus connus dans le milieu marin, est mal élucidée. On les connaît aussi dans le Bas-Sahara et en Egypte (Plaziat, 1991). Un autre lac existait dans le Sud de l'Erg Chech (Conrad, 1969). Or ces lacs n'ont pas d'exutoire évident aujourd'hui. Que sont devenus le gypse et le sel qui auraient dû se déposer au moment de leur assèchement ? Quel a pu être le rôle du vent dans le déblayage de ces dépressions ? Enfin une incertitude demeure quant à leur âge véritable. Si la stratigraphie les situe dans le Pleistocène inférieur (avant 700.000a BP), la géochronologie les rajeunit. Cela vient-il du choix des échantillons analysés ? De plus, suivant la méthode employée les résultats divergent (Causse *et al.*, 1988) : 20.000a BP à 40.000a BP en ¹⁴C, ou

80.000a BP à 100.000a BP en U-Th. Ils situent les sédiments analysés dans le Pleistocène supérieur. Enfin Icole et Page (1987) remarquent que la diagenèse des dépôts coquilliers est la même que celle de sédiments réputés plus jeunes. Un double problème est donc posé : celui de l'existence probable de plusieurs épisodes lacustres et celui de la contamination des sédiments par des eaux issues de grès ordoviciens dont on sait qu'ils peuvent être uranifères.

Des cuirasses ferrugineuses ont été décrites dans les environs. Elles ont d'abord été interprétées comme les témoins d'une remontée vers 26°-27°lat. N de la zone tropicale à saisons alternées tandis qu'au Nord, des croûtes calcaires contemporaines et des écoulements torrentiels suggèrent un climat plus aride. De fait, ces «*cuirasses géochimiques*» (De Wolf *et al.*, 1972) n'auraient pas de signification climatique aussi précise qu'on l'a dit, dans les terrains ravinés périphériques du Massif Central saharien.

2.1.2. Le Pleistocène moyen (700.000a BP à 120.000a BP) (Ougartien)

Le Pleistocène moyen serait, *grosso modo*, représenté par les cailloutis versicolores et les marnes gypseuses et sableuses de l'Ougartien (Alimen *et al.*, 1959; Chavaillon, 1964) qui forment des terrasses le long des oueds des monts d'Ougarta et de la Saoura. Celle-ci ravine les terrasses «taourirtiennes» à galets aménagés du Pleistocène inférieur. Alors que, dans ces dernières, une grande partie du matériel détritique venait des montagnes du Nord, à l'Ougartien plus de la moitié provient des environs immédiats et a donc été apportée à la Saoura par ses affluents sahariens. Elle témoigne donc bien d'un Pluvial local. Dans ces dépôts, Chavaillon (1964) distingue 5 séquences secondaires avec un début humide et une fin aride. La base de la formation a livré des éclats et des galets aménagés, et le sommet, des outils évolués de l'Acheuléen final. On peut y suivre ainsi l'évolution de l'industrie humaine sur 300.000 à 400.000 ans. Conrad (1969) attribue la formation des *daïas* qui parsèment la hammada du Guir et les limons décalcifiés qui en tapissent le fond à des phénomènes karstiques de dissolution et de lessivage pendant les période humides. Il attribue

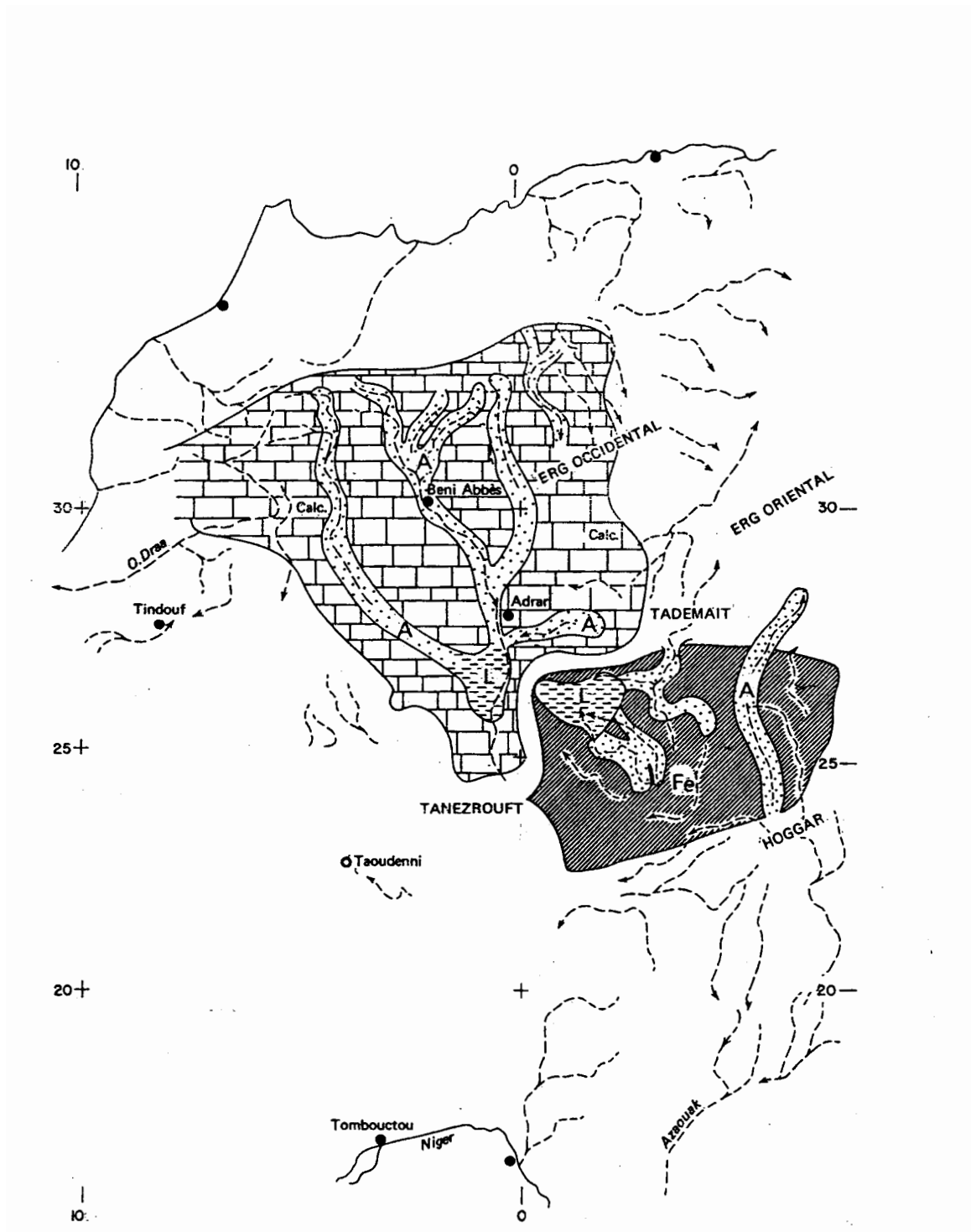


Fig. 10.7. - Paléogéographie du Sahara occidental au Villafranchien supérieur. A: conglomérats fluviaux. Calc: domaine des encroûtements calcaires. L: lacs à *Cardium*. Fe: domaine des cuirassements ferrugineux. (D'après Conrad, 1969).

la constitution du premier Grand Erg Occidental à l'Aride qui suivit.

2.1.3. Le Pleistocène supérieur (120.000a BP à 10.000a BP) (*Saourien*)

«Après l'époque où s'épanouit la vie humaine... une phase d'érosion intense a entamé les cailloutis fluviatiles à Acheuléen. Les grands ergs de sable ocre se sont formés, non seulement l'Erg Chech (Conrad, 1969), mais aussi à mon sens, le Grand Erg Occidental (Alimen, 1982). Après cette phase aride suit l'importante sédimentation du Saourien, ennoyant les dépôts à Acheuléen» (Alimen, 1987). On peut imaginer que c'est à cette phase d'érosion de 120.000 ans BP que l'on doit la mise en relief des chenaux anciens (les «cordons») de l'erg Chech et de la hammada Chammar. C'est une période de ravinement et de sédimentation où des vallons ont pu atteindre le substratum. Elle est représentée par des cailloutis, des marnes à gastéropodes, des travertins à végétaux mais surtout des sables qui constituent une terrasse dans la vallée de la Saoura, d'où le nom qui lui a été donné : le Saourien (Chavaillon, 1964). Les sédiments proviennent du démantèlement des terrasses du Pleistocène inférieur et moyen (Mazzérien et Ougartien), très sableuses. Duplaix (*in* Alimen *et al.*, 1964) a noté des minéraux lourds (amphibole, pyroxène) issus sans doute des roches basiques qui affleurent dans le secteur. Les sables proviennent aussi du Grand Erg Occidental. Poussées par les vents du Nord-Est certaines dunes auraient barré la vallée comme cela se produit maintenant, et créé des lacs. D'autres petits lacs se formaient sur les plateaux tandis que des travertins s'édifiaient près des sources. Chavaillon (1964) distingue 5 «stades» sédimentaires, constitués par la superposition de sédiments fluviatiles et lacustres et des sables éoliens. Le premier et la base du second ont livré une industrie de type Atérien. Les hommes ne vivaient pas dans le lit de la rivière mais sur les berges.

La suite de la sédimentation suggère à Chavaillon une succession de pulsions arides et de retours humides, s'inscrivant dans l'arrivée progressive de l'aridité. Jusqu'à ces dernières années, les âges en ^{13}C - ^{14}C situaient la fin du pluvial Saourien aux alentours de 20.000a BP à 18.000a BP. Causse *et al.* (1988) remettent en question ces dates par des mesures en U-Th sur des

dépôts carbonatés de l'erg Chech et de l'Ahnet 300 à 400 km au Sud. Pour ces auteurs «le dernier Humide Pleistocène du Sahara Nord occidental daterait de 80-100.000 ans». Cette opposition est en fait illusoire et vient d'un manque de corrélations de terrain : les lacs du Sud correspondent sans doute au maximum de l'Humide, tandis que les échantillons plus jeunes de la Saoura dateraient les derniers marigots d'une période déjà plus sèche, mais encore vivable, ce qui confirmerait l'impression de Tillet (1993), étudiant les sites de l'Homme Atérien. Quoi qu'il en soit, le grand désert du Pleistocène terminal paraît s'installer progressivement entre 100.000 et 30.000 ans. Ce dernier Aride va culminer entre 18.000a BP et 10.000a BP. C'est à lui (= Aride Ogolien de Mauritanie) que Conrad attribue la naissance du Grand Erg Occidental sous sa forme actuelle.

2.1.4. L'Holocène (*Guirien*)

A l'Holocène une terrasse (= Terrasse guirienne de Chavaillon, 1964) s'édifie en contrebas de la terrasse saourienne (Fig. 10.9 à 10.11). Le lit de la Saoura s'est abaissé de 20 à 25 m. Faut-il, avec cet auteur, attribuer ce surcreusement à une période de fortes précipitations méditerranéennes sur l'Atlas ? On doit aussi envisager une cause tectonique : la subsidence de la cuvette du Touat entraînant un abaissement du niveau de base de la Saoura-oued Messaoud, et le jeu de la grande faille NO-SE que longe la Saoura et qui a provoqué la capture indiquée plus haut (Fig. 10.8). L'un et l'autre auraient une cause commune : leur position dans une zone mobile sur le linéament du Tibesti dont Guiraud *et al.* (2000) viennent de révéler l'existence.

Dans 5 à 6 m de sables et de marnes brun-rouge et orangé et des cailloutis de cette terrasse, Chavaillon distingue un Guirien inférieur fluviatile, un Guirien moyen, lacustre et fluviatile, et un Guirien supérieur, lacustre et fluvio-éolien. Il a trouvé des vestiges néolithiques et des oeufs d'autruche dans les marnes de la berge. A Hassi Zguilma, au Nord de Béni Abbès, deux lits de travertins guiriens ont été datés en ^{13}C - ^{14}C de 9030a \pm 400a BP et de 7725a \pm 350a BP (Alimen, 1987).

Dans la vallée du Guir, à l'amont, le matériel détritique proviendrait de la plaine de Bou Anane,

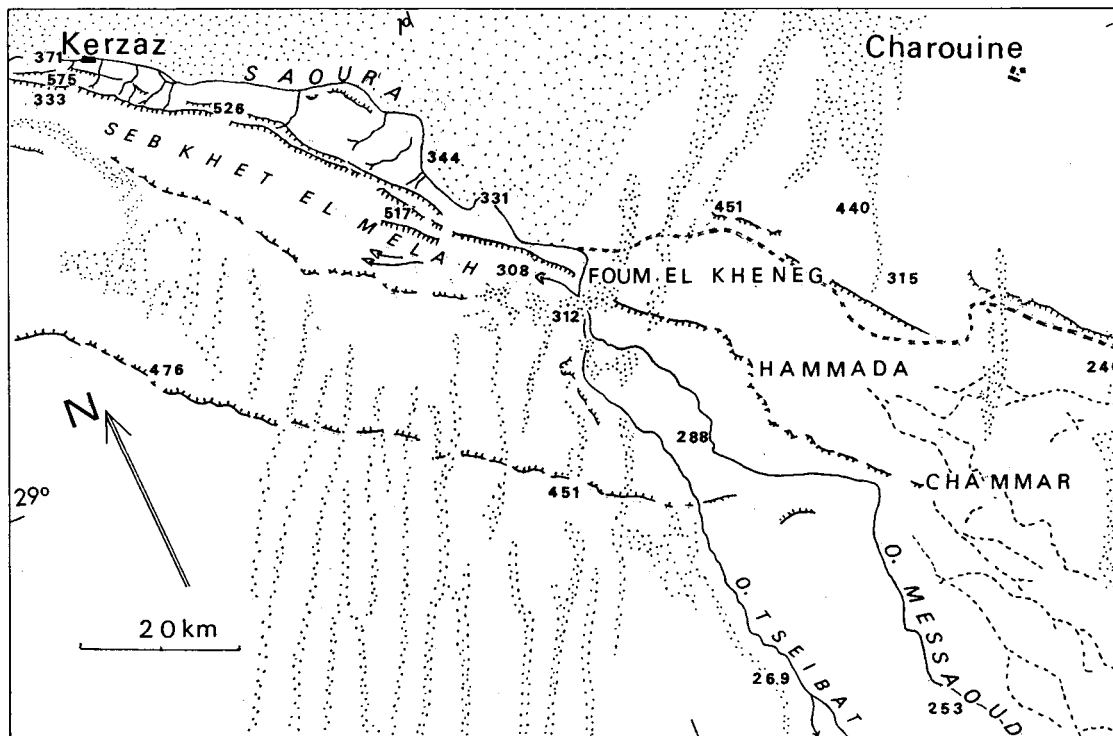


Fig. 10.8. - Les cours successifs de la Saoura en aval de Kerzaz.

Aujourd'hui, l'oued qui coule à Kerzaz sur un plateau à 370-330 m d'altitude, fait un coude brusque en descendant par le Foum El Kheneg jusqu'au niveau de la Sebkhet El Melah (308 m). En temps de crues normales l'oued, barré par un cordon de dunes, va remplir la Sebkhet et s'y évapore. Lors des crues exceptionnelles, il le franchit et s'étale dans la plaine (moins de 300 m d'altitude), sous le nom d'oued Messaoud et Oued Tseibat.

On doit considérer le coude du Foum El Kheneg comme une capture récente due au rejeu de la grande faille régionale NO - SE qui limite l'Ougarta. En effet, un cours antérieur a été repéré sur image satellite TM par Hervouet. Indiqué par un double trait discontinu, il allait alimenter la zone des oasis au Nord d'Adrar.

Les cordons en relief de la Hammada Chammar décrits par Conrad (1969), et re-étudiés récemment (Touhari *et al.*, 1996), ont été reportés par des tirets d'après une image SPOT. Ils représentent des écoulements plus anciens encore, attribués par Conrad au Villafranchien supérieur (Pleistocène inférieur).

au pied du Haut Atlas où le Précambrien affleure dans les trous de la couverture mésozoïque. Ce peut être l'une des patries des minéraux lourds décrits par Duplaix (Alimen *et al.*, 1964). Dans la vallée de la Saoura et celle de l'oued Messaoud qui lui fait suite, les sables ont une origine locale et ont été empruntés, entre autres, à la terrasse saourienne.

Chavaillon (1964) et Conrad (1969) ont décrit des formations lacustres et palustres dans le Grand Erg Occidental, les monts d'Ougarta, le Touat et l'Erg Chech. Dans les sables et les marnes à gastéropodes (*Melanopsis*, *Melania*), s'intercalent des travertins à *Phragmites* et des sols marécageux. Chavaillon décrit, dans les couches de base, une industrie mésolithique «hemamienne». Celle-ci précède l'industrie néolithique à pointes de flèches et poteries trouvée en place au-dessus. Dans l'Erg Chech, des lacs et des marais s'allongeaient au pied des cordons Nord-Est-Sud-Ouest du Pleistocène supérieur (§ 1.1.3). Le sol noir d'une de leurs berges a livré un outillage néolithique. Sa matière organique a donné, en ^{13}C - ^{14}C un âge de 6420 ± 190 a BP (Alimen, 1987). Aujourd'hui les plus fortes crues du Guir et de la Zousfana parviennent encore dans la dépression du Touat à l'Ouest d'Adrar; celle de Reggan aurait été atteinte en 1915 (Rognon, 1989). Autrefois, elles franchissaient le Foug Hassi Taïbine et, à travers les chicanes des crêtes paléozoïques du Bled El Mass, parvenaient dans l'énorme sebkha Meqerghane. Mais, déjà au Sud de Reggan, la quasi-totalité des argiles et sables apportés par l'eau ont été déposés, la dépression du Touat jouant un rôle de «dessableur». Aussi les tranchées faites par la Recherche Minière y montrent un Quaternaire mince. Au-delà du Foug Hassi Taïbine, l'Holocène, réduit à un reg à dragées, repose sur quelques cm de sables rouges éoliens que l'on peut attribuer à l'Aride Saourien (Ogolien) et qui surmontent, à leur tour, des argiles à lits de gravier qui paraissent l'équivalent des dépôts de l'humide Saourien.

2.2. Le Bas Sahara

Une vaste dépression (150 m à 300 m d'altitude), occupée en partie par le Grand Erg Occidental et le Grand Erg Oriental : tel apparaît aujourd'hui le Bas-Sahara quaternaire dont Aumassip (1986) a donné une description

remarquable. Elle en définit ainsi les limites : les Monts des Nementchas (Atlas saharien) au Nord; à l'Ouest la Dorsale Saharienne au sens d'Estorges (1967) et le Grand Erg Occidental; au Sud les plateaux du Tademaït et des Tassilis N'Ajjers en avant du Massif Central saharien (Hoggar). Cette dépression s'ouvre au Nord-Est sur le golfe de Gabès et la Méditerranée. Elle s'étend sur 700.000 à 720.000 km² entre 34° ou 35° de lat. N (= celle des Chotts) et 28° ou 29° de lat. N (= le Tademaït), et en longitude, de 3°E (= la Dorsale Saharienne) à 10° ou 11°E. Elle correspond ainsi à peu près au «Bassin des Chaambas» de Lefranc ou au Bassin du Melrhir de Dubief, ou encore au «Bassin triasique» des géologues pétroliers.

C'est un pays de vallées peu profondes et de plateaux bas. Les grands oueds venus de l'Atlas Saharien n'y pénètrent guère car ils sont drainés par les chotts Melrhir, Rharsa et Djerid, au-dessous du niveau de la mer dans le Sud-Tunisien. De grands oueds arrivent du Sud : l'oued Mya qui vient du Tademaït, et l'Igharghar des Tassilis. Ils confluent dans l'oued Rhir et traversent toute la dépression. Leurs grandes vallées sont de nos jours obstruées par les dunes. Seules des crues exceptionnelles en raniment une partie pendant quelques jours. Aumassip cite celles de 1848, de 1901 et de 1951, soit environ une tous les cinquante ans. La dissection de la dalle carbonatée pourrait dater du Mio-Pliocène ou du tout début du Quaternaire, au moment de l'assèchement des grands lacs. Les formes du relief sont déjà caractéristiques d'un climat aride et les dépôts lacustres sont surmontés de cailloutis étalés par des pluies violentes : premier signe d'une apparition de l'aridité. L'oued Mya et l'oued Rhir révèlent, comme la «Dorsale saharienne», la présence en profondeur des zones de faiblesse subméridiennes anciennes que nous connaissons bien. Ces linéaments sont demeurés vivants tandis que l'épirogenèse de l'Atlas et du Massif Central saharien et la subsidence de la zone des Chotts déterminent le sens d'écoulement des eaux. Aumassip (1986) rappelle que «*les déformations qui affectent parfois le Mio-Pliocène*» (au pied de l'Atlas, à El Hadjira par exemple) «*sont rapportées au Quaternaire ancien, au Villafranchien pour la phase majeure*» et de son côté Boudjema (1987) attribue «*à une phase compressive N-S à N20° post Villafranchien*» la flexuration du Mio-Pliocène sur des accidents Nord-Ouest et Est-Ouest.

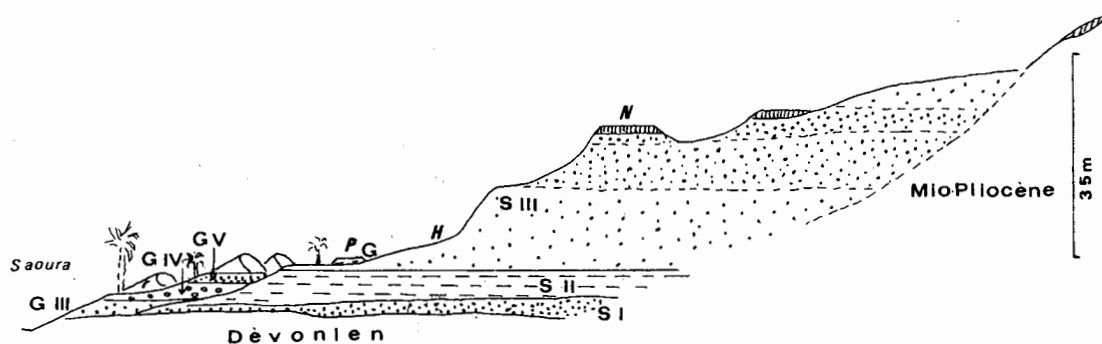


Fig. 10.9. - Coupe à Hemama, 4 km au Sud-Est de Béni Abbès, montrant sur la rive gauche de la Saoura les terrasses alluviales saouriennes (S I, S II, S III) et guiriennes (G, GIII, GIV, GV), d'après Chavaillon (1964).
H : industrie à faciès Hémamien, N : Néolithique, P : poteries et silex.

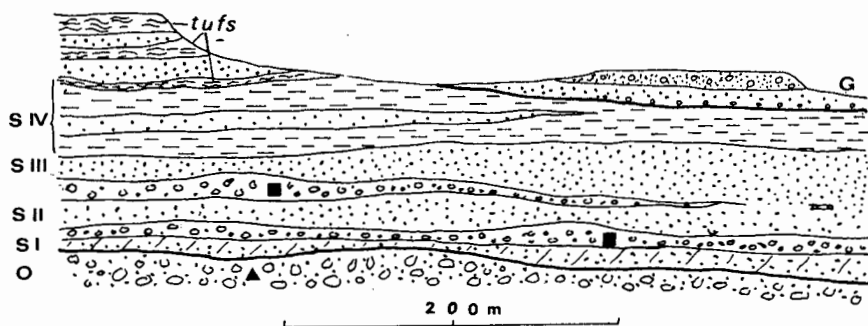


Fig. 10.10. - Coupe à travers la terrasse de l'oued Ouchtat, dans les Monts d'Ougarta. Formations ougartiennes (O), saouriennes (S I à S IV) et guiriennes (G) et position des industries de l'Acheuléen supérieur (triangle) et de l'Atérien (carré), (tirée de Chavaillon, 1964, p. 225, simplifiée).

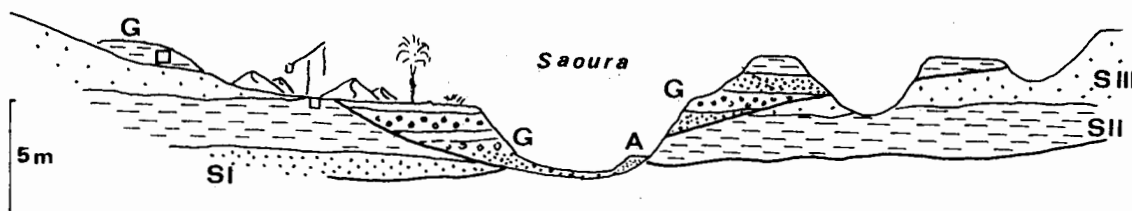


Fig. 10.11. - Coupe à travers la vallée de la Saoura, au Sud de Béni Abbès, tirée de Chavaillon, 1964, p. 256, simplifiée.
Formations guiriennes (G) et saouriennes (S I à S III). Les unes et les autres reposent sur le Dévonien supérieur (en blanc).
Carré vide (au sommet de la terrasse à gauche) : poteries et silex.

Les grandes vallées sont aujourd'hui desséchées; mais ont-elles connu, au Quaternaire, un écoulement permanent pendant les périodes humides ? C'est possible mais avec quelques réserves. Aumassip déduit, de la répartition et de la nature des sites préhistoriques, que lors des périodes humides, les Hommes ont vécu dans le lit des oueds et non sur les rives (donc à l'inverse de la Saoura). Ils trouvaient l'eau nécessaire à leur vie non dans des écoulements superficiels temporaires (qui auraient balayé les campements) mais à l'émergence de nappes aquifères sous forme de sources d'eau douce et de mares dont la répartition est suggérée par les puits et les sebkhas d'aujourd'hui. Il en est de même pour les points d'eau, les lacs et les marais du Grand Erg Occidental.

Ces nappes sont la nappe phréatique qui imbibe la base des sables du Grand Erg Occidental, et des nappes profondes comme celle du Continental Intercalaire, qui émergent à la faveur de flexures ou de failles du substratum. Il n'y aurait pas eu de grands lacs d'eau libre, peut-être parce que cette partie du désert avait un exutoire direct vers la mer, via les Chotts ? L'abondance des restes d'industrie lithique, en particulier néolithique, dans cette région parcourue de tous temps par des caravanes, renforçait le mythe d'un pays verdoyant aux eaux vives, d'un Sahara de l'Age d'Or dont on trouve les traces dans les légendes comme dans les sédiments quaternaires.

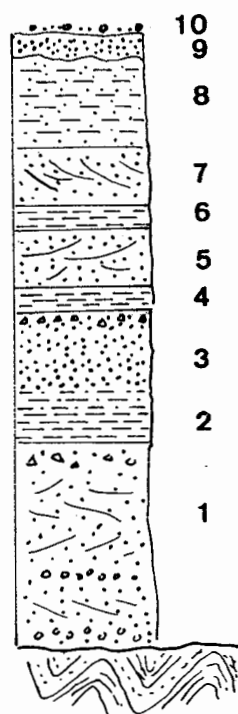
Les dépôts, les biotopes

Les sédiments quaternaires du Bas-Sahara sont des sables, des graviers, des argiles. Des croûtes calcaires ou gypseuses se forment quand le climat devient moins humide. Dutil *et al.* (1959) distinguent plusieurs séquences dans le Quaternaire de la Daïa M'rara, au Nord-Ouest de Touggourt : elles débutent par des limons et se terminent par des sables. Leur microflore a pu être analysée. Aumassip distingue plusieurs périodes dans le Bas-Sahara :

- Le Quaternaire ancien (ou Plio-Quaternaire?), dont le type est les cailloutis de Aïn Brinba déposés sous un climat tropical chaud et humide comportant une saison sèche. Ils ont livré un galet aménagé du Paléolithique et une faune à éléphants, antilopes, hyènes, primates où l'on trouve à la fois des espèces d'affinités

Mio-Pliocène et des espèces proches des actuelles. Les bois fossiles récoltés sur la marge méridionale de l'Atlas saharien révèlent que les cours d'eau étaient bordés de forêts-galeries. C'est peut être de cette période que dateraient les encroûtements calcaires signalés à la Daïa M'Rara.

- La faune tropicale persiste au Quaternaire moyen, mais la pauvreté des industries acheuléennes fait penser que le milieu, un vaste réseau de sebkhas, était peu accueillant pour l'Homme.
- Au début du Quaternaire supérieur (= Pleistocène sup. 120.000a) se déposent des argiles grises, de la tourbe et des limons bruns. Ces sédiments témoignent d'un climat encore clément, ce que confirme la répartition de l'industrie atérienne, indépendante des points d'eau, au moins dans le Sud-Tunisien. La flore, comme la faune de rhinocéros, chevaux, dromadaires, gazelles, autruches, indiquent cependant une tendance vers la sécheresse. Cette «*détérioration climatique*» exprimée par «*la généralisation ... d'empâtements sableux aux cluses du versant méridional de l'Atlas...*» serait «*une manifestation de l'importante phase aride mise en évidence entre le XIII^e et le XI^e millénaire*» c'est-à-dire vers 15.000a-13.000a BP. «*A cette époque M.Couvet... détermine plus au Nord une période particulièrement sèche et froide*» (Aumassip, 1986, p. 274). Une grande partie de l'Europe du Nord est alors sous la glace. Quelques glaciers ou névés doivent couronner les sommets de l'Atlas et du Massif Central saharien.
- Au début de l'Holocène (vers 9000a - 10.000a BP) «*de légères mobilisations de carbonates impliquent une pluviosité un peu plus importante*». A côté des outils caractéristiques de l'Epi-Paléolithique, on trouve maintenant des oeufs d'autruche, utilisés comme récipients et parfois décorés ou encore découpés en rondelles et utilisés comme parures au même titre que des coquillages. Les Hommes ont appris à broyer le grain et utilisent l'ocre comme colorant.
- Cette amélioration climatique paraît ici de courte durée. En effet «*à la latitude de*



- 10: reg à dragées et grains de quartz éolisés.
 9: sable rouge présumé Ogolien (20.000 à 10.000 ans BP).
 8: argile sableuse à débris végétaux.
 7: sable à stratifications obliques.
 6: argile rouge à débris végétaux.
 5: sable brun argileux à stratifications obliques.
 4: argile à os de poissons.
 3: sable gris à grains éolisés, souvent roses ou orange; brèche au sommet.
 2: argile à *Melania tuberculata* dispersées, surmontée par 10-20 cm de siltites.
 1: sables à matériel d'origine locale, grains éolisés, stratifications obliques, lentilles à galets de quartz et quartzites émoussés ou sub-anguleux, parfois placers de minéraux lourds ; brèche au sommet.

Fig. 10.12. - Coupe schématique du Quaternaire du Bled El Mass, à l'Est de Foum Hassi Taïbine. Sur quelques mètres ont été enregistrés trois épisodes dunaires arides (précédant le niveau 1, et niveaux 3 et 9), et trois épisodes humides : fluviaux (1 et 5), lacustres (2 et 4) et palustres (6 et 8).

NB : certains horizons d'argile n'existent pas partout.

Ouargla les dépôts sableux qui surmontent les niveaux Epi-Paléolithiques d'Hassi Mouilah, des Deux Oeufs, ceux d'El Hadjar traduisent le rôle du Vent au VI^e millénaire BC» (Aumassip, 1986) c'est à dire vers 8000a BP. C'est pourtant vers cette époque qu'apparaissent ici les premiers outils des hommes du Néolithique. Toutefois, selon Aumassip, la répartition des foyers, faits d'amas de pierres calcinées, de quelques tessons et quelques pierres taillées, suggère des installations saisonnières, renouvelées ou non, plutôt que des lieux de vie permanents, «une réponse de l'Homme aux conditions désertiques... Durant tous les temps Néolithiques, les populations bas-sahariennes connurent deux modes de vie, sédentaire pour les uns, nomade pour les autres». La palynologie confirme, au moins au centre du Bas-Sahara, un «paysage du sous-étage saharien supérieur, avec des arbres localisés aux daïas et aux lits d'oueds et des précipitations faibles», inférieures ou égales à 150 mm.

En résumé, «dès le Villafranchien les marques de l'aridité s'inscrivent dans le paysage. Au cours du Quaternaire, des périodes «pluviales» (qui ne sont sans doute que semi-arides), séparées par des périodes d'aridité sont responsables de quatre glacis identifiés en divers points de la cuvette. Leur développement de plus en plus réduit implique des phases de plus en plus longues d'une aridité de plus en plus prononcée. Ces variations climatiques se perçoivent dans les formations marines. Le golfe de Gabès qui ouvre le Bas-Sahara sur la mer Méditerranée, offre deux plages anciennes, eu- et néotyrrhénienne, et, dans sa partie méridionale, une plage flandrienne... Au VI^e millénaire intervient une récurrence humide. Si elle n'a guère laissé de marques dans le paysage, elle se perçoit nettement dans la sédimentologie (migrations réduites, recristallisation du calcaire et du gypse), dans la distribution des gisements préhistoriques eux-mêmes, souvent regroupés autour de points bas où s'accumulèrent les eaux superficielles» (Aumassip, 1986).

Le Grand Erg Occidental, à l'Ouest, a été le lieu d'érosions éoliennes (de corrasion) alternant avec le dépôt de sables dunaires et renferme aussi des formations lacustres et palustres. Leur étude par Callot (1988, 1992) a révélé la richesse de cette

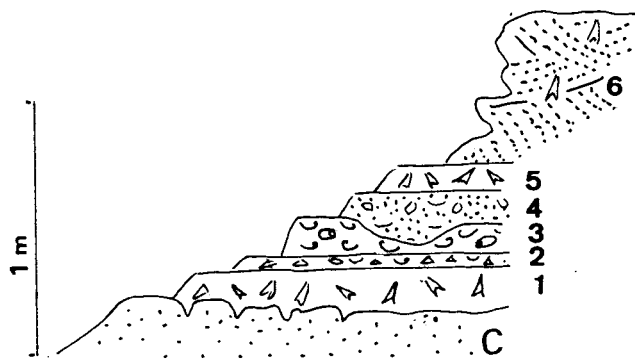
histoire. Elle permet de comprendre pourquoi le Bas-Sahara a été victime de vents de sable en périodes relativement humides, ce qui n'était pas le cas pour d'autres parties du Désert, pourtant plus arides encore, comme on le verra plus loin à Taoudenni.

2.3. Le Shati

Dans le Sud-Ouest de la Libye, entre le large bombement du Gargaf au Nord et la ride qui limite le bassin de Mourzouk, s'étend vers 27° de lat.N la longue dépression du Wadi Shati. Cet oued n'est plus fonctionnel mais de nombreuses sources artésiennes sont à l'origine d'un chapelet de sebkhas et de terrains de culture. Pour les quaternaristes, cette région est surtout connue par ses formations à *Cardium* (*Ceratodesma glaucum*) du Pleistocène supérieur. Petit-Maire lui a consacré un ouvrage (1982) auquel est emprunté l'essentiel de ce qui suit. Mais l'histoire du Shati commence plus tôt. Des lambeaux des «Calcaires de Mourzouk», subsistent sur ses marges Nord et Est. Ils sont associés à des marnes et des grès fins. Ils attestent l'existence, au Cénozoïque, de vastes lacs, analogues à ceux qui, dans la Saoura, ont vu se déposer les formations hammadiennes (§ 1.1.). Pour Lelubre (1949), ces calcaires seraient liés à la régression Eocène, mais sans que l'on puisse préciser. Ils pourraient être aussi Mio-Pliocène. Ils ont été ensuite ravinés et leurs débris, mêlés à ceux du substratum, étalés en nappes. Les pluies torrentielles qui ont été à l'origine de ces ravinements traduisent une évolution du climat vers l'aride. Des dépôts éoliens leur succèdent.

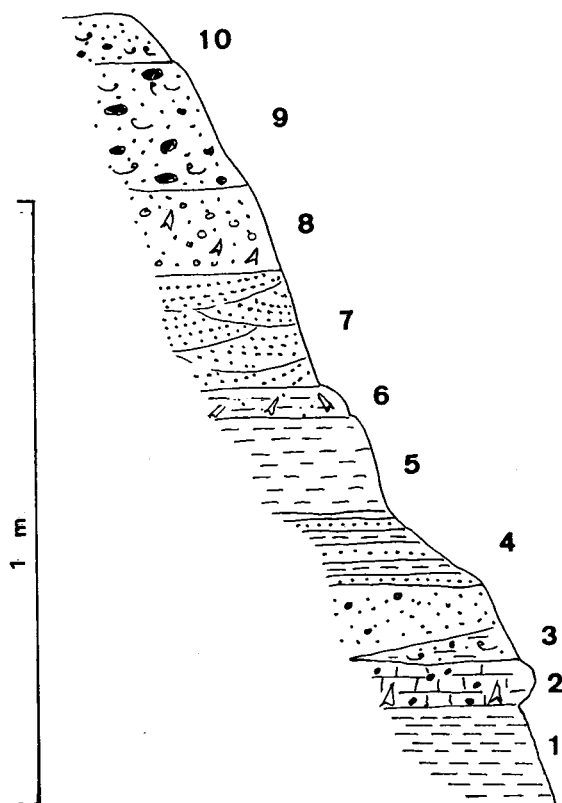
Ceux-ci, plus ou moins consolidés en grès, sont à leur tour ravinés pendant une nouvelle phase humide qui voit se former des glacis dans le bas des versants et se déposer des alluvions et les couches à *Cardium*. Une coupe, donnée par Icole et Riser (*in* Petit-Maire, 1982), montre qu'en fait ce dépôt s'est fait en deux phases, débutant par des argiles sableuses à gypse et terminé par des sables éoliens. Selon les âges en U-Th (Gaven, *in* Petit-Maire, 1982) mesurés sur les tests de *Cardium* (*Ceratodesma glaucum*) plusieurs lacs se sont succédé. L'épisode majeur se situe vers 130.000a BP - 140.000a BP, juste avant la date de 125.000a BP qui est celle du plus haut niveau marin du dernier inter-glaciaire. D'autres lacs se

Fig. 10.13. - Coupes dans le Quaternaire du Shati (d'après Petit-Maire, 1982).



a. Site XX, sur le bord sud du lac.

- 6: sable éolien à stratifications obliques, cimenté par du gypse.
 5: encroûtement gypseux.
 4: grès grossier à débris de coquilles.
 3: lentilles de coquilles de *Ceratodesma glaucum*, souvent valves entières.
 2: brèche à débris de coquilles.
 1: encroûtement gypseux pénétrant les grès sous-jacents.
 C: substrat de grès du Carbonifère.



b. Site V au milieu du lac.

- 10: sable et gravier contenant quelques débris de *C. glaucum*.
 9: galets et sable à débris de *C. glaucum*.
 8: gravier et sable gypseux.
 7: sable éolien à stratification oblique.
 6: argile sableuse et gypse.
 5: argile grumeleuse et en plaquettes.
 4: succession de lamines d'argile et de sable gypseux.
 3: lentilles de sable argileux à *C. glaucum*.
 2: encroûtement gypso-calcaire à petits graviers.
 1: argile verte compacte.

sont formés vers 90.000a BP et 40.000a BP. Les *Cardium* se sont développés surtout près des rives du lac principal. Profond de 50m au maximum, sa salinité était assez forte : 5 à 10 pour mille. Les autres mollusques, comme les gastéropodes, se développaient plutôt dans les lacs marginaux moins salés.

A la dernière phase lacustre de 40.000a BP (?) succède une période de fortes pluies donnant un ruissellement limité, puis une phase désertique accompagnée d'érosion éolienne. C'est la dernière phase aride du Pleistocène supérieur, que l'on a déjà vue dans la Saoura (Aride post-Saourien) et que nous retrouverons à Taoudenni et en Mauritanie (= Ogolien). Elle se termine vers 10.000a BP. Des terrasses et des limons gris à *Phragmites*, situés près des sources artésiennes ont donné en ^{13}C - ^{14}C des âges de 5500 ± 60 a BP et 4590 ± 50 a BP et les charbons d'un foyer néolithique, 3650 ± 70 a BP. Cette formation représente l'Humide Holocène qui se termine à peu près en même temps au Sahara occidental.

On a donc là un autre exemple de grands lacs, comme ceux que nous avons vus dans le bassin de la Saoura, et des *Ceratodesma glaucum* y vivaient, comme dans l'Ahnet. Mais ces lacs commencent ici 30.000 à 40.000 ans plus tôt. Là encore deux causes majeures jouent : les variations climatiques et le contexte géologique (affleurement de nappes aquifères). Grâce à ce cas, on peut espérer, lorsque les datations seront plus nombreuses, corrélérer les dépôts lacustres, fluviatiles et éoliens du Sahara central avec les formations littorales de la plaine de la Djéffara tunisienne et libyenne et par là au Quaternaire méditerranéen (Anketell et Ghellali, 1991).

2.4. Le Tchad

A la fin du Tertiaire et au début du Quaternaire, la cuvette du Tchad se forme «à l'intersection d'accidents structuraux majeurs à l'échelle du Continent» (Durand, 1993), tandis que le Massif Central saharien (Hoggar, Tassilis N'Ajers et Aïr) et le Tibesti continuent de s'élever et les volcans d'y cracher leur cendres et vomir leurs laves. Subsidence, donc dépôts conservés ! Après l'étude qu'en fit Faure (1966) ceux-ci ont été systématiquement analysés par les équipes de l'ORSTOM : Pias, Servant, Servant-Vildary, Mathieu, Schneider et bien d'autres. Au résumé

qu'en donne Mathieu (1983), ainsi qu'à Maley (1981) et à quelques notes moins synthétiques, nous empruntons les données qui suivent.

Les dépôts du Lac Tchad enregistrent les étapes de la subsidence et les variations du climat régional. Or le bassin versant du Tchad, comme celui de la Saoura, est à cheval sur plusieurs zones climatiques, depuis les contreforts sahariens du Tibesti au Nord jusqu'au domaine soudano-guinéen au Sud (1000 à 1700 mm d'eau par an). C'est là que prennent leur source le Logone et le Chari qui alimentent le lac. Ce dernier n'est donc qu'en partie saharien. Nous en dirons cependant quelques mots car, comme le Quaternaire de la Saoura, celui du Tchad a été très étudié et son évolution demeure une référence pour l'Afrique au Nord de l'Equateur. On peut distinguer des périodes humides et des périodes sèches.

- Le début du Quaternaire (Pleistocène inférieur, 1.65 Ma à 700.000a env.) est une période humide. Le niveau du lac atteindrait la cote + 380 ou + 400, soit 140 à 160 m au-dessus de son niveau actuel. Un premier delta du Chari se constitue.
- Un premier erg naît ensuite, au Pleistocène moyen-supérieur. Il s'étend jusque vers 10°lat N. C'est la formation des **Soulias** : des sables éoliens et quelques dépôts lacustres. Schneider (1991), en comparant les données micropaléontologiques et chronologiques du Tchad avec les données isotopiques d'une carotte de glace de Camp Century (Nord du Groenland) propose, pour cette période, une stratigraphie plus fine.
- Au-dessus d'un ensemble argileux correspondant à l'Interglaciaire Riss-Wurm (entre 120.000a et 80.000a BP), des sédiments lacustres traduisent un optimum climatique qui aurait duré environ 13.000 ans, de 73.000 à 60.000a BP.
- Après une courte période aride de 2000 ans environ, un nouveau lac s'établit entre 58.000a BP et 46.000a BP.
- Entre 46.000a BP et 40.000a BP réapparaissent des formations éoliennes, suivies de dépôts lacustres entre 40.000a BP et 33.000a BP.
- De 33.000a BP à 25.000a BP, on note une suite de périodes arides, exprimées par des ergs et le dépôt de gypse, et de phases plus

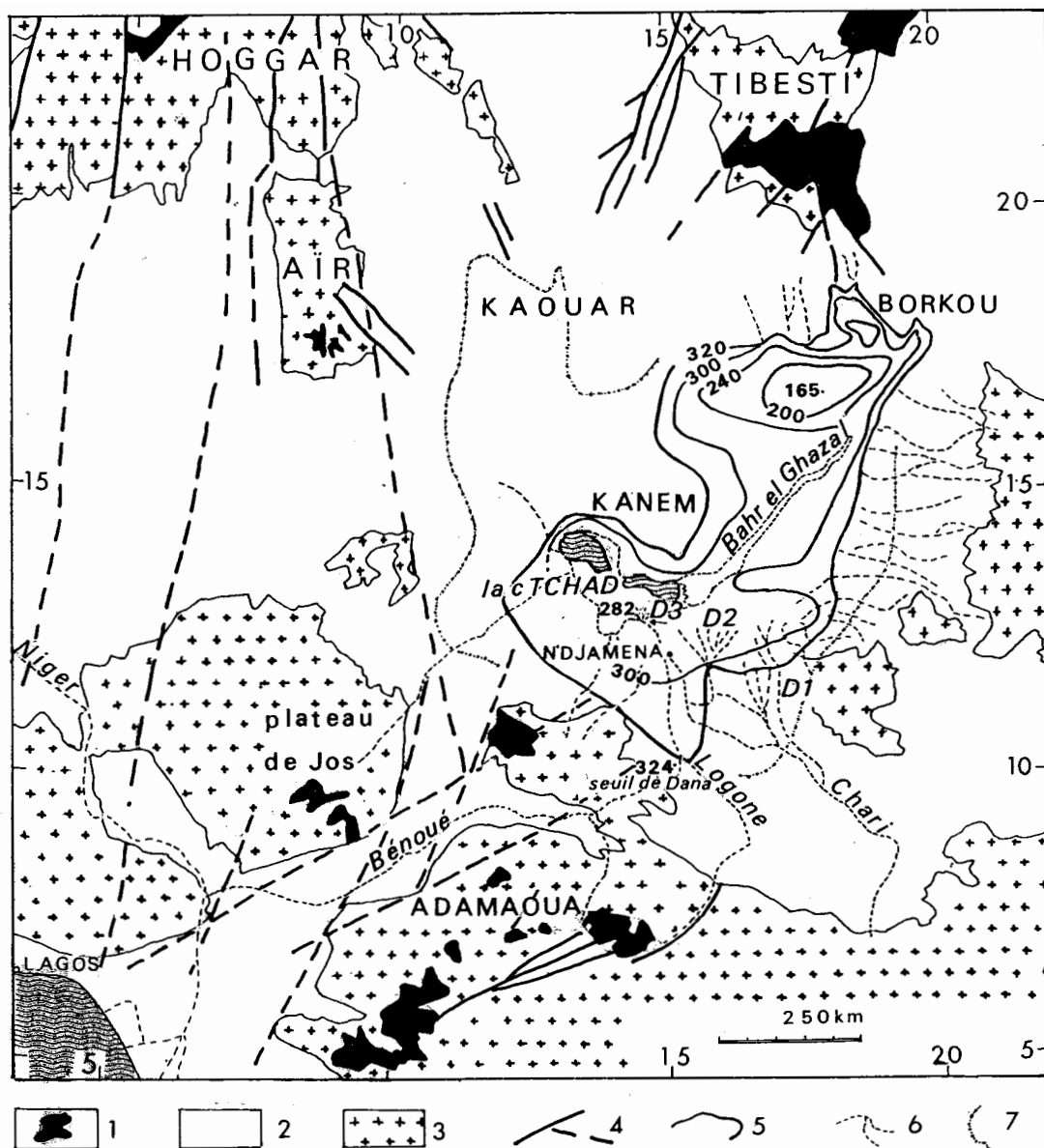


Fig. 10.14. - Extension du lac Tchad au Quaternaire.

La courbe de niveau + 320 marque l'extension maximum du lac à l'Holocène.

D1: delta ancien du Chari. D2: delta récent. D3: delta actuel.

1: volcanisme tertiaire-quaternaire.

2: couverture cambro-quaternaire.

3: socle précambrien.

4: failles majeures observées ou présumées.

5: courbes de niveau de la cuvette du Tchad. On remarquera que le «pays-bas» du Tchad, au Sud du Tibesti, se trouve à une cote inférieure (+ 165 m) à celle du lac Tchad actuel.

6: cours d'eau.

7: extension possible du Paléo -Tchad Pleistocène d'après Faure (1966). Travaux consultés : Maley (1981), Atlas géologique du Monde, feuille 6 (Afrique) au 1/10.000.000 (Choubert et Faure-Muret, 1976).

humides, notamment vers 30.000a BP et 29.000a BP où les lacs se peuplent de Diatomées «froides à fraîches».

- Des sédiments lacustres se déposent pendant les 5000 années suivantes. Les Diatomées sont d'affinité tropicale mais les pollens indiquent «une relative extension de la végétation méditerranéenne». L'ensemble des sédiments fluviaux et lacustres, déposés entre 46.000a BP et 20.000a BP correspondrait à l'épisode Ghazalien au cours duquel le lac aurait pu atteindre la cote 350 à 450 m. Dans la Saoura, c'est la période des lacs du Saourien qu'ont bien connus les artisans de l'industrie micoquienne.
- La période suivante, ou Kanémien, de 20.000a BP à 12.000a BP correspond à la dernière grande poussée glaciaire du Pleistocène supérieur en Europe. Pour Durand (1993). «le maximum aride kanémien, lié au dernier maximum glaciaire, est situé entre 19.000 et 15.000a ¹⁴C BP seulement. Il comprendrait en fait trois périodes de moins d'un millénaire chacune, séparées par des périodes plus humides». Cette phase d'ensablement est plus sèche encore que l'actuelle : la limite méridionale du désert serait décalée de près de 500 km vers le Sud par rapport au Sahara d'aujourd'hui. Nous avons déjà rencontré cet événement dans la Saoura; nous le retrouverons en Mauritanie avec l'erg «Ogolien».

Vers 12.000a BP, on assiste à une remise en eau des dépressions interdunaires. Celle-ci va durer jusque vers 5400a BP avec des fluctuations. On distingue en effet plusieurs phases dans l'Humide Holocène.

1. de 12.000a BP à 10.600a BP l'épisode Nigéro-Tchadien I correspond à une première transgression lacustre et au dépôt de marnes à *Melania*.
2. de 10.600a BP à 9.000a BP, l'épisode Nigéro-Tchadien II, moins humide, se traduit par une régression, des dépôts de marécages, des remaniements éoliens et le décapage de surfaces d'érosion.
3. au Nord de 13°N, vers 9000a – 8000a BP, le Nigéro-Tchadien III représente le maximum

de la transgression lacustre. Entre 8000a BP et 7000a BP (Nigéro-Tchadien IV), on assiste à une nouvelle régression. Vers 7000a BP se produit un changement majeur de la flore. Cette période, de 7000a BP à 5400a BP, ou Nigéro-Tchadien V voit l'apparition des industries de type Néolithique. Après 6500a BP, le lac s'étend une dernière fois jusqu'au pied du Tibesti et atteint la cote + 320 m à + 325 m. Un cordon littoral suivi sur des centaines de km en est le témoignage. «Etant donné que la cote 320-325 m correspond à l'altitude de la zone de séparation des eaux entre le bassin de la Bénoué et celui du Tchad, Schneider (1967) a estimé que le seuil de Dana (324 m) au Mayo-Kebbi avait pu servir de déversoir vers la Bénoué, expliquant ainsi la constance du niveau du lac et l'édification du cordon littoral. D'autre part, seul le maintien un certain temps d'un niveau lacustre vers 320 m peut expliquer pourquoi les anciens cordons dunaires ont été aplanis et souvent presque complètement oblitérés en deçà du cordon littoral jusque vers la cote 300 m et non au delà...» (Maley, 1981, p. 142). Ce lac d'environ 330.000 km², presque aussi grand que la Mer Caspienne aujourd'hui, n'aurait duré qu'un millier d'années. C'est alors que se forme le second grand delta du Chari et le réseau hydrographique actuel. Le climat évolue : vers 6000a BP on passe d'un régime de pluies fines, où se sédimentaient des argiles et des silts, à celui de violents orages, exprimés par des sédiments grossiers et des cailloutis. Pour Maley, ces dépôts grossiers indiquent l'apparition de lignes de grains orageux du type de ceux qui sévissent de nos jours dans la zone tropicale. Vers 5260a ± 410a BP commence une régression qui atteindra son maximum vers 4000a BP.

4. puis, vers 4000a BP, arrivent des sables éoliens. Cette nouvelle période de sécheresse, dite Nigéro-Tchadien VI, est relativement courte.
5. une ultime phase humide lui succède : c'est le Nigéro-Tchadien VII, de 3200a BP à 1800a BP. Le troisième delta du Chari se constitue. Le niveau du lac Tchad monte jusqu'à la cote + 287 à + 290 m. C'est le souvenir de ce

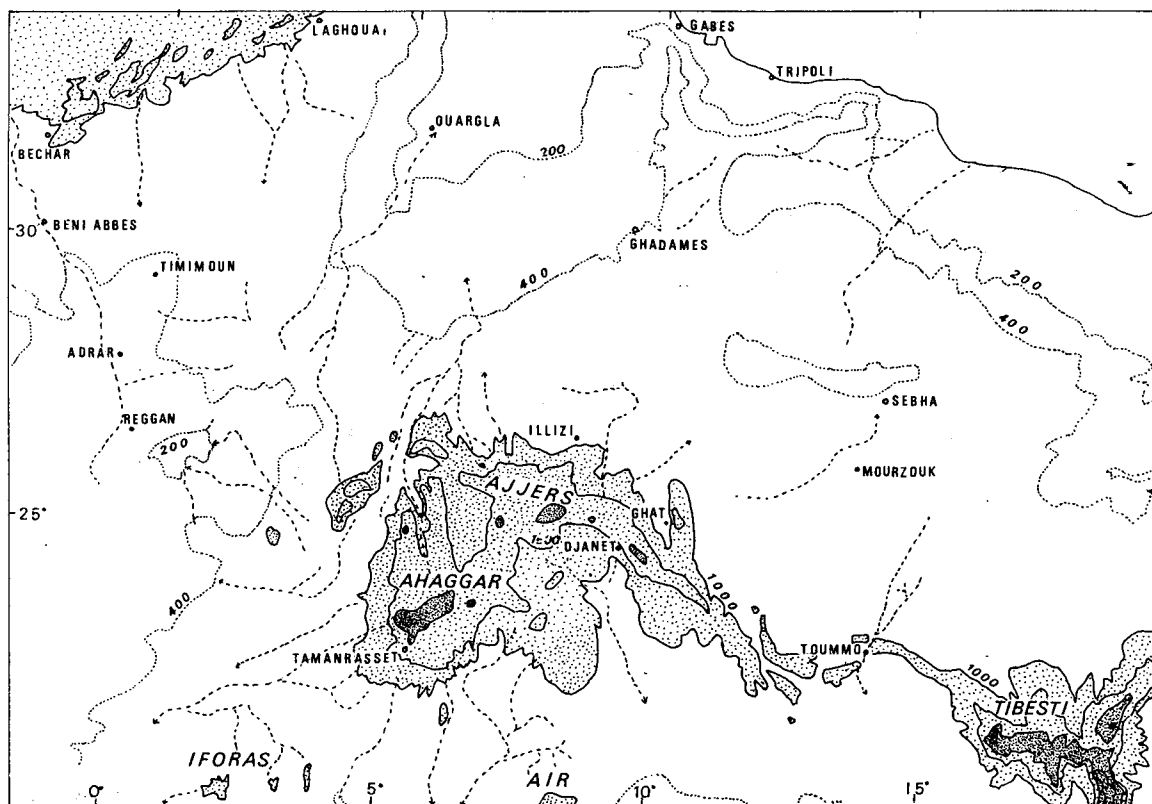


Fig. 10.15. - Massifs montagneux du Sahara Central.

Courbes de niveau de +200 m et +400 m (en points), et de +1000 m, +1500 m, +2000 m en traits continus.

Pointillé lâche : reliefs entre +1000 m et +2000 m d'altitude.

Pointillé dense : au dessus de +2000 m.

dernier Grand Tchad que l'on retrouve sur les cartes anciennes, comme celle de Martellus (1489) qui faisait communiquer le Nil avec le Sénégal. Mais cette rémission humide est de courte durée. Dès 2400a BP apparaissent les signes d'un assèchement qui va s'accroître à partir de 1800a BP et se poursuit maintenant. Il a pour effet de séparer le lac Tchad d'avec le Bahr El Ghazal, pourtant plus bas.

D'autres lacs de moindre importance se forment au même moment dans cette frange saharosahélienne. Des diatomites et des argiles à diatomées s'y déposent. Ces lacs sont parfois alimentés par des sources artésiennes, comme à Bilma. Dans le même temps, des cuirasses ferrugineuses encroûtent les sols. Elles sont minces à Bilma (1 à 2 cm) et plus épaisses (30 à 40 cm) à Termit.

2.5. Le Massif Central Saharien

Les Tassilis N'Ajjers, l'Hoggar ou le Tibesti, ces montagnes du Sahara central qui se dressent au milieu du désert, ont toujours excité la curiosité. Moins inhospitalières que les plaines qui les entourent car plus arrosées, elles sont des refuges depuis le Néolithique. Leurs volcans attirent les amateurs de paysages, les géographes et les volcanologues. Ces massifs se prolongent dans le Sahel par l'Adrar des Iforas et l'Aïr, moins élevés. On évoquera ici surtout le massif de l'Atakor, au centre du Hoggar, dont Rognon (1967) a donné une synthèse.

2.5.1. Le Relief. Pluviométrie

Dominant les plaines accidentées d'îlots granitiques, de crêtes de gneiss ou de quartzites, les hauts plateaux de l'Atakor s'allongent d'Ouest en Est sur environ 180 km, sur une largeur de 60 km à 80 km, à une altitude moyenne de 2200 m à 2300 m. Ils sont au centre d'une longue voussure NE-SO qui va des Tassilis N'Ajjers jusque vers Tin Zaouaten, dans le Nord de l'Adrar des Iforas. Si le bombement est ancien (méso-cénozoïque d'après Lesquer *et al.*, 1988), le relief a néanmoins subi des retouches : des failles déforment les sédiments quaternaires; des volcans récents, d'âge Tertiaire et Quaternaire, sont posés, tels des postiches, sur ces plateaux et culminent entre

2500 m et 2900 m. Cette région est le principal centre de dispersion des eaux. L'Adrar des Iforas est le plus bas de ces massifs. Ses sommets granitiques culminent à 700 m et 900 m au Nord; l'ensemble s'abaisse vers le Sud sur 400 km, jusqu'au niveau de la plaine (300 m). Vers l'Est, et sous la même latitude, l'Aïr culmine vers 2000 m. Sur ce quadrilatère de socle précambrien, l'érosion a dégagé des inselbergs, souvent de granites, et creusé des cuvettes dans les roches moins compactes (micaschistes etc.) qui vont être le lieu de sédimentations lacustres (Black et Vogt, 1963). Les Tassilis N'Ajjers, appuyés sur la marge Nord-Est du bouclier Touareg, culminent vers Djanet à plus de 1900 m. Vers le Nord, ils s'ennoient sous le Pays pré-tassilien du bassin d'Illizi, vers 600 m d'altitude. Bien que très différents du Hoggar, de l'Aïr ou de l'Adrar des Iforas, nous les citons cependant car leur altitude en a fait aussi, un refuge pour les Hommes quand vinrent les sécheresses; et parce qu'aujourd'hui, comme les plateaux de l'Atakor, ils détournent les vents du Nord-Est.

Les montagnes sont des refuges pendant les sécheresses. Il y pleut en effet plus que dans le reste du Sahara, car du fait de l'altitude et donc d'une fraîcheur relative, les pluies atteignent le sol alors qu'en plaine elles se vaporisent souvent avant de le toucher. L'Atakor reçoit ainsi des pluies d'été, mais aussi des pluies d'hiver, comme en Europe (Rognon, 1967). Ces pluies ont dû être plus nombreuses lors des périodes froides du Quaternaire.

2.5.2. Le cadre géologique

On a souvent décrit ou évoqué dans les chapitres précédents les roches dont est constitué le Bouclier Touareg, leurs structures, le rôle des grandes failles subméridiennes et des pénéplanations qui, du Cambrien au Crétacé, les ont nivelées. Le paysage frappe par le contraste entre les vastes plaines sur gneiss et micaschistes, les inselbergs des massifs de granites jeunes ou des quartzites de l'Ahnet, et les étroits chaînons linéaires de la Tefedest.

Les roches saines sont imperméables, mais elles sont souvent altérées sur plusieurs mètres d'épaisseur. Le gel et les alternances de température les fendillent et les desquamant (thermoclastie, cryoclastie). Certaines périodes

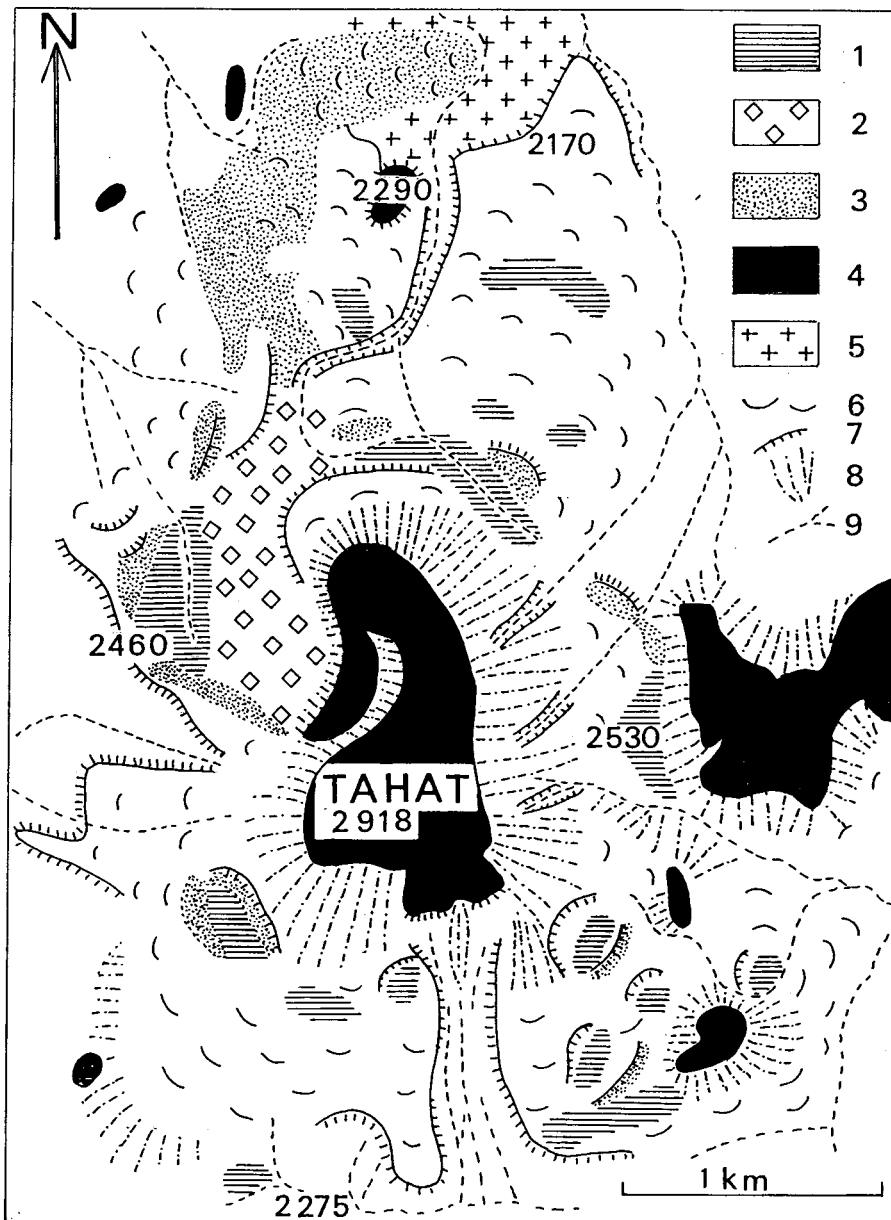


Fig. 10.16. - Formations nivales du Tahat (Hoggar) d'après Rognon (1967) très simplifié.
 On remarquera l'extension de ces formations sur le versant exposé au Nord alors qu'elles sont réduites au Sud.

- 1: limon de remplissage des niches de névé.
- 2: coulée de gros blocs (glacier rocheux ?).
- 3: moraine de névé.
- 4: phonolite et basalte.
- 5: socle cristallin.
- 6: versant soliflué.
- 7: escarpement.
- 8: éboulis.
- 9: cours d'eau.

tropicales anciennes ont favorisé l'altération chimique. Ces roches fissurées et altérées sont perméables et sont, avec les alluvions, la principale réserve d'eau de ce pays de 500.000 km². Les oueds qui le parcourent peuvent être larges comme ceux de plaine. Ils révèlent la présence de terrains plus tendres, des mylonites de failles par exemple. Le modelé sur les roches peu altérées, comme l'Unité Granulitique des Iforas (Fabre *et al.*, 1982), est très caractéristique sur photographie aérienne par son extrême complication et les systèmes persillés d'innombrables oueds minuscules. Les grès des Tassilis, comme les quelques lambeaux de sédiments paléozoïques ou mésozoïques conservés à l'intérieur du massif, sont aussi des réservoirs d'eau. Les nomades connaissent bien les sources, parfois nichées au fond de gorges étroites qui sourdent au contact des grès et du substratum précambrien. Roches altérées du socle et sédiments plus jeunes, mélangés aux limons provenant des sols formés dans les périodes humides antérieures, ont fourni le matériel meuble de certaines grandes terrasses.

L'Homme a connu des volcans en activité dans le Hoggar, l'Aïr (Morel, 1985) et le Tibesti (Vincent, 1963) mais aussi dans le Nord-Est des Tassilis N'Ajers et le Nord-Est de l'Adrar des Iforas. On connaît des rejeux de failles et des cheminées de roches volcaniques recoupant à l'emporte-pièce des terrasses récentes ou le lit de certains oueds. C'est le cas, entre autres, des cheminées de l'oued In Teria, dans le bassin d'Illizi (Megartsi, 1972), ou de ceux de Tin Zaouaten, au Nord-Est des Iforas (Fabre *et al.*, 1982). Outre le rôle essentiel qu'il joue dans la morphologie, ce volcanisme fournit aussi des informations de premier ordre sur les phénomènes profonds régionaux (Chap. 11).

2.5.3. Sédimentation et morphogénèse

Rognon (1967) et Morel (1985) ont décrit la succession des formes d'érosion, des dépôts sédimentaires et du volcanisme. Dans ce qui suit, on tentera seulement un bref aperçu de l'évolution de ces montagnes, en cherchant comment s'y expriment les différents climats enregistrés dans les plaines du Sahara Central et Occidental.

1. Tandis que se dépose la Torba au Sahara Nord-Occidental, le climat devient frais dans le Hoggar, avec un régime de pluies

persistantes et fines. La sédimentation d'argiles, parfois varvées, dans les lacs de l'Atakor en témoigne. Des poissons (*Tilapia*), des éponges, des diatomées se développent dans leurs eaux tièdes, peu gênés semble-t-il par les cendres volcaniques qui y tombent comme à Tedrouri. Cette sédimentation se termine parfois par des calcaires qui peuvent former soit une dalle soit des lits minces alternant avec des argiles, du sel ou des cendres volcaniques. Ces couches sont contemporaines des jeux de failles qui accompagnent le volcanisme. La sédimentation reprend ensuite, dans le Tahag par exemple, avec le dépôt d'argiles à concrétions calcaires et siliceuses. La flore fossile présente des caractères méditerranéens et tropicaux en partie hérités du Mio-Pliocène. Des rhinocéros, éléphants et crocodiles s'y trouvent fossilisés. Des sols bruns se forment dans l'Atakor. De la fin de cette période ou du début de la suivante pourraient dater les premiers glacis fortement patinés de l'avant-pays, comme ceux de l'Egéré au Nord, du Tazat au Nord-Est, de l'Adrar Ahnet au Nord-Ouest et celui de l'Idjerane au Nord où Bonnet (1961) découvrit une industrie de galets aménagés. Dans l'Aïr, Morel (1985) situe ce glacis «N1» vers 2 Ma. Rognon *et al.* (1983) datent la première ébauche des vallées qui divergent de l'Atakor vers 3 Ma. Ces vallées ont été empruntées par des coulées de laves comme celle qui a été datée de $1,95 \pm 0,15$ Ma. Le climat paraît être devenu plus chaud, avec pluies orageuses dans les plaines et dans l'Aïr.

2. Un refroidissement se produit alors : le premier «Pluvial froid» de Rognon (1967). De grands névés, plus ou moins permanents et peut-être même des glaciers enterrés sous les éboulis, s'installent en Atakor sur les versants Nord, comme au Tahat. Les roches sont fragmentées par le gel. La flore relique du Plio-Villafranchien disparaît. De cette période datent des venues de laves acides. Des ravinements, le rabotage des glacis et la formation en aval de terrasses montrent que le climat se dessèche. Dans les terrasses on a trouvé quelques outils de l'Acheuléen ancien. Les alluvions grossières de cette période sont

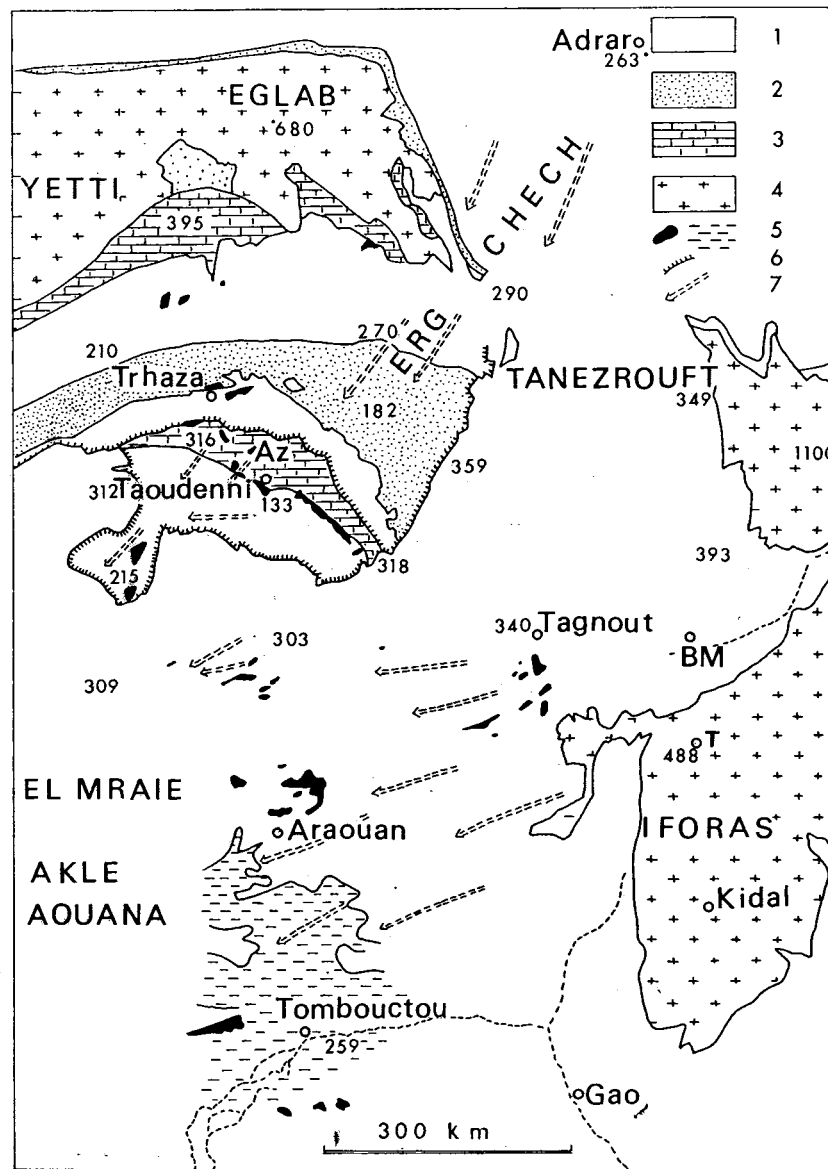


Fig. 10.17. - Situation de la cuvette de Taoudenni par rapport à la Dorsale Regueibat, au Massif Central saharien, au Tanezrouft et à la boucle du Niger.

- 1: substratum argileux, argilo-calcaire ou argilo-gréseux à peu près imperméable.
 - 2: substratum gréseux.. Les "Grès de l'Erg Chech" ordoviciens et les grès du Cambrien pourraient être le magasin d'une nappe aquifère profonde. Ils affleurent à une cote peu supérieure à celle de la cuvette de Taoudenni.
 - 3: substratum où des formations carbonatées peuvent contenir des nappes aquifères.
 - 4: Substratum cristallophyllien.
 - 5: lacs et (en tirets) extension du delta intérieur du Niger à l'Holocène.
 - 6: escarpements.
 - 7: direction des grands cordons dunaires : El Mraïé (ou Mreyié) et surtout l'Aklé Aouana sont des zones d'accumulation de sable.
- Az: Azarza. BM: Bordj El Moktar. T: Tessalit. Les chiffres sont des cotes d'altitude.

scellées, dans l'Atakor, par des coulées basaltiques qui ont donné des âges voisins de 1,5 Ma (Rognon *et al.*, 1981). Vers le Nord-Est, à proximité des Tassilis, se crée le premier erg de Tihodaïne dont subsiste un résidu sous forme de sables blancs à stratifications dunaires.

3. Le retour à un climat humide (2e Pluvial Humide + 2e Pluvial Froid de Rognon) se traduit d'abord par une reprise des ravinements, des glacis d'érosion, des dépôts fluviaux, parfois cimentés par des travertins, puis la formation de sols bruns et de lacs, comme à Idelès, 120 km au Nord de Tamanrasset. De grands névés se maintiennent dans la montagne. A leur pied, les terrains meubles et les éboulis fragmentés par le gel s'écoulent comme une lave.
4. Au réchauffement qui suit, correspond une nouvelle phase de creusement, la formation de glacis (G2 de Rognon), et de terrasses limoneuses (T2) qui proviennent soit du remaniement de sols, soit d'alluvions grossières (Idelès). La surface des glacis se patine fortement sous un climat tropical sec. Dans les plaines alentours les diatomées prolifèrent dans des lacs d'eau tiède qui reçoivent une sédimentation argileuse. Les argiles vertes fossilifères, à mud-cracks, du paléolac de Tihodaïne dateraient de cette période. Eléphants, rhinocéros, hippopotames, grands bovidés, antilopes, gazelles, zèbres fréquentaient les berges du lac ainsi que des crocodiles. «*Il s'agit d'un ensemble cohérent, typique de la savane africaine*» écrit Rognon (1967, p. 509). Leurs contemporains, les Hommes, y ont laissé aussi des bifaces, une industrie de type Acheuléen. Etaient-ils déjà parmi leurs prédateurs ?
5. Mais la sécheresse arrive. Pour Rognon, c'est une des crises climatiques majeures du Quaternaire qui se produit alors. Une érosion «linéaire» à l'amont et un remblaiement à l'aval créent la «Terrasse Moyenne» ou «Terrasse Graveleuse» dans le Hoggar (Rognon, 1967) et la Terrasse N4 dans l'Aïr (Morel, 1985). Ces terrasses peuvent être coiffées par des sables dunaires, blancs dans l'Atakor, roux à Idelès, ou par des argiles et des silts (Aïr). Alors se forme le «2e Erg de Tihodaïne». Terrasse et dépôts associés, sont un bon niveau repère climatique et morphologique. Pour Rognon, cette crise correspond à la fin de l'épirogenèse du massif. On pourrait le vérifier aujourd'hui.
6. La pluie revient : c'est le 3e Pluvial Humide de Rognon. Il précède, comme l'avait fait le précédent, un Pluvial Froid (le 3e). Tandis que la Terrasse Moyenne est entaillée, des sables, des graviers et des cendres volcaniques se déposent. Le froid s'installe en altitude; de petits névés et des coulées de solifluxion en témoignent. Des cônes torrentiels et des terrasses limoneuses se forment à l'aval. Les limons ont conservé les restes d'une flore mixte, méditerranéenne et irano-caucasienne. Dans les lacs et les marais de Tihodaïne se sédimentent des argiles vertes et des sables, puis des calcaires à gastéropodes, tandis que des sols bruns se forment autour. L'homme atérien a laissé ses outils dans ces couches ou dans les travertins qui couronnent la terrasse moyenne. On se trouve au Pleistocène supérieur, entre 120.000a et 20.000a BP environ. Cette période, froide en altitude, fraîche en plaine, correspondrait à l'arrivée progressive d'un climat à pluies fines, avec des influences méditerranéennes.
7. A la fin du Pleistocène supérieur, l'Humide atérien est interrompu par un nouvel épisode désertique, contemporain du Saourien final, du Kanémien du Tchad et de l'Ogolien de Mauritanie. Dans les régions basses, à Tihodaïne comme sur les confins méridionaux du Hoggar (In Guezzam), des dunes se forment. Par contre les effets de cette désertification sont beaucoup moins évidents dans les montagnes. Tout au plus peut-on déceler une reprise de l'érosion dans l'Atakor.
8. A l'Holocène inférieur, l'humidité réapparaît. Elle se traduit par la formation d'une terrasse graveleuse et limoneuse dans l'Atakor, de limons noirs à In Guezzam, d'argiles et de silts dans l'Aïr. Ces sédiments reposent parfois sur un sol rubéfié. Ils traduiraient encore un climat à pluies fines.
9. Mais celui-ci ne dure pas. L'arrivée de graviers indique une reprise de l'érosion et des pluies plus rares et plus violentes. Dans l'Aïr se forment des croûtes ferrugineuses.

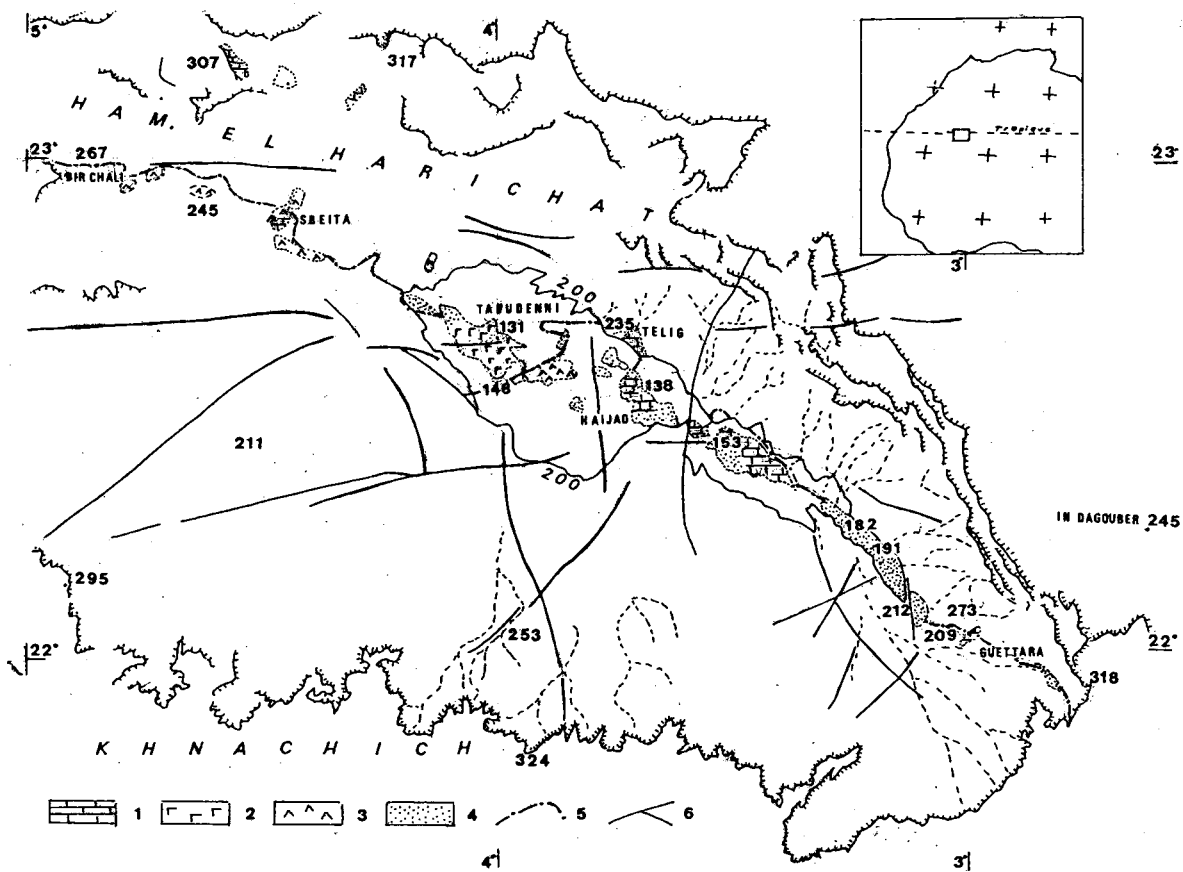


Fig. 10.18. - Lacs quaternaires de Taoudenni.

Des lacs se sont formés au Pleistocène et à l'Holocène dans la cuvette de Taoudenni. Des premiers ne subsistent que quelques dépôts d'émergences karstiques, en particulier vers 230-240 m d'altitude, sur la hammada El Harichat. Les lacs holocènes se sont formés à la limite entre la formation calcaire, karstifiée et aquifère, de la Hammada El Haricha et les argiles et grès rouges imperméables du Carbonifère supérieur sus-jacents. On a indiqué la courbe de niveau +200 m et quelques cotes d'altitudes d'après les données I.G.N.

- 1: lac carbonaté.
- 2: lac salé.
- 3: lac gypseux.
- 4: lac à sédimentation argilo-sableuse.
- 5: limite entre le substrat calcaire (la Hammada El Haricha) et sa couverture argilo-gréseuse.
- 6: quelques agators = dykes de dolérite jurassique, pouvant former des drains dans les calcaires et des barrages dans les argiles.

10. A la fin du Néolithique, la désertification, enregistrée dans le reste du Sahara, se manifeste par l'épandage de gravillons, et la formation des dernières terrasses, entaillées maintenant par les crues.

2.5.4. L'occupation humaine à l'Holocène

Le relief, l'altitude, et donc une pluviosité un peu plus forte ont, au moins à l'Holocène, favorisé l'occupation humaine. Les Tassilis au Nord-Est de l'Hoggar sont de nos jours *«le plus grand et le plus beau musée préhistorique du Monde»* (Cornevin, 1982). Là a pu naître une civilisation semi-sédentaire : *«l'élevage des bovins s'est ainsi développé dans les massifs sahariens beaucoup plus tôt que dans la vallée du Nil... et plus particulièrement dans les zones d'altitude supérieure à 500 m... Les massifs sahariens pourraient être considérés comme un foyer primitif d'invention de la céramique»* (Cornevin, 1982). Celle-ci daterait, dans l'Air, de 9300a ± 50a BP et dans le Hoggar de 9260a ± 115a BP, comme en Syrie et en Iran. Elle serait *«en rapport avec une modification alimentaire caractérisée par l'inclusion dans le régime des produits de la pêche et des céréales sauvages cueillies de façon intensive... L'invention de la marmite en terre cuite aurait alors permis la fabrication de bouillies et de soupes et donc l'utilisation des céréales sauvages, indigestes à l'état cru»* (Cornevin, 1982).

Avec la désertification qui s'amorce vers 4500a BP-4000a BP on assiste à une migration des peuples néolithiques sahariens vers le Sud. Il n'est sans doute pas fortuit que l'un des foyers primitifs de la métallurgie se trouve au Niger, vers 3310a ± 100a BP et 2040a ± 90a BP pour le cuivre, et 2210a ± 90a BP pour le fer. Et c'est au Nigeria qu'ont été mises à jour les plus anciennes manifestations de l'Art Négro-Africain ou civilisation de Nok (Cornevin, 1982). Une autre présomption en faveur du transfert de la culture Néolithique vers le Sud : c'est en les comparant avec les rites et les danses traditionnelles du peuple Peulh que Amadou Hampaté Bâ a trouvé la clé de l'interprétation des célèbres fresques des Tassilis (Bâ et Dieterlen, 1966).

2.5.5. Bilan

De ce bref coup d'oeil sur les massifs montagneux du Sahara Central au Quaternaire on peut retenir quelques points.

Ces régions ont conservé les traces des fluctuations climatiques pluri-millénaires du Plio-Pleistocène, mieux qu'en plaine où les formes de relief et les sédiments anciens sont détruits en grande partie par l'érosion, ou ensevelis sous de nouveaux sédiments et difficiles à distinguer les uns des autres. Ces enregistrements varient suivant que l'on est dans des secteurs abrités ou exposés au soleil ou au vent, à des altitudes qui s'étagent entre 500 m et plus de 2000 m. On a ainsi tous les intermédiaires entre les lacs de basses plaines, les pentes et les névés des sommets. Par contre, les regs de déflation intense à dreikanTERS sont absents car le vent rencontre trop d'obstacles en montagne pour être efficace au ras-du-sol.

Le rôle du volcanisme et des déformations contemporaines n'est pas aisé à fixer pour le moment. Des cônes ou des coulées ont pu modifier le paysage ; des failles provoquer la disparition de lacs comme celui de l'oued Abrare dans le cirque de l'Illamane au Villafranchien (Rognon, 1967, p. 458). Certes il s'agit là de phénomènes locaux. Par contre c'est l'édification rapide, à l'échelle géologique, de volcans s'élevant à plusieurs centaines de mètres au-dessus de la pénélaine qui a permis la formation de névés et même de glaciers (glaciers rocheux ou glaciers enterrés). Or, ces névés façonnent le paysage mais surtout constituent, pour les êtres vivants, des réserves d'eau disponibles en saison sèche.

2.6. Paradoxe ou enregistreur parfait ? La cuvette de Taoudenni (Mali)

Taoudenni (ou Taoudennit) : ce nom, dans toute l'Afrique occidentale, évoque le sel, les grandes caravanes (les Azalaï), le trafic, et, pour ceux qui y ont été, des hommes décharnés charriant la terre rouge et façonnant le sel au fond de grands trous, la poussière et une eau de boisson salée et magnésienne, au moins certaines années.

Autant que l'on puisse en juger d'après les cartes, c'est l'ombilic, le point le plus bas de l'Ouest africain, les régions côtières mises à part.

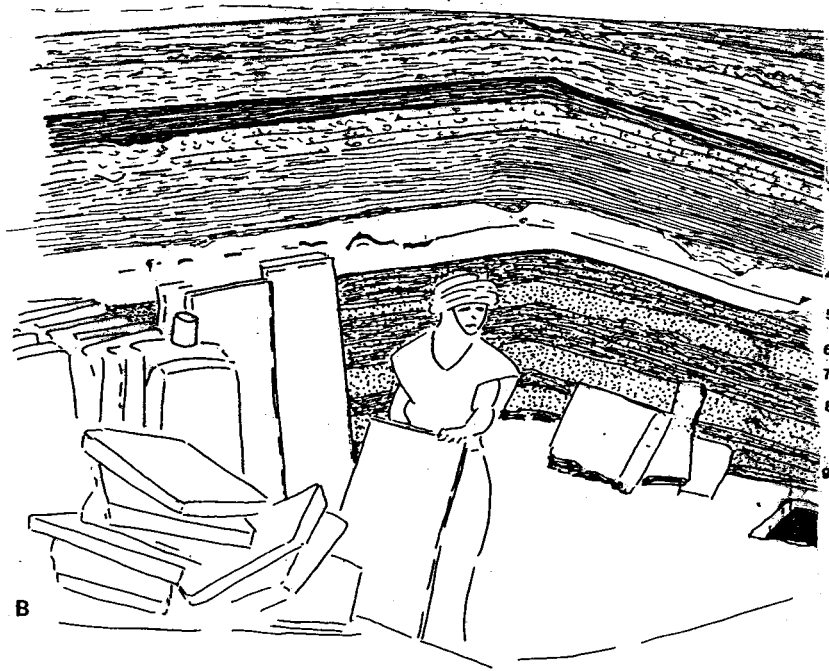
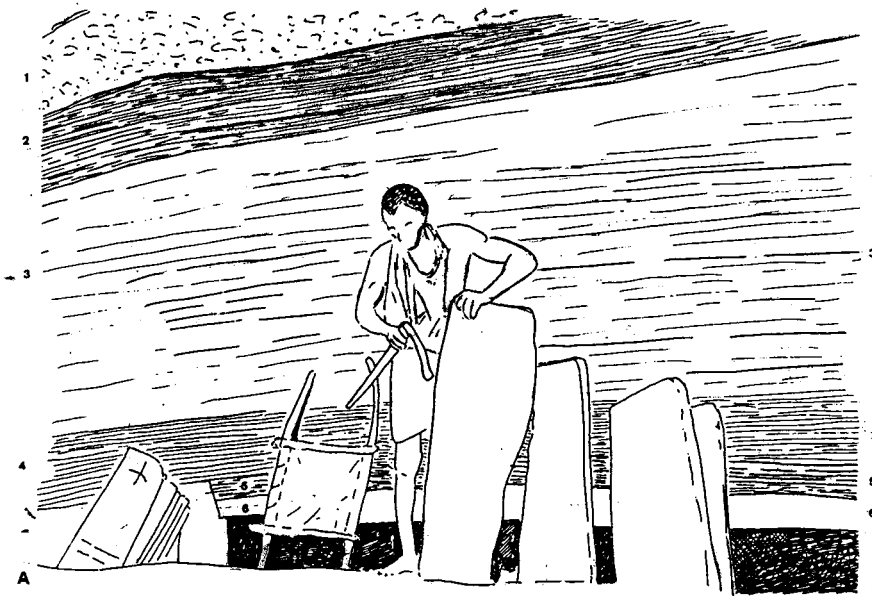


Fig. 10.19. - Taoudenni : mines de sel d'Agorgott.

A. une mine en 1961.

Le mineur façonne à l'herminette une plaque de sel extraite sans doute du plancher de la galerie (couche Baera ou Kamra) invisible ici.

A sa droite, des plaques terminées portant la marque du propriétaire et une civière de bois et cuir qui sert à remonter les déblais à la surface (ce travail est confié à des manoeuvres non qualifiés).

- 1: Grès grossier argileux, caverneux près de la surface (=Sabkha).
- 2: argile plastique lie-de-vin, à minces lits de sable, contenant de petits débris de bois (= Bourgha-Bourgha et Bourhet Nous).
- 3: argile lie-de-vin, plastique, contenant des cristaux aigus de glauberite disséminés ou concentrés en lits (= Harichat).
- 4: argile plastique contenant des débris de bois (= Harma Lemné).
- 5: argile gris-jaune ou bleu contenant 4 à 6 lits de sel (=Wara Fereh).
- 6: Sel compact bien cristallisé (= Wara) surmontant une couche d'argile gris vert qui constitue le toit de la galerie (en noir) qui s'ouvre aux pieds du mineur. Cette argile contient un lit de sel (=Liligui) et de gros morceaux de bois. L'un d'eux a été daté en C14 à 5650 ± 150 a BP. Dessin d'après une photo de Drechou (mission astro I.G.N., 1961).

B : une mine dans le Nouvel Agorgott (au Sud du précédent et du dyke d'Agorgott), en exploitation en 1982-1988.

Le grès argileux Sabkha est ici moins épais.

- 1: Sables et argile rouge.
- 2: argile rouge contenant 5 minces lits blancs ondulés (= Bourgha-Bourgha).
- 3: argile à lamines jaunes et vertes soulignant des fentes de dessiccation (=Harma Lemné).
- 4: argile et silts jaune-vert à lentilles de sel grossier(= Wara Fereh).
- 5: couche de sel (= Wara) à gros cristaux, laissant subsister des vides (géodes) de 1 à plusieurs dm. Ce sel n'est pas exporté mais utilisé comme moellons pour la construction des maisons.
- 6: argile rubanée à débris végétaux (= Zoko Fereh).
- 7: sel en gros cristaux (Mamija).
- 8: argile à lentilles de sel et débris de bois datés en C¹³-C¹⁴ à 6640 ± 100 a BP.
- 9: couches de sel exploitées : Baera (ou Beida), El Bent et Kamra séparées par des horizons d'argile. Kamra formait alors le plancher de la mine. Un puits dont l'ouverture est visible au niveau du sol à droite, la traverse. Des plaques de sel sont stockées ici. Elles proviennent de couches différentes. Les plus prisées c'est à dire les longues, de sel compact, blanc, seront vendues fort cher à Tombouctou.

Dessin d'après une photo de Petit-Maire.

Le fond de la sebkha de Taoudenni se trouve vers 125 m d'altitude, c'est-à-dire 130 m environ au-dessous du cours du Niger à Tombouctou ! Cette cuvette ne reçoit aucun oued venant de régions éloignées; et l'on n'a aucune preuve de remontées depuis des nappes profondes, comme c'était le cas dans le Bas Sahara (§ 1.2). Seule l'eau de son bassin versant (32.000 km²) s'y rassemble. Elle ne peut venir que du ciel et c'est vers le ciel seulement qu'elle peut s'en aller, par évaporation puisqu'on ne lui connaît aucun exutoire possible, en surface comme en profondeur. De plus, située en contre-bas des plaines environnantes du Tanezrouft à l'Est et de la Mâjâbat Al Koubrâ à l'Ouest, elle est trop loin des montagnes du Hoggar et des Tassilis pour que celles-ci puissent l'abriter tant soit peu du vent. Comme une grande station météorologique naturelle, la cuvette de Taoudenni a ainsi enregistré l'évolution des précipitations et de l'évaporation au cours du Quaternaire et en particulier de la dernière période humide de l'Holocène, entre 10.000a et 4000a BP, et ce à une latitude voisine du Tropique. C'est dire la position-clé qu'elle occupe pour les paléoclimatologues. Des témoins du Pleistocène y sont également conservés. Nous les mentionnerons à la fin.

L'origine de cette dépression est encore mal connue et différente de celle de la dépression de Qattara en Egypte, de dimensions comparables (300 km sur 145 km). Plus que pour cette dernière (Albritton *et al.*, 1990), l'ablation éolienne a dû jouer un rôle (Fabre et Mainguet, 1984). Des recherches récentes montrent que cette dépression a commencé à se créer après le dépôt du Crétacé, et que sa subsidence a repris après celui des formations lacustres de l'Oligo-Miocène. Elle se serait accentuée au Quaternaire. L'étude de ces dépôts peut donc servir de modèle, non seulement pour l'évolution des climats depuis 2 ou 3 millions d'années (le Plio-Quaternaire) mais aussi des déformations récentes et actuelles du craton, réputé figé, qu'est l'Ouest-Africain. Il en est sans doute de même pour la zone déprimée analogue, d'altitude égale ou inférieure à +200 m, que l'on connaît, 300 km au Nord-Est, dans la région de Fersiga, et qui s'étend à l'Ouest de la falaise du Khnachich.

2.6.1. Les Salines d'Agorgott

Le sel qui est extrait de Taoudenni depuis la fin du 16^e siècle (Clauzel, 1960) est transporté par les «Azalaï» jusqu'au delà du Niger (Reichelt, 1999). Il n'affleure pas mais provient d'un ensemble de strates recouvertes d'un manteau d'argile rouge sableuse (dite Sabkha). Cette couverture, épaisse de 2 m et plus à Agorgott *s. str.* (Monod, 1952; Clauzel, 1960; Villemur, 1967) est beaucoup plus mince dans la zone actuellement exploitée, le Nouvel Agorgott au Sud de l'agator de ce nom.

La comparaison entre les salines du Nord et du Sud suggère «l'existence de deux dépressions séparées par le dyke d'Agorgott. Jusque vers 5640 ans BP, les deux lacs communiquent et ont les mêmes conditions de milieu. Une sédimentation clastique argileuse alterne avec des dépôts salins, au gré d'épisodes transgressifs ou régressifs, contrôlés par l'apport d'eaux de surface et l'évaporation. Une baisse du niveau lacustre sépare les deux dépressions après 5640a BP et coupe le lac du Nouvel Agorgott de la source principale de ruissellement, au Nord. Il s'assèche, laissant une surface à mud-cracks, tandis qu'au Vieil Agorgott l'aquifère affleurant et le ruissellement venu du Nord maintiennent le lac en eau. Après 3840a BP, la réduction des précipitations et la baisse de la nappe résultent en l'établissement de conditions de sebkha dans tout le paléolac d'Agorgott» (Oxnevad, 1991). Une nappe de saumure, captive sous les couches de sel, gêne l'exploration des couches sous-jacentes. De petits sondages ont permis de connaître une partie de ces dernières et les dater par la méthode ¹³C-¹⁴C (Missions Petit-Maire, CNRS, 1985, 1988). Les mesures faites sur des débris de bois carbonisé situent tous les terrains dans l'Holocène (Fig. 10.20). Elles sont cohérentes entre elles sauf pour un bois d'acacia récolté en 1961 et daté en 1976 de 5650 ± 150a BP. Cette anomalie peut être due à un mauvais repérage dans la stratigraphie. Les coupes et les sondages ont montré que l'on pouvait observer «l'évolution d'un lac saumâtre en sebkha dans les derniers 8200 ans» (Oxnevad, 1991). Les dates permettent de distinguer, dans l'Holocène, trois périodes.

1. Jusque vers 6750a BP, se sédimentent des argiles, des matières organiques (débris végétaux), du sel et des sulfates sous forme de cristaux de halite, de glaubérite et de thénardite dispersés dans un sédiment gorgé d'eau (Fabre, 1991; Mees, 1999). Schulz (1991) y trouve une prédominance de pollens de Graminées et de Cypéracées : «une végétation ouverte, de type saharien, caractérisée par les graminées, avec quelques arbres, *Acacia* et *Capparis*, et des buissons de *Fagonia* et de *Cassia*... Les environs des lacs étaient couverts de marais à *Typha*, *Phragmites* et *Juncus*». La saumure qui imbibe ces couches est emprisonnée par la première couche de sel. L'étude des inclusions dans les cristaux de thénardite (Canals-Sabaté et al., 1990) a donné des indications sur les températures du milieu de formation. Elle pourrait être étendue aux différentes couches de sel, grossièrement cristallisées, ou saccharoïdes et compactes.
2. Vient une période où se déposent en alternance des couches de sel et d'argile à sulfates (Mees, 1999). Elle dure jusqu'à 4000 - 4500a BP. Elle n'implique pas un climat hyper-aride (nos marais salants se trouvent de nos jours sous des climats tempérés) mais un confinement. Quelques fragments de bois d'acacia ont été préservés dans les couches de sel et les intercalaires argileux (Thinon, 1991).
3. La troisième période, de 4000a BP à nos jours, voit se sédimenter d'abord des argiles gris bleu et vertes puis rouges. Elles contiennent de petits débris de bois carbonisé et des cristaux dispersés de glaubérite qui blessent les mains des mineurs, d'où le nom de Harichat donné à cette couche. Des films de sable très fin poudrent certains joints de stratification. Ils pourraient être les témoins des premiers vents de poussière. Au-dessus, des argiles rouges sableuses à surfaces craquelées signent l'assèchement du lac. L'étude de cette formation n'est pas achevée. On ne connaît pas en effet les couches de base. Des sables éoliens grossiers découverts sur le flanc septentrional de l'agator Agorgott pourraient appartenir au Pleistocène moyen ou inférieur. D'autre part, la présence de séquences millimétriques dans

le sel et les argiles offre la possibilité d'analyser ici des cycles climatiques de l'ordre du siècle ou de quelques décennies, bref à échelle humaine.

Il y a peu de traces de vie dans les dépôts du lac salé : la mince couche de sel qui emprisonne la nappe de saumure a gainé les végétaux (*Corchorus depressus* selon Thinon, 1991) qui poussaient à la surface de la sebkha d'alors, comme on peut le voir aujourd'hui à la Sebkhet El Melah, lorsque celle-ci se dessèche. Contre l'agator Agorgott et sur le bord Nord-Est du lac septentrional, on trouve des *Melania tuberculata* qui devaient vivre dans les zones d'eau moins salée, près de sources ou à l'embouchure d'oueds. Une végétation de graminées et d'acacias croissait aux alentours. Selon Monod (1952) on aurait trouvé dans le vieil Agorgott un os d'hippopotame. A-t-il été amené par les ruisseaux depuis les marécages à roseaux du Nord ? Aucun autre os n'y a été trouvé. Le plancher du lac d'Agorgott est, au Nord et à l'Est, en grande partie formé par une double dalle calcaire (voir chapitre Carbonifère), karstifiée, aquifère et qui plonge doucement vers l'Ouest et le Sud-Ouest, c'est-à-dire vers le centre de la cuvette. Un écran imperméable de shales et de grès argileux du Dévonien l'isole des grès ordoviciens «de l'Erg Chech» sous-jacents, dont les affleurements se situent à une altitude un peu supérieure (180 à 300 m). Ce calcaire carbonifère est surmonté par des grès et argiles rouges à gypse du Namurien qui forment les buttes-témoins de Hammou Salah, Zenzane, Jerfa. Celles-ci montrent souvent de belles formes d'érosion éolienne et signalent au voyageur, parti depuis deux ou trois semaines des bords du Niger, qu'il s'approche de Taoudenni. De là viennent les sables et les argiles rouges sédimentés à l'Holocène dans la cuvette d'Agorgott ainsi que les sulfates et sans doute le sel.

2.6.2. Les lacs gypseux

Autour de la sebkha d'Agorgott, dans un rayon de quelques km, des croûtes gypseuses représentent le stade final de l'évolution de petits lacs établis à quelques mètres au-dessus du niveau de la sebkha. Au Néolithique, on a campé sur leurs rives, par exemple au pied du Kreb el Djemel (Fabre, in Petit-Maire et Riser, 1983), mais non sur celles du lac salé lui-même.

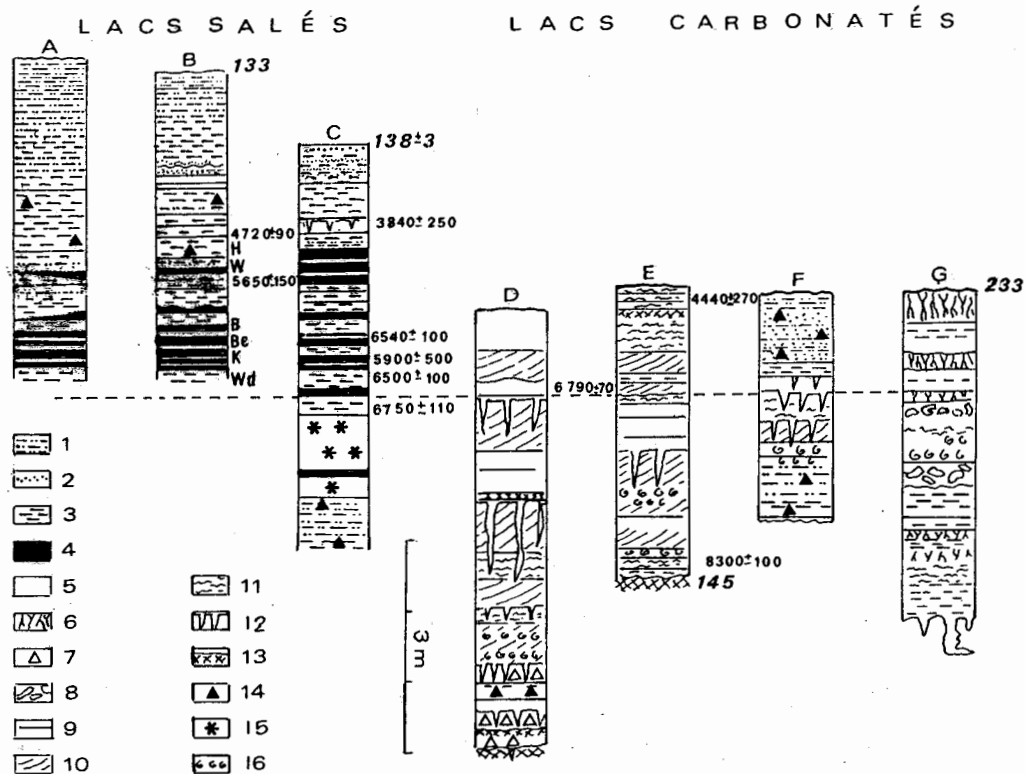


Fig. 10.20. - Stratigraphies comparées du lac salé d'Agorgott (colonnes A, B, C), et des lacs carbonatés de Haijad (D, E, F) et de Guettara (G).

Les corrélations sont fondées sur les niveaux-repères des mineurs de sel, des horizons à mud-cracks et des âges radiométriques en C¹⁴ sur débris végétaux.

En italique, altitudes IGN ou évaluées sur le terrain.

A et B : relevé dans les anciennes salines.

C : nouvelles mines au Sud de l'agator Agorgott.

D : coupe d'un yardang au large.

E, F : coupes dans des yardangs conservés près du rivage Nord de Haijad.

G : lac marécageux de Guettara, 95 km en amont, au Sud-Est.

Dans la coupe B on a indiqué quelques couches caractéristiques : l'argile Harma Lemné (H), Wara (W, sel), Baera (B, sel), Bent (Be, sel), Kamra (K, sel), Walanda (Wd, argile).

Figurés : 1: argile sableuse, silts. 2: minces lits et lentilles de sable fin. 3: argile. 4: sel. 5: boue carbonatée consolidée. 6: travertin calcaire. 7: brèche. 8: débris-flow de Guettara. 9: discontinuité et stratification horizontale.

10: esquisse de stratification oblique dans la boue carbonatée, peut-être due au courant provoqué par le vent du Nord-Est. 11: lits bioturbés. 12: surfaces à mud-cracks. 13: paléosols. 14: cristaux diagénétiques de glauberite et de gypse disséminés dans l'argile ou le sable argileux.

15: cristaux de thénardite croissant dans la saumure. 16: concentrations de gastéropodes aquatiques.

2.6.3. Le lac carbonaté de Haijad

Le 26 Mai 1828, René Caillé, venant de Tombouctou, en chemin vers le Maroc, évita Taoudenni et passa par Téliq, à 30 km à l'Est. Avant d'arriver au puits, «à cinq heures du matin nous passâmes parmi de gros blocs de terre blanche qui, dans l'éloignement ressemblaient à des maisons en ruines ; on trouve dans cet endroit du sable gris très fin... un peu plus loin je trouvais des veines de terre blanche de la même nature que ces blocs». Il s'agit en fait d'un groupe de petites buttes-témoin, découpées par le vent dans un sédiment argilo-carbonaté blanc, tendre, plein de coquilles de gastéropodes d'eau douce, et qui se dressent dans la dépression de Haijad au Sud de Téliq, tandis que les «veines de terre blanche» sont des filonnets de gypse qui cloisonnent les grès et shales namuriens des collines qui la limitent au Nord. Les âges ^{13}C - ^{14}C mesurés sur des coquilles de *Melania tuberculata* montrent que ces dépôts sont contemporains de ceux d'Agorgott (Petit-Maire, 1991). Mais là, pas de sel. Les seuls sulfates sont de petits cristaux de gypse néoformés. Ils ont dû cristalliser au moment où le lessivage du sédiment cessa. Ces buttes sont posées sur les couches de transition entre les calcaires du Viséen-Serpukhovien et les argiles rouges du Carbonifère supérieur. Elles témoignent de l'existence périodique d'un lac d'eau douce (Fabre et Petit-Maire, 1988; Petit-Maire, 1991) de 55 km² à 64,6 km² (Fabre, 1991; Page *et al.*, 1991) et dont la profondeur atteignit au maximum 14 à 16 m. On a pu en retrouver les rivages et en reconstituer la forme. La sédimentation a commencé vers 8300a BP. Sur le plancher des argiles du Carbonifère, remaniées et craquelées montrent qu'un marais a précédé le lac. D'autres surfaces à mud-cracks existent au sein des argiles carbonatées à *Melania*, et prouvent que ce lac s'est asséché ensuite à plusieurs reprises. Mais, chaque fois, la remise en eau est survenue avant que le vent ait pu apporter du sable dans les fentes de dessiccation. L'épisode lacustre paraît se terminer vers 4000a ou 4500a BP par un marécage, comme il avait commencé 4000 ans plus tôt.

Ce sont aussi des travertins calcaires à *Melania* qui se sont déposés dans les marécages et les petits lacs formés en amont, au Sud-Est, sur plus de 80 km, depuis Haijad (à 138 m-148 m d'altitude), jusqu'au puits d'El Guettara (alt. 233 m). La plupart sont nés derrière des barrages formés par

des dykes de dolérite (les «agators»). Les gastéropodes d'eau douce y ont vécu, mais aussi quelques crocodiles. Plus, les gens du Néolithique qui ont, un temps, vécu sur la rive du Kesret El Gani (voir carte) y ont mangé du rhinocéros, de l'éléphant et des bovidés (Petit-Maire, 1986). Sachant qu'il faut à ces animaux de grosses quantités de fourrage chaque jour, on a une idée de la végétation qui s'était développée autour de ces marécages et ces lacs : de quoi rêver lorsqu'on se traîne sur ces regs désolés, poussiéreux et venteux...

Des dépôts de cette période, il reste donc, à Haijad, quelques témoins, conservés à l'abri du vent. Mais leur volume est infime par rapport à ce qui manque et qui a été enlevé. Connaissant la date de la fin du régime lacustre et ce qui est parti, on a une estimation de la vitesse d'ablation éolienne dans ces sédiments tendres puisque, faute d'émissaire de surface, les eaux de ruissellement ne peuvent être impliquées. Cette ablation est ici de l'ordre de 1 à 2 mm par an. Les dépôts lacustres sont maintenant en grande partie déblayés et le vent attaque aujourd'hui le substrat, en particulier les argiles carbonifères du plancher dont les paillettes vont saupoudrer les dunes à l'aval (au Sud-Ouest), avant d'être réduites en poussière et exportées.

Agorgott, Haijad : ces deux types de dépôts lacustres, tout proches (30 km), sont différents. Pourtant ils se sont déposés au même moment, entre 8500a et 4000a BP, et sous le même climat. Leur substrat est le même : les calcaires, grès et argiles à gypse du Carbonifère supérieur. Leurs bassins versants sont comparables : 1090 km² pour Agorgott, 732 ou 813 km² pour Haijad. Toutefois, si l'on inclut pour Haijad celui des lacs de l'amont qui s'y déversaient en périodes de hautes eaux, il faut tripler ce chiffre. Leur évolution est comparable : dès l'installation du lac de Haijad la sédimentation est rapide (2,6 mm par an) bien que des surfaces craquelées témoignent d'émersions temporaires. Pendant ce temps, dans le lac d'Agorgott la salinité varie : par moments des diatomées peuvent y vivre; il s'y dépose des argiles, des sulfates et quelques minces couches de sel.

Après 6500a-7000a BP le taux de sédimentation diminue à Haijad (0,6 mm par an) et des marécages s'installent près du rivage Nord-Ouest. Cette période est celle du dépôt des principales



Fig. 10.21. - A. Travertins d'El Maghlizen (entre Haijad et Guettara), armés de tubes calcaires formés autour de tiges des végétaux du marais. Un lit plus riche en coquilles de *Melania* et de *Bulins* traduit un bref épisode lacustre.

B. Travertins remaniés dans une coulée boueuse près du puits d'El Guettara. Les blocs ont en partie fondu dans la masse. Ils sont disposés en tous sens et parfois ployés. La matrice, une purée de débris, contient des coquilles remaniées de *Melania* et de *Bulins*. L'amont est à droite de l'observateur. D'après des photographies.

couches de sel d'Agorgott (Fabre et Petit-Maire, 1988). Vers 4000a BP, le lac de Haijad se transforme en marais. A Agorgott les premières surfaces craquelées apparaissent avec la sédimentation argileuse puis argilo-sableuse. Cette aridification progressive du climat au milieu de l'Holocène est enregistrée ailleurs, jusqu'en Arabie (Sirocko *et al.*, 1993), par une augmentation du flux de poussière enregistré dans les sédiments.

Les différences entre les deux lacs sont dans la nature des sédiments mais aussi dans l'altitude. Or celle-ci offre une explication. En effet, le fond du lac de Haijad se trouvait au début de la sédimentation (vers 8500a BP) à 10 m au minimum au-dessus de celui d'Agorgott. Plus tard, la surface des eaux en périodes de remplissage se trouvait à Haijad à une quinzaine de mètres au-dessus de celle du lac d'Agorgott. Le réseau karstique du substrat calcaire pouvait faire communiquer les deux dépressions. Car les dykes de dolérite qui les séparent ne sont pas continus et l'on peut considérer que, dans les calcaires, leurs épontes ne constituent pas de barrières étanches comme celles qui se forment dans les argiles. Enfin on verra plus loin que certaines failles, injectées de dolérite au Jurassique, ont joué au Quaternaire en brisant la roche et ses épontes (Fabre *et al.*, 1989) ce qui a transformé ces barrages en drains ! On peut donc penser que le lac de Haijad, comme les autres lacs et marais environnants, n'était pas étanche mais perdait par le fond l'eau qui allait finir de s'évaporer dans la cuvette d'Agorgott, plus basse, où précipitaient les éléments les plus solubles. Elle a dû être, en outre, alimentée par des sources artésiennes venant de la nappe très salée du Tournaisien et remontant par les zones bréchifiées des failles du centre de la cuvette (Guerre, 1984, 1985).

Cette période «humide» a donc été, à partir de 6500a-7000a BP, une période de forte évaporation. Mais, à la différence de ce que nous avons vu au Tchad ou dans le Massif Central saharien, on n'y trouve pas de matériel grossier signant des pluies d'orage. La cause est peut être météorologique, ou simplement due à la platitude du pays. La seule exception se trouve, tout à fait à l'amont du dispositif, près du puits d'El Guettara. Là, des blocs de travertins holocènes ont été amenés par une coulée boueuse dans le lac à *Melania* du même âge. Elle pourrait correspondre à la transition de l'Humide vers la sécheresse (Fig. 10.21).

2.6.4. Les témoins plus anciens

De rares petits lambeaux de travertins consolidés subsistent à la surface des calcaires carbonifères de la Hammada El Haricha. Deux ont été étudiés : l'un à 50 km à l'Ouest de Taoudenni (Sbeita) et l'autre à 30 km à l'Est (Télig). Tous les deux se situent vers la cote 230 m à 240 m, soit une altitude voisine de celle du Niger (260 m environ à Tombouctou). Ces travertins indiquent des résurgences d'une nappe dont le niveau se situe maintenant vers la cote 135 m dans les trois puits alimentant Taoudenni.

A Sbeita, les travertins sont plaqués sur la pente qu'ils suivent sur 20 m de dénivelée, en s'épaississant vers le bas. Là, ils passent à des calcaires lacustres posés sur des argiles sableuses. Ils ont été datés par la méthode U-Th de 125.000 ans BP (Petit Maire, *com. or.*, 1994). A Télig, ils surmontent des argiles et des sables fins et montrent une alternance de dépôts lacustres et palustres. Les plus anciens, à la base, auraient donné en U-Th, des âges de 160.000 ans BP. Dans les deux sites, les calcaires contiennent de rares gastéropodes lacustres.

A Télig, les travertins anciens, découpés en grosses buttes profilées (yardangs), sont fossilisées par deux travertins plus jeunes. L'un est associé à une industrie de l'Atérien. Semblable à celui qui a été daté au Kesret El Gani dans une position analogue, il peut se situer vers 20.000a BP ou plus. L'autre travertin est holocène, comme les dépôts du lac de Haijad, tout proche. Les yardangs indiquent une direction du vent voisine de l'actuelle. On peut les attribuer à une phase désertique postérieure à 160.000a BP et antérieure à 40.000a - 20.000a BP. On aurait donc, dans la cuvette de Taoudenni, la trace d'au moins trois phases humides au Pleistocène, attestées par des dépôts lacustres, palustres ou d'émergences karstiques : l'une vers 160.000a BP, une autre à 125.000a BP, et enfin une vers 40.000a - 20.000a BP. De cette dernière phase daterait le paléosol rouge d'Azarza, découvert sur la Hammada El Haricha au Nord-Ouest de Taoudenni (Fabre, *in* Petit-Maire et Riser, 1983) et dans lequel sont empâtées des pointes atériennes. Comment se fait-il que l'on ne retrouve pas plus de témoins de ces périodes, fossilisés sous les sédiments de l'Holocène ? On peut faire l'hypothèse qu'ils ont été balayés par les vents de sable des périodes

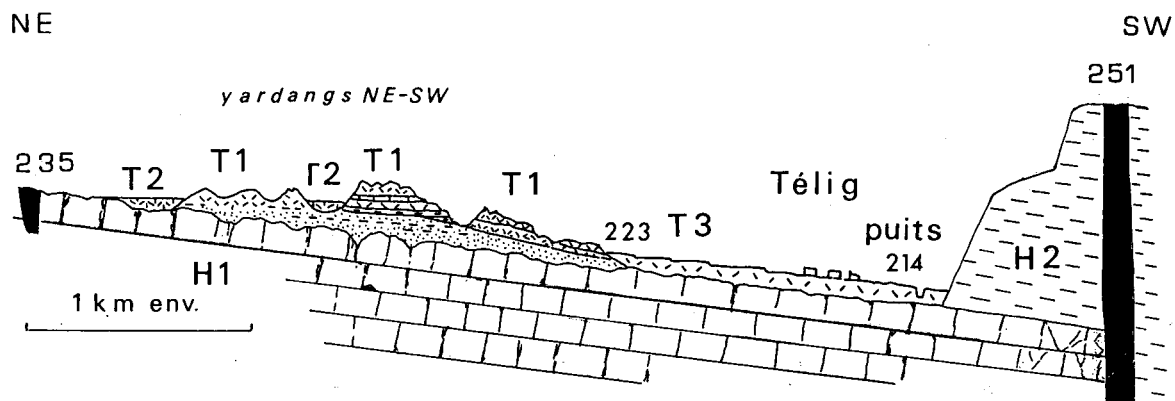


Fig. 10.22. - Schéma du site de Téliq. Les hauteurs sont très exagérées.

H1: calcaires carbonifères de la Hammada El Haricha, karstifiés.

H2: argiles et grès rouges à gypse du Namurien supérieur.

En noir : dolérite. L'agator de Téliq et les cornéennes qu'il développe dans les argiles carbonifères créent un barrage.

Un lac s'est formé à l'amont. Il n'en subsiste aujourd'hui qu'une petite nappe d'eau assez douce qui alimente les puits.

Téliq était autrefois la station estivale des habitants permanents de Taoudenni lorsque l'exploitation du sel cessait, de la mi-Mai à la mi-October (Clauzel, 1960).

T1: travertins anciens surmontant des sables plus ou moins argileux, coupés d'un mince horizon calcaire discontinu (dépôt lacustre ou croûte fossile).

T2: travertins tendres supportant une industrie atérienne et estimés à 20.000 ans BP.

T3: travertins holocènes.

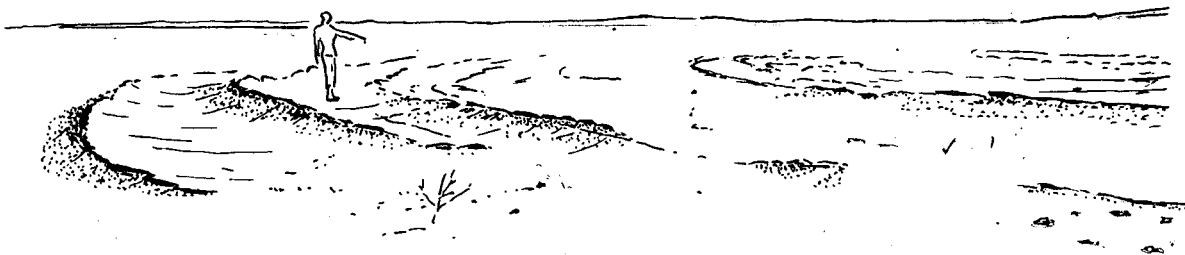


Fig. 10.23. - Racines de barkhanes conservées dans la partie occidentale du lac d'Oum El Assel (région de Taoudenni, au Sud-Est de Trahza). Allure d'un segment de goultière. Le personnage donne l'échelle et indique la direction du vent au Pleistocène, NE-SW (ici entre 226° et 285°), analogue à celle des cordons dunaires actuels voisins (d'après une photographie).

désertiques antérieures. Deux observations nous y amènent :

1. D'une part, le fait qu'à Haijad, il reste peu de chose des sédiments lacustres holocènes dont le dépôt s'est terminé il y a moins de 4000 ans. Des ablations éoliennes ont dû affecter de la même façon, à chaque retour du désert, les sédiments lacustres qui s'étaient déposés pendant les périodes humides du Pleistocène.
2. D'autre part, les preuves d'une action éolienne, intense et répétée. Les yardangs de Téliq sont d'âge au moins Pleistocène supérieur.

En plusieurs points au Nord de Taoudenni, dans la région de Trhaza et Oum El Assel, comme au Sud-Est, dans la région de Tagnout et d'In Koussamène (vers 20°40'N-0°30'W), les sédiments holocènes fossilisent de larges «gouttières» dunaires. Dans les deux secteurs, plus de 400 mesures indiquent une direction du vent et un type de dunes (dunes linéaires avec barkhanes associées sur leur flanc Est) très voisins de ce que l'on observe aujourd'hui. Ce type de surface plus ou moins cimentée par des sulfates, des carbonates, ou de la silice a été décrit aux U.S.A. (Fryberger *et al.*, 1988) sous le nom de «Stoke Surfaces» du nom de leur inventeur. La base des dunes du Pleistocène terminal, conservée à Oum El Assel, est traversée de racines fossiles et a conservé des pistes d'animaux rampant sur un fond humide. Le sable a dû être fixé d'abord par les eaux sulfatées de sebkha, puis par la silice. L'humidité revenant, un lac d'eau douce s'est installé; la plus grande partie des dunes a été déblayée. Divers organismes, végétaux et animaux, prolifèrent alors sur le fond, tandis que commençaient à se déposer des sédiments terrigènes à *Melania*.

L'existence au Sahara de dunes du Pleistocène supérieur a été signalée depuis longtemps sous des noms variés : les «médiennes» de Monod (*in* Villemur, 1967), les «vieilles dunes rouges» de Riser et Rognon (*in* Petit-Maire et Riser, 1983). Elles se sont faites pendant le Saourien (§ 1.1.3.) = le Kanémien (§ 2.4.) = l'Ogolien de Mauritanie (§ 2.7.). Un Erg Chech ancien s'est formé au Nord-Est de Taoudenni. Les gros cordons, à l'Est des Eglab, sont formés par du sable fin, rouge, ou gris pâle ou blanc. Les Hommes du Néolithique ont campé sur les flancs de ces dunes et laissé là leurs outils. Le sable roux des dunes vives récentes qui les surmonte les ensevelit peu à peu. Il en est de

même dans le Waran (Nord de la Majâbat Al Koubrâ, Mauritanie).

Les formations lacustres et palustres de la région de Taoudenni démontrent qu'au Pleistocène supérieur et à l'Holocène, une vaste région à basse altitude (moyenne : 130 à 250 m), sous le Tropique, a vu plusieurs fois le désert remplacé par une savane. Des marais et des lacs ont occupé les cuvettes (Schulz, 1991). Au Sud de Taoudenni, vers 18°N-3°W, l'Humide Holocène commence avant, à 9250 ± 100a BP. D'immenses lacs se forment alors, en connexion avec le Niger. Les lacs des Daounas et le Faguibine en sont aujourd'hui les reliques. A Taoudenni, nous avons vu que la sédimentation débutait dans Haijad 1000 ans plus tard. L'Humide Holocène s'y terminera aussi 1000 ans plus tôt qu'au Sud (Petit-Maire, 1989; Petit-Maire et Riser, 1983; Riser et Petit-Maire, 1987). Il faut dire que certains de ces lacs plus méridionaux, tel celui d'Ine Sakane étaient aussi alimentés par des eaux venues du Hoggar. L'analyse de cet autre Quaternaire de plaine apporte quelques précisions intéressantes :

1. Pour la période récente (depuis 4000a BP), une quantification de l'ablation éolienne en zone hyper-aride (Fabre et Mainguet, 1984) : un minimum de 1 mm à 2,3 mm par an pour les sédiments tendres, contre 0,02 à 0,03 mm par an pour des calcaires compacts. Or cette ablation a dû être plus importante encore lors de l'Aride «ogolien» du Pleistocène supérieur, qui a duré plus longtemps (près de 10.000 ans) et a été plus sévère, semble-t-il, que l'actuel. Le vent a pu donc jouer un rôle de premier ordre dans la genèse de cuvettes, comme celle de Taoudenni (Fabre et Mainguet, 1984).
2. Depuis la désertification, des pluies torrentielles se sont produites. Elles sont responsables des glacis couverts de débris non patinés qui s'étendent par exemple au pied de la gara Hammou Salah. Ces débris ont été remaniés après le Néolithique car à Téliq et Haijad, des gravures dans des roches semblables sont aujourd'hui fortement patinées.
3. L'absence d'érosion vive pendant les périodes humides de l'Holocène et du Pleistocène supérieur pose un problème. On n'observe pas de cailloutis dans les dépôts lacustres, et les

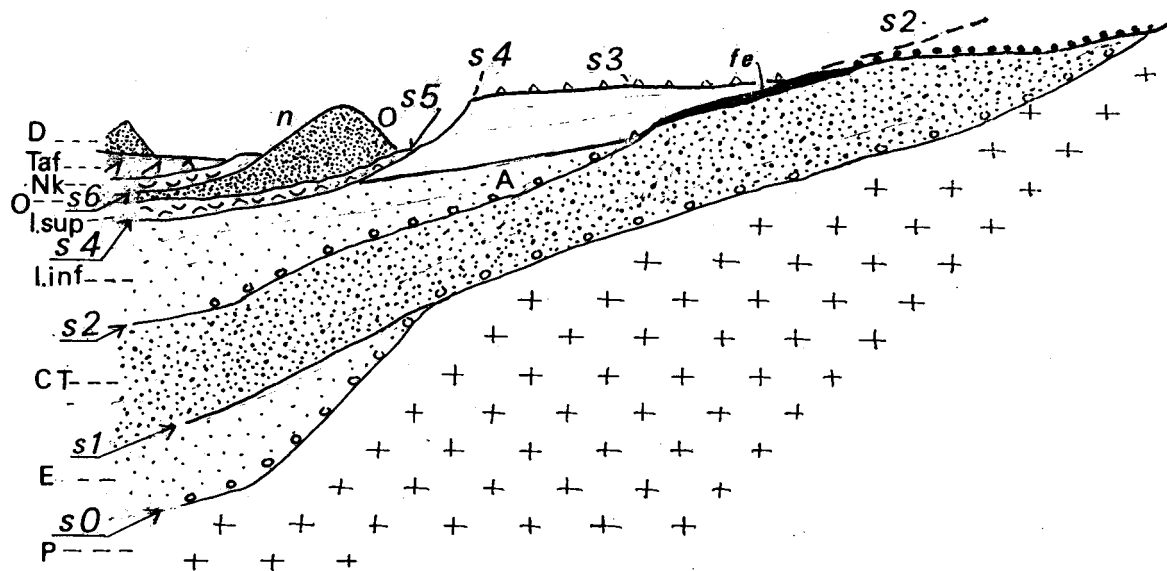


Fig. 10.24. - Diagramme des unités lithostratigraphiques et des discontinuités du Quaternaire de Mauritanie (état des connaissances en 1967) d'après Faure *et al.* (1998) simplifié.

D. dunes, cordon littoral.

Taf. Gypse du Tafoli.

Nk. Nouakchottien, n. habitats néolithiques. S6 sols, dissolutions de calcaires.

O. Ogolien. S5. croûtes.

I. sup. Inchirien supérieur et sa surface de base S4. S3. Reg à feldspath.

I. inf. Inchirien inférieur.

A. Ajouerien et sa surface de base S2.

CT. Continental Terminal et sa surface de base S1. fe. cuirasse.

E. Eocène. S0. surface de base.

P. Précambrien et Paléozoïque.

Fig. 10.25. - Le Tafarien (Plio-Pleistocène), d'après Hébrard *et al.* (1983).

A: sur le Continental terminal. B: Sur le socle cristallin.

A	B
- Dalle silicifiée. 0,50 m	
- Grès à débris ligneux (2 m)	
- Calcaires lités 5 m	Calcaires lités à ostracodes
- Grès à débris végétaux	
- Grès glauconieux à lentilles de diatomite	Grès à nodules calcaires
- Grès à "marmites" 10 m	Cuirasse (3-1 Ma)
-Cuirasse.....	Arène conglomératique à montmorillonite.
	Altération kaolinique.

<i>CONTINENTAL TERMINAL</i>	<i>SOCLE CRISTALLIN</i>

terrasses anciennes anté-holocènes ne contiennent pas de gros éléments.

4. Enfin, les effets indirects d'une tectonique récente sur la circulation des eaux doit être prise en compte.

2.7. Le Plio-Quaternaire en Mauritanie occidentale

Les dépôts plio-quaternaires du littoral mauritanien ont dû enregistrer à la fois les fluctuations climatiques sahariennes et les variations du niveau de la mer et de sa température. Ils devraient permettre de corréliser ces différents phénomènes avec l'extension et la rétraction des calottes glaciaires comme cela a été tenté pour les formations du Quaternaire continental du Sud-Tunisien - Jeffara libyenne et les formations marines ou littorales méditerranéennes (Anketell et Ghelalli, 1991). Mais les variations climatiques ne sont toutefois pas tout-à-fait synchrones au Sahara occidental, au Sahara oriental et au Moyen-Orient (Rognon, 1989). Un courant froid longe les côtes de Mauritanie. En périodes de fonte des glaces polaires la température moyenne a pu être modifiée. On se contentera donc d'esquisser la stratigraphie du Quaternaire littoral de Mauritanie dont certains termes sont des références. Nous nous fonderons pour cela sur l'article de Hébrard *et al.* (1983) et la synthèse de Riser (1991).

2.7.1. Le Plio-Pleistocène

Il est représenté dans la plaine côtière mauritanienne par des cuirasses ferrugineuses et une trentaine de mètres de sédiments que Chudeau avait déjà remarqués en 1909 près du cap Tafarit et dénommés Tafaritien. Ils reposent, suivant les endroits, sur le Continental Terminal ou sur le socle.

Les grès kaoliniques du Continental Terminal (A) sont couverts d'une cuirasse ferrugineuse dont il ne subsisterait que la partie la plus résistante. Cette cuirasse compacte, épaisse de 30 à 40 cm, contient des grains de quartz corrodés et cariés. Par analogie avec celle du Sénégal, elle est attribuée au Pliocène *sl.* Les «grès à marmites» sus-jacents tirent leur nom de cavités qui recoupent des lits de granules ferrugineux et sont remplies d'un gravier

«pseudo-pisolithique» de quartz et de grès. Ils sont surmontés de sédiments marins et lacustres : des grès glauconieux, grès à débris végétaux terrestres (*Tamaris* etc.), des diatomites qui contiennent autant de formes d'eau douce que saumâtre, des calcaires. Des silicifications apparaissent çà et là, surtout au sommet.

Ces sont sans doute les calcaires du cap Tafarit que l'on retrouve 50 km au Nord-Ouest dans les îles basses de la baie d'Arguin, lieux de reproduction et de refuge pour des milliers d'oiseaux. Le plateau d'Arec et surtout de Kianone, la plus grande de ces îles, est formé d'un calcaire crayeux, bréchique, à grains de quartz, et rognons blancs, montrant parfois un début de silicification, qui protège de l'érosion des sables calcaires verdâtres, sous-jacents, à nodules gréseux et tubulures. Nous y avons cherché en vain des lits bien stratifiés à coquilles. Comme dans les calcaires hammadiens du Sahara nord-occidental, ils font penser à des croûtes qui seraient ici très peu évoluées. Pas traces de rivages : on se trouvait apparemment dans l'une des périodes de bas niveaux marins du Pliocène supérieur-Pleistocène inférieur.

Sur le socle cristallin (B) la cuirasse est beaucoup plus épaisse. Elle se présente parfois en anneaux autour des collines ou en petits plateaux de 10 à 15 m de haut. Le faciès caractéristique est «une dalle très indurée, épaisse de plus de 2 m, constituée de gros éléments ferrugineux plus ou moins arrondis, entourés d'un cortex ferrugineux brun et cimentés entre eux par un matériau ferrugineux... moins induré. Cette cuirasse peut contenir des fragments de quartz blanc anguleux, non corrodés». Elle serait d'âge «Pleistocène inférieur (3 à 1 Ma) et pourrait se raccorder au Tafaritien qui en serait le faciès marin». (Hébrard *et al.*, 1983). Elle est recouverte de grès à nodules calcaires, probablement d'origine pédologique que surmontent des calcaires lités à ostracodes et diatomées (Dars, 1956), déposés en milieu lacustre ou lagunaire et en partie dolomités et silicifiés.

A l'intérieur du pays, par exemple au Nord-Est de l'Adar mauritanien, ou sur le socle de la Dorsale Regueibat, une cuirasse de pseudo-pisolithes ferrugineux en grappes agglomérées constitue le premier terme de la couverture récente. Des semis de gravillons remaniés et quelques minces cuirasses seraient plus jeunes. Ils correspondent à une nouvelle période tropicale humide moins intense ou durable que la précédente.

Les sédiments de ce Pleistocène inférieur ont enregistré, dans la zone littorale une succession de transgressions-régressions. Le climat humide n'excluait pas des saisons sèches où se formaient les nodules carbonatés, la dolomie, les silicifications. Dars compare ces dernières à celles qui couronnent la Hammada du Guir à Béni Abbès.

2.7.2. *Le Pleistocène moyen : Aioudjien-Aguerguerien*

L'Aioudjien est le faciès carbonaté d'une transgression qui a dû se produire vers 200.000 ans BP (500.000 à 300.000a BP pour Riser). On l'a comparé au Tyrrhénien du Maroc. L'Aguerguerien en serait le faciès gréseux. En bordure de l'Atlantique, depuis le Cap d'Arguin jusqu'au Rio de Oro au Nord, des calcaires coquillers, des grès et des conglomérats à galets de quartz et coquilles roulées représentent l'**Aioudjien**. La faune d'oursins, de balanes, de moules et d'huîtres est celle des plages sableuses du Sénégal et du Sud de la Méditerranée. Dans quelques horizons sableux, des *Helix* terrestres marquent un bref recul de la mer. Ces couches peuvent reposer directement sur le Continental Terminal. Vers l'intérieur des terres, des terrasses à galets de quartz et matrice calcaire, et des dalles calcaires en seraient le faciès continental. Elles reposent soit sur le Tafarien, soit sur des amphibolites du socle. Les grès de l'**Aguerguerien** montrent des stratification entrecroisées, des grains de quartz émoussés-luisants (EL) de 0,1 à 0,5 mm et des débris de coquilles. L'émoussé des quartz suggère des dunes côtières, étalées sur la plage par les vagues. Ce faciès peut s'intriquer avec le faciès Aioudjien ou le surmonter. Au sommet, des paléosols contiennent des escargots (*Helix gruveli*) et des débris d'oeufs d'autruche (*Psammornis rotschildi*). Ce cycle transgressif-régressif rappelle les dépôts lacustres et les travertins datés vers 160.000a BP dans le Shati et à Taoudenni. La régression qui termine le cycle serait due à la grande poussée glaciaire de 125.000a BP. Le désert s'installe; un erg se forme (Riser, 1991).

2.7.3. *Le Pleistocène supérieur : transgression de l'Inchirien et dunes de l'Ogolien*

Vers la limite Pleistocène moyen-Pleistocène supérieur, quelques nappes peu épaisses de gravier (1m), remaniant des calcaires de l'Aioudjien et des grès du Tafarien, révèlent une brève régression. C'est le **Trarzien**. Les couches passent vers l'amont à des graviers quartzeux provenant du Continental Terminal et du socle. Elles soulignent la base de l'**Inchirien** (120.000a à 20.000a BP selon Riser), une formation transgressive de dépôts à *Arca* et huîtres, dont un horizon a donné en ^{13}C - ^{14}C un âge de 33.500 ans BP. Un calcaire à gros grains de quartz cimente les coquilles mais sans former de dalles compactes. La faune est de type «sénégalien», de fond sableux (-5 m à -15 m); le climat devait être comparable à celui du Cap Vert aujourd'hui. Quelques calcaires montrent une tendance oolithique. La température des eaux de surface pouvait être de 23°-24°C dans un golfe surchauffé. Il semble que cette transgression soit à peu près contemporaine de formations lacustres ou palustres comme les travertins gris ou noirs («Tarhous») de certains couloirs de la Makteir, au Nord des Richat et de Ghallaouiya qui ont livré une industrie de type Atérien.

De vieilles dunes rouges affleurent dans l'Ogol, au Sud du Trarza (Hébrard *et al.*, 1983). Elles ont été prises comme type de l'**Ogolien**. Les grains (0,1 à 2 mm) du sable sont aujourd'hui enrobés d'argile ou d'oxyde de fer. Ces dunes reposent parfois sur les couches à coquilles de l'Inchirien marin et précèdent les dépôts de l'Holocène. Leur direction moyenne serait NNE-SSO, un peu différente de celle des dunes actuelles qui sont subméridiennes. Au Nord-Est de l'Adrar mauritanien, l'Ogolien est représenté par des sables éoliens et fluviatiles, rouges ou gris pâle. Dans le Nord de la Majâbât il forme le corps des gros cordons NE-SO de sable fin blanc ou gris pâle (elb) qui supportent les dunes vives récentes (slouk) et les sites néolithiques. Nous avons trouvé la même chose dans l'erg Chech.

L'Ogolien correspond à la régression, vers 18.000a BP-20.000a BP, du dernier maximum glaciaire dans l'Hémisphère Nord. L'ampleur de la baisse du niveau marin est indiquée par deux

ressauts repérés en mer à -90 m et -113 m de profondeur. Ainsi le désert du Pleistocène supérieur que nous avons reconnu dans la Saoura, le Tanezrouft, Taoudenni dura près de 10.000 ans et se serait étendu jusqu'à la latitude de Dakar et de Niamey (Riser, 1991).

2.7.4. L'Holocène

Hébrard *et al.* (1983) divisent le Quaternaire Récent de Mauritanie en 3 épisodes : le Tchadien (11.000a BP à 7000a BP), le Nouakchottien (7000a BP à 4000a BP) et le Tafolien (4000a BP à 2000a BP).

Le Tchadien correspond à la remontée du niveau de la mer et un adoucissement du climat. Sur les dunes ogoliennes, des sols ferrugineux, épais de 0,50 m à 1,50 m, sont traversés de tubes calcaires qui ont gagné des racines et des tiges d'arbustes et de graminées. Des croûtes calcaires se forment sur les glacis de terrasses et sur les roches carbonatées du substrat (par exemple l'Aioudjien). Les dépôts les plus caractéristiques sont des sédiments lacustres, argilo-calcaires et sableux, riches en *Melania*, Planorbes et Limnées, ou des diatomites. On les trouve dans des dépressions, des talwegs ou entre les vieux cordons dunaires ogoliens.

Le Nouakchottien ne dure que 3000 ans, entre 7000a BP et 4000a BP, pendant l'Humide Holocène, tandis que se développe la civilisation Néolithique. La transgression marine est à son maximum et coïncide avec des pluies, donc un apport d'eau douce important. Sur la côte, les sédiments les plus caractéristiques sont des sables coquillers, des lumachelles à huîtres, quelques mattes à stromatolites et algues (Barusseau *et al.*, 1989), et des tourbes de mangrove. Des sables fins, blancs, proviennent de dunes qui pourraient être ogoliennes. Ils contiennent, ici ou là, une faune de *Dosinia*, *Cardium*, *Arca*. Ces mollusques, en particulier *Arca senilis*, ont proliféré, au point d'édifier une terrasse dans les lagunes côtières (Debenay et Sy, 1989). La terrasse à *Arca senilis*, épaisse de 3,8 m près de Nouakchott, a pu se former en 4 siècles vers 5400a -5600a BP. Elle peut «pénétrer en golfes dans les dunes ogoliennes». Au niveau de la mer, le «développement de la mangrove à *Rhizophora* et *Avicennia*» a produit des tourbes connues en sondages (Faure *et al.*, 1982). La température,

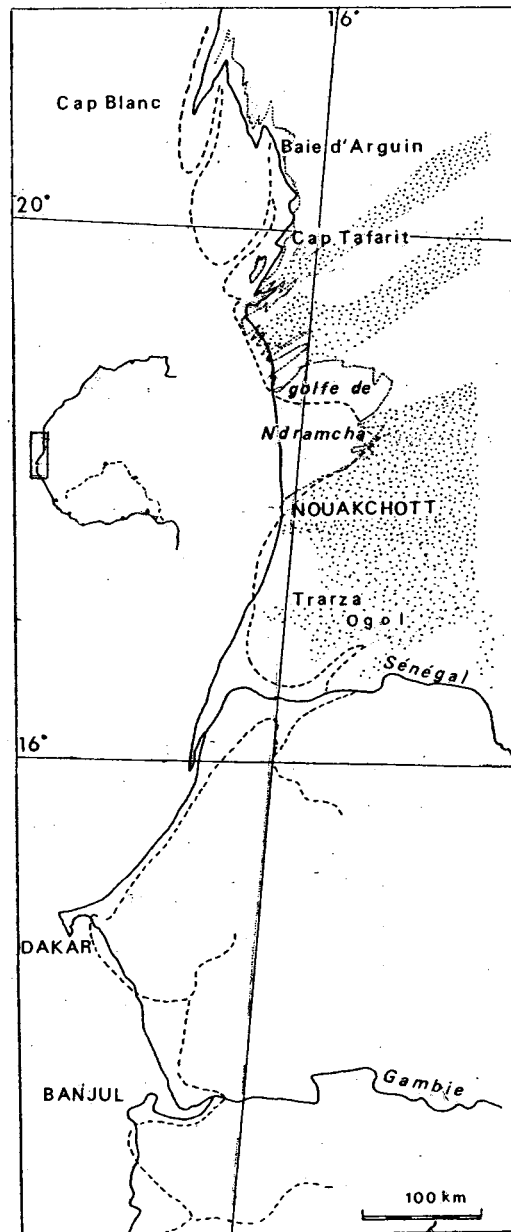


Fig. 10.26. - Transgressions et régressions marines à l'Holocène sur la côte Atlantique au Sud du Cap Blanc. Tirets: rivage fossile vers 7000a BP = courbe de niveau à -5 m. Ligne en pointillé : rivage Nouakchottien à 5500a BP. Ligne continue : rivage actuel. Pointillé lâche : grands massifs dunaires actuels. D'après Faure *et al.* (1982) et Hébrard *et al.* (1983).

déterminée sur des coquilles à partir des isotopes de l'oxygène serait de 20°C, c'est à dire inférieure à celle de l'Inchirien. Des phénomènes d'upwelling pourraient en être la cause (Faure *et al.*, 1982).

La carte (Fig. 10.26) montre «une côte extrêmement découpée, présentant des estuaires pénétrant largement à l'intérieur du continent. Le paysage à la latitude de Nouakchott rappelait sans doute celui de l'actuel Saloum-Gambie avec un développement important des mangroves le long des estuaires et des rias». L'altitude actuelle du Nouakchottien varie. Faure *et al.* (1982) rappellent qu'elle dépend de plusieurs facteurs : l'importance et la variabilité des taux de sédimentation en milieu littoral estuarien, la nature du milieu, la méthode employée pour la mesure ainsi que la subsidence inégale de la marge continentale.

On pourrait penser de même pour la période - 7000a BP. Le rivage actuel a avancé à l'embouchure du Sénégal et de la Gambie, fournisseurs d'alluvions, et dans le golfe de N'Dramcha, barré par un cordon de dunes récentes. Par contre il a reculé au Nord, dans la baie d'Arguin et le cap Blanc. On peut là faire l'hypothèse de mouvements verticaux récents, connus en Afrique de l'Ouest et dont il sera question plus loin (Fabre, 1997). Mais ceci demanderait confirmation.

Le recul relatif du rivage au Nord (cap Blanc, baie d'Arguin) peut être en relation avec le mouvement vertical de la dorsale Regueibat dont il est question ci après (§2.1.1).

Le **Tafolien** (4000a BP à 2000a BP). Avec le retour de l'aridité et une légère régression de la mer, les golfes du Nouakchottien sont fermés par des cordons littoraux. Des lagunes se forment derrière et du gypse s'y dépose. Dans les cordons littoraux, des minéraux lourds comme le rutile, le zircon, la monazite et surtout l'ilménite, amenés par les courants, se concentrent et peuvent former de véritables gisements.

Notre Moyen Age, et la période froide du XVIe au XVIIIe siècle (le «Petit Age Glaciaire») ont connu, selon Riser (1991), des pluies relativement abondantes. La sécheresse qui avait fait son apparition entre 1681 et 1687 se généralise à partir de 1800.

Dans les zones basses se sont formés des lacs ou des marais pendant les périodes humides de l'Holocène. Le faciès **Tarhous**, bien connu dans les couloirs interdunaires de la Majâbât (Monod,

1958), est un sédiment argilo-sableux ou argilo-calcaire, souvent teinté de gris ou de noir par la matière organique et qui peut contenir des *Melania*. Sur les berges se sont édifiés des travertins. Les berges des lacs ont été souvent occupées par les hommes au Néolithique.

3. SYNTHÈSES ET CONCLUSIONS

Tentons un bilan du rôle des déformations récentes, de l'apport et du départ de matériel et des variations climatiques.

3.1. Néotectonique

Au Sahara, les preuves d'une néotectonique ont été peu décrites. Jusqu'à une date récente, il était peu d'endroits où des chercheurs aient observé des déformations du Plio-Quaternaire, scellées par un Quaternaire plus récent (Cornet, 1948; Karpoff, 1989). Des travaux récents viennent de le faire dans la boucle du Niger sur laquelle Reichelt (1976) avait attiré l'attention. Tombouctou a connu un seisme au début du XXe siècle; dans la région de Goundam (lacs Faguibine et Daounas), des feux spontanés et des diatomites fondues ont été interprétés comme la manifestation d'un volcanisme discret situé au-dessus d'une anomalie gravimétrique (Sauvage et Sauvage, 1992, T.El Abbas *et al.*, 1993). En fait ces roches présentent beaucoup plus de ressemblances avec des roches riches en matières organique, cuites naturellement dans des feux de mines (Marinelli *com. or.*, Black et Latouche, *com. or.*), ou sur des terrils de schistes carbonneux en période pluvieuse, ou enfin dans la zone de battement de la nappe phréatique (J.F. *obs. pers.*). L'apport de chaleur qui déclenche le phénomène est dans les deux derniers cas, l'oxydation de la pyrite contenue dans la roche elle-même ou dans une couche contigüe. Il n'y a pas, donc, dans ce cas, de lien avec une néotectonique. Dans le § 2.1.4, on citera quelques exemples, de rejeux de failles dans divers lieux du Sahara.

Les derniers travaux des géophysiciens qui analysent les enregistrements de sismique profonde et le flux de chaleur ont montré l'existence d'anomalies de grande extension, entre la Libye et les îles Canaries. Ces anomalies auraient leur source dans le manteau (Lesquer *et*

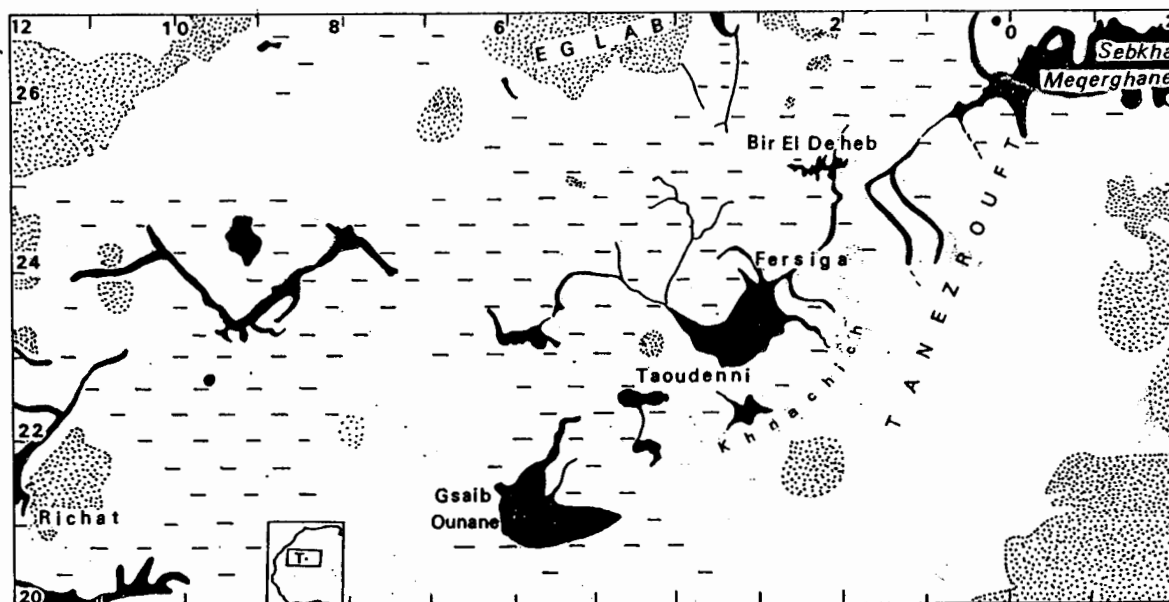


Fig. 10.27. - Les dépressions quaternaires du Nord du Sahara occidental (en noir), et les zones hautes, (en pointillé); en tirets et en blanc, les zones intermédiaires, selon la DEM (Digital Elevation Map) d'après les données communiquées par Guillot. On remarquera les alignements NE - SO, et en particulier celui des dépressions majeures, de la Sebkha Meqerghane, de Fersiga, Taoudenni et Gsaib Ounane qui, sur la figure 10.1, paraît se raccorder à celle du Hodh.

al., 1989). Les auteurs proposent une corrélation entre ces phénomènes thermiques et le volcanisme récent (Dautria et Lesquer, 1989). Il est encore prématuré d'affirmer une relation causale entre anomalies de flux de chaleur (par exemple la grande anomalie de l'Ahnet, à l'Est de Reggan) et les subsidences et rejeux de failles récents que l'on commence à trouver dans la région (§.2.1.3. et 2.1.4).

3.1.1. La surrection des Atlas et les bombements de l'Ouest saharien

Au Nord du Sahara, «la surrection des Atlas algériens (Atlas saharien, Zibane, Aurès) s'effectue à des moments différents suivant les faisceaux : Turonien supérieur sur la majeure partie de l'Atlas saharien, Santonien dans les Oulad Nailis, Eocène supérieur dans les Aurès même si des lèches marines lors de quelques hauts eustatiques parviennent à la pénétrer par des rias (Burdigalien en particulier). Mais les mouvements

continuent : dépôts post Crétacé cintrés ou translétés à l'intérieur de la chaîne, Plio-Quaternaire redressé à la verticale et chevauché par le Mésozoïque en bordure de la chaîne» (Kazi-Tani, *in litt.*, 1999). Rappelons la fraîcheur de la «flexure saharienne» qui sépare la chaîne des Atlas des immenses plaines du Sud, le chevauchement aveugle vers l'Avant-Pays saharien (Frizon de Lamotte *et al.*, 1990) et la surrection du système atlasique, encore en cours aujourd'hui (Frizon de Lamotte *et al.*, 2000). Prudemment F.Joly suggérerait déjà en 1962 que la flexure du plateau des Kem Kem qui s'étend, au Sud de Taouz, à l'Ouest de la hammada du Guir, pourrait être post Oligocène. Le gauchissement de la hammada du Guir qui, de 1100 m à la latitude de Béchar s'abaisse à 500 m au Sud de Béni Abbès est d'âge néogène et peut être quaternaire.

Le bombement des Eglab (alt. 680 m max.) domine de plus de 300 m les plaines du Tanezrouft. La paléogéographie du Crétacé suggère qu'il a pu commencer à se former au Mésozoïque. Cette ascension continue-t-elle ? On

le croirait volontiers lorsqu'on s'interroge sur la fraîcheur des roches du socle ancien, débarrassé des altérites formées pendant les périodes de pénégénération paléozoïques et mésozoïques et les périodes humides du Plio-Quaternaire. La carte DEM de la dorsale Regueibat et ses abords (Fig. 10.27) montre que cette surrection n'est pas homogène mais, dans ses inégalités, reflète l'existence d'accidents profonds en particulier NO-SE et ENE-OSO. D'autres bombements, beaucoup plus discrets, affectent le cours des oueds dans la partie occidentale du Tanezrouft (Chorowicz et Fabre, 1997; Fabre, 1997).

3.1.2. La surrection des massifs centraux sahariens

Le bombement du Massif Central saharien (Hoggar et Tassilis N'Ajers) qui s'allonge du Nord-Est au Sud-Ouest, aurait commencé à la fin du Mésozoïque ou au Paléogène (Chap. 11). Depuis 10 Ma, il se poursuivrait au centre, selon Girod (1971), avec une vitesse de 1 cm par siècle, soit 0,1 mm par an, ce qui est modeste par rapport à ce que l'on connaît dans les chaînes de montagnes jeunes (0,7 à 1,5 mm/an dans les Alpes occidentales). Son rôle morphologique est cependant important car il est amplifié par les cônes volcaniques qui portent le point culminant à plus de 2900 m. Selon Dautria et Lesquer (1989), ce bombement et le volcanisme Mio-Plio-Quaternaire seraient en partie contrôlés par le linéament NE-SO qui passe dans l'oued Amded et serait un héritage de déformations d'âge Mésozoïque (Chap. 8, §.2.4). Il en est de même pour le massif du Tibesti dont les plus hauts volcans dominant une pénégénération précambrienne portée à plus de 2000 m d'altitude au coeur du massif, tandis que la plaine du Tchad est subsidente (Fig. 10.14). La région de Djanet, dans le Nord-Est du massif central offre de beaux exemples de l'enchaînement : soulèvement-volcanisme-creusement. Une coulée basaltique, datée d'environ 6 Ma et perchée sur une butte, fossilise une vieille surface et pré-date le relief actuel (Dautria, *com. or.*). Plus loin, le fond d'une vallée est tapissée de 5 nappes de cendres encore meubles, entaillées par des écoulements subactuels.

3.1.3. Les bassins subsidents

La subsidence récente de la cuvette du Tchad, suggérée par Faure en 1966, est maintenant bien étayée (Mathieu, 1983). Pour Durand (1993), «*le bassin du Tchad est situé à l'intersection d'accidents structuraux majeurs à l'échelle du continent. Le cordon péri-lacustre, le réseau hydrographique, certaines particularités hydro-géologiques et même certaines morphologies éoliennes s'expliquent par une origine structurale et une néotectonique active. Des déplacements verticaux de plusieurs dizaines de mètres sont attestés à l'Holocène.*».

Très tôt, Follot avait envisagé une subsidence de l'Ahnet et du Mouydir au Quaternaire pour expliquer la présence des «lacs à *Cardium*» (Conrad, 1969, p. 430-431). Aujourd'hui les travaux de la Recherche Minière algérienne, et la planimétrie réalisée tant par les géophysiciens que pour l'établissement des cartes topographiques au 200.000e, jointe à la possibilité d'utiliser des images satellites, dans le visible (LANDSAT TM et SPOT) ou en Radar, ont apporté la preuve que ces régions, considérées comme stables, se déformaient encore. Un fichier communiqué par Bonavia (2000 *inédit*) montre qu'une dépression est en train de se creuser dans la région d'Adrar et de Reggan. Elle se raccorde avec celle de la Sebkhha Meqerghane (= dépression de l'Ahnet de Follot) à travers le Bled El Mass. Elle est l'aboutissement de la Saoura-oued Messaoud et des oueds du Nord-Ouest du Hoggar. Communique-t-elle avec celle de Fersiga, à l'Ouest du Tanezrouft, au pied de la falaise du Khnachich ? La formation de cette dernière au Néogène paraît se poursuivre encore aujourd'hui. Elle serait responsable du coude surprenant que fait l'oued Djouf qui, coulant vers le Nord, tourne brusquement vers le Sud-Ouest (Chorowicz et Fabre, 1997). Cette dépression, paraît communiquer avec celle de Taoudenni, et de là avec celle du Hodh et la basse plaine côtière de Mauritanie (Fig. 10.1, en début de chapitre).

3.1.4. Les rejeux de failles

Que les surrections et les subsidences quaternaires s'accompagnent de jeux de failles est logique. Mais ceux-ci ont rarement été décrits. Pourtant leurs traces, sur photos aériennes, images

satellites ou au sol ne peuvent échapper à l'observateur attentif.

Leurs manifestations peuvent être la capture de la Saoura (Fig. 10.8) ou celle de l'oued Djouf au Tanezrouft (Chorowicz et Fabre, 1997), le tracé en baïonnette d'une série de petits oueds (Bled El Mass, Richât), une petite falaise qui barre un oued de Taoudenni depuis la dernière période humide (Fabre *et al.*, 1989), un péciment ou un cône d'alluvions tranché net (Conrad, 1969 à Amguid), ou simplement un trait blanc, rectiligne, coupant une nappe d'éboulis patinés, et qui se révèle être non une piste mais une petite falaise de 1 à 2 m de haut (Riffault, *inédit*, dans l'Ougarta, Fabre, 1997, dans les Richât, etc.).

Certaines de ces failles reflètent en surface des fractures profondes sub-méridiennes comme le linéament du 4°50 Est à Amguid, ou du 3°Est dans le Hoggar et les Iforas orientaux. L'Ougarta se situe sur la limite du craton Ouest-Africain et de la zone Pan-Africaine, mais aussi dans l'alignement du Linéament du Tibesti, NO-SE, qui, sur 5000 à 6000 km à travers l'Afrique, reflèterait en surface une discontinuité majeure de la lithosphère profonde (Guiraud *et al.*, 2000), et expliquerait l'importance du jeu de la faille de la Sebket El Melah au Quaternaire Récent (Fig. 10.8). Le Bled El Mass et le fossé de la Balise 300 au Tanezrouft oriental sont sur l'ancienne suture panafricaine. Dans le craton ouest-africain plusieurs failles repérées sont NE-SO à Est-Ouest. C'est le cas au Mali, entre Bourem, Tombouctou et le Faguibine ou, dans le Nord du pays, à Taoudenni, ou encore en Mauritanie (Richat, Bou Jertala). On peut penser que ces failles récentes à actuelles reflètent, sur un craton réputé figé comme l'ouest-africain, des phénomènes profonds. Pour le démontrer il faudra multiplier les observations précises sur des aires à l'échelle des anomalies envisagées. Au Sahara central Boudjema (1987) envisage une phase de compression Nord-Sud après le Villafranchien. Elle serait responsable du jeu de failles sub-méridiennes comme celle d'Amguid et de 3°E.

Il faut cependant prendre garde, en particulier dans l'analyse des images satellites, que certains petits fossés étroits peuvent être engendrés par un phénomène de pseudo-karstification dans des roches altérées non calcaires, et déterminé, sous certains climats, par le système de diaclases du substratum (Willems *et al.*, 1993).

3.1.5. Conséquences de la néotectonique sur la géologie du Quaternaire saharien

Les bombements ou les subsidences, accompagnés ou non de failles, ont pu provoquer des captures comme celle de la Saoura et l'alimentation de la Sebket El Melah, ou même inverser le sens d'écoulement. L'Oued Djouf, dans le Tanezrouft occidental franchit, dans son cours occidental, une double faille bien visible sur image LANDSAT TM. Les cotes d'altitudes mesurées indiquent en ce point une élévation de plusieurs mètres par rapport aux segments amont et aval de l'oued. Cette élévation s'est formée après l'arrêt de l'activité de l'oued, c'est à dire après l'Humide Holocène (Chorowicz et Fabre, 1997) et interrompt donc son écoulement possible vers le Nord. Le seuil de Taoussa-Bourem sur le Niger, entre Tombouctou et Gao, montre, selon Karpoff (1989) les traces d'un rejeu récent. L'oued Mya et l'oued Igharghar sont déterminés par le bombement du Massif Central Saharien au Sud et la subsidence des grands chotts algéro-tunisiens au Nord. Leur cours est peut-être ancien, tertiaire. Ils ont pu servir de voie d'amenée du matériel Numidien vers les bassins du Tell.

Une autre conséquence et une autre mesure de la néotectonique est l'altitude et l'importance variable des terrasses. Elle n'en est pas la seule cause, mais l'une des principales (Rognon, 1967; Morel, 1985). Enfin la subsidence récente a joué un rôle important dans l'existence du lac Tchad, de la Sebket Meqerghane (Ahnet), de la Sebket El Melah, et aussi pensons-nous, dans les dépressions de Taoudenni, de Fersiga, et des lacs Holocène de la boucle du Niger.

3.2. Bilan matériel : apports et départs

3.2.1. Apports

L'apport de matériel par voie fluviale est ancien. Sur la marge tunisienne «*la charnière Pliocène-Quaternaire* montre, d'une part, la persistance de certaines caractéristiques tertiaires (continuité de la sédimentation : détritique dans la plaine côtière, lacustre dans la région des grands Chotts) et, d'autre part, l'apparition de nouvelles caractéristiques (formations de croûtes gypseuses dans la région des grands Chotts et formation de

croûtes calcaires ailleurs)... Au Pleistocène moyen, les formes d'accumulation... commencent à se substituer aux formes d'ablation... De la même façon, la granulométrie des dépôts, grossière au Pleistocène inférieur et moyen, devient fine au Pleistocène supérieur (avec un gradient W-E) et à dominante fine à l'Holocène. Enfin, l'évolution géochimique montre le développement progressif, au Pleistocène moyen et surtout au Pleistocène supérieur, des croûtes gypseuses... aux dépens des croûtes calcaires... Cette évolution met en évidence l'existence d'une coupure climatique fondamentale à la fin du Pleistocène moyen et d'autres moins importantes à la fin du Pleistocène inférieur et à la fin du Pleistocène supérieur». (Ballais et Ben Ouedou, 1991). Dans la Saoura, le creusement du réseau hydrographique et l'apport de détritique se font surtout au Plio-Villafranchien, mais continuent au Pleistocène moyen (Chavaillon, 1964).

Dans l'ensemble, l'apport fluviatile allochtone est limité aux marges des édifices montagneux : sur 200 à 300 km pour le matériel atlasique transporté vers le Sud par la Saoura, et 50 à 100 km pour les débris du socle Touareg venus s'étaler sur le Tanezrouft, à l'Ouest. Au cours du trajet et des reprises de matériel, la taille s'amenuise et la composition change par disparition des minéraux fragiles. On comprend alors que les seuls placers d'âge Quaternaire intéressants pour des mineurs, comme les placers diamantifères de la région de Reggan, soient dans les chenaux les plus anciens qui remanient les roches (volcaniques ou sédimentaires) des environs, avant que celles-ci ne soient diluées dans des sables venus des ergs voisins, comme cela se passe ensuite.

L'apport par voie éolienne est spectaculaire. L'origine des sables des grands massifs dunaires du Nord (Grand Erg Oriental, Grand Erg Occidental) est sans doute à chercher dans les alluvions des oueds de l'Atlas saharien et des Hauts Plateaux. Les grains de sable, traînant au ras du sol, vont s'accumuler d'abord sur les marges du désert. Ce n'est qu'ensuite qu'ils migrent à travers le Sahara. Mêlés au sable indigène des déserts antérieurs, ils vont former des barkhanes isolées ou groupées dans des plaines comme celle du Tanezrouft, ou encore de grands cordons linéaires. Ceux de l'erg Chech matérialisent la direction des vents dominants, NE-SO en hiver (l'Harmattan), mais aussi en sens contraire pendant la période des moussons dans les zones du Sahara où ce

phénomène peut se faire sentir. La vitesse d'avancée de ces dunes n'est pas très grande. Les estimations faites au Sahara occidental (*obs. pers.*) et en Afrique orientale par Haynes (1989), donnent des avancées annuelles de 2 à 10 m dans le Nord de l'Erg Chech sur des cordons vifs, et de 7.5 m, dans le Nord du Soudan sur une barkhane décrite 70 ans plus tôt par Bagnold. Les particules plus fines, quartz, micas, argiles, se déposent en loess là où le sol est revêtu de végétation comme dans la forêt tropicale dont elles sont l'engrais.

Le matériel volcanique pose un problème. Comme pour le Mésozoïque et le Cénozoïque on devrait pouvoir retrouver, dans les plaines, des témoins des éruptions quaternaires du Hoggar, du Fezzan ou du Tibesti. En fait les seuls restes que l'on ait relevé se trouvent à proximité immédiate des édifices volcaniques. Leur recherche n'a guère été faite «au large». Elle pourrait cependant apporter des données intéressantes sur leur origine et sur l'âge des sédiments qui les contiennent.

3.2.2. Modifications du matériel indigène et pédogénèses

Les sables offrent une large palette de teintes : de l'orange des dunes du Grand Erg Occidental, au beige pâle des petites barkhanes des oueds, aux dunes presque blanches de Tombouctou et des dunes anciennes (elb) sur lesquelles se déplacent les cordons vifs (slouk) de la Majâbat septentrionale ou de l'Erg Chech, et au rouge ou au gris des «vieilles dunes» du Pleistocène. **Leur couleur n'est pas un critère stratigraphique.** Elle dépend des conditions dans lesquelles ils sont stockés. Ils conservent parfois le «souvenir» de leur histoire passée : par exemple le modelé fluviatile d'une partie des sables de la Majâbat Al Koubrâ (Monod, 1958). L'acquisition des caractères fluviatiles à la surface des grains de quartz (grains Emoussés-Luisants) ne nécessite pas un long transport dans les cours d'eau rapides (Legigan *et al.*, 1989). Dans le cas du Sahara, elle pourrait correspondre à un épisode fluvial relativement bref. Les sables gardent aussi des traces de pédogénèses. C'est le cas du paléosol à industrie atérienne formé sur la dolérite du sill d'Azarza, 60 km au Nord-Ouest de Taoudenni, et cacheté par le sable ogolien. Des paléosols bruns ou gris formés sur des sables anté-Holocène ont été trouvés au Tanezrouft central (missions EREM,

1984-1988). Ils seraient l'héritage de la savane qui a dû couvrir la plaine durant l'Humide Holocène.

Les encroûtements

Très tôt, géographes et géologues avaient remarqué des cuirasses ferrugineuses nappant les terrasses d'oueds descendant du piedmont du Massif Central Saharien. De Wolf a montré que le système est complexe, mais les causes simples (De Wolf *et al.*, 1972). Sur la frange méridionale du Sahara on connaît des niveaux à grenaille d'oxyde de fer qui se soudent pour former de véritables cuirasses étendues. Dars (1961) a décrit les cuirasses ferrugineuses et manganésifères de la frange sahéenne de l'Afrique de l'Ouest, De Wolf *et al.* (1972) reprennent l'étude de celles du Niger. De belles croûtes ferrugineuses s'étalent sur la plaine au Sud de l'Adrar des Iforas (Fabre *et al.*, 1982). Elles sont antérieures à la sculpture du relief car on les retrouve, démantelées, au Nord, dans les collines de l'Adrar lui-même. Par contre au centre du Sahara, dans le Mouydir, comme aussi dans le Sahara septentrional, dans la Daoura à l'Ouest de l'Ougarta, ces cuirasses ou ces ferruginisations de cailloutis sont limitées souvent aux rives des oueds et à leur lit. Elles auraient une origine locale. Le fer viendrait des sédiments du voisinage : les argiles du Silurien, riches en pyrite ou les horizons de fer oolithique de l'Ordovicien. Ce fer, transporté par les eaux de ruissellement pendant les périodes humides, est fixé sous forme d'oxyde stable dès que le soleil revient à la saison sèche. On ne connaît cependant pas de cuirasses à Taoudenni. Il fallait sans doute pas mal de pluies pour lessiver le fer nécessaire à l'encroûtement des pédiments et des alluvions !

Les croûtes calcaires qui empâtent certaines hammadas, comme celle du Guir (El Youssi, 1993), ou les flancs de petites collines dans les Eglab ou le Touat au Sud, sont le produit d'une épigénie « *en climat semi-aride ... L'alternance des périodes humides et sèches assure la dissolution des silicates pendant la saison humide et la cristallisation des carbonates pendant la saison sèche, avec une étape intermédiaire de palygorskite, en particulier si les roches mères sont riches en silicates alumino-magnésiens* » (Paquet et Ruellan, 1993). Les encroûtements gypseux ou salés peuvent se former dans des conditions plus arides, dans des sebkhas

épisodiquement inondées. Ces encroûtements, ferrugineux, carbonatés ou gypseux fixent les roches et les sols. Par contre d'autres facteurs, évoqués en commençant, contribuent à ameublir les roches qui s'y prêtent et les rendre vulnérables, en particulier au vent : la désagrégation par le sel (haloclastie), la cryoclastie et la thermoclastie.

La disjonction en boules

Dans le désert que nous parcourons, ces phénomènes de désagrégation et d'ablation par le vent créent-ils des formes ou sont-ils seulement capables d'y apporter des retouches ? La disjonction en boules des granites est un bon test. Que l'on flâne dans les regs du Yetti, au Sud de Tindouf, dans le vaste cirque du Tioueiine à l'Ouest de Tamanrasset, ou dans les complexes annulaires de l'Adrar des Iforas, il est évident que, chaque jour, chaque saison, les différences de température pèlent les boules, une écaille après l'autre, et les émiettent. Le vent déblaie ensuite. Mais les boules elles-mêmes, qui les a faites ? Russell Black m'a raconté que, visitant une profonde tranchée au Nigeria, il avait remarqué, sous la latérite ou le sol rouge tropical, le passage du granite pourri, arénisé, au granite intact par l'intermédiaire d'une zone fissurée. Des blocs énormes de roche parfaitement saine, déjà pré-formés en profondeur, étaient séparés par des filets d'argile rouge. Que les terrains meubles sus-jacents soient déblayés à l'occasion d'une reprise de l'érosion, et les blocs libérés, aux arêtes plus ou moins arrondies dès l'origine, donneront les "boules" qui parsemeront les regs, ou formeront de gros tas, de vraies collines, comme dans les Iforas. A ce moment seulement, les contrastes de température, le sel, le vent, etc. retoucheront leur surface. La disjonction elle-même est donc beaucoup plus ancienne. Elle peut dater de la mise en place du magma ou être déterminée par un système de diaclases tardif; ensuite vient une altération argileuse qui progresse le long des fissures, et sépare les blocs les uns des autres, puis l'enlèvement des « fines ».

3.2.3. Départs

Au Sahara, l'enlèvement de matériel par la voie des eaux vers les océans est limité car les fleuves importants, le Draa au Nord, le Sénégal et le Niger

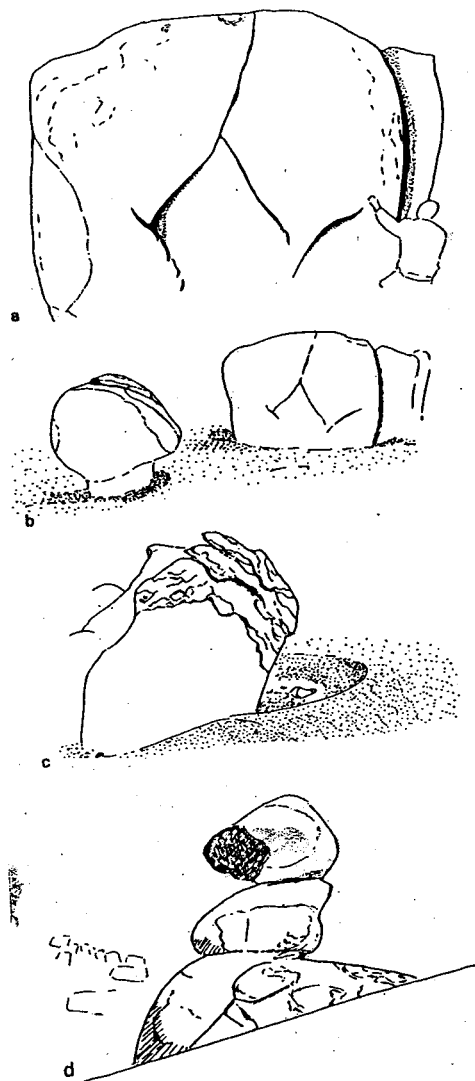


Fig. 10.28. - Disjonction et altération de granites dans un granite fin, massif, à biotite, du Yetti en 26°N-7°15W (mission ONIG-EREM 1989, d'après une photographie).

a: Le cœur parfaitement sain d'une grosse boule, montre des fentes, localement évidées et qui ne se rejoignent pas. Le personnage à droite donne l'échelle.

b: la voisine de la boule est attaquée à la base par le vent de sable. La partie supérieure commence à s'écailler.

c: une autre boule, à côté, montre, à la partie supérieure, une desquamation récente beaucoup plus avancée. Ses débris tombés au sol vont fournir du matériel abrasif au vent de sable qui souffle, comme dans les images précédentes, de droite à gauche. Dans les trois cas l'observateur regarde vers le Sud.

d. granite du Tioueine (Hoggar). La fissuration primitive est sub-horizontale dans la marge du massif. La desquamation se produit ici aussi côté Sud, à la droite de l'observateur.

au Sud, n'intéressent que les marges. Par contre la masse de sable, d'argiles, ainsi que de carbonates, sulfates et sels en solution, déplacée par un oued comme la Saoura à l'occasion des grandes crues, n'est pas négligeable. Elle contribue au comblement des dépressions internes du continent.

Les enlèvements par la voie des airs sont sans doute plus importants. Les migrations du sable se font à l'intérieur du désert et de grosses accumulations ont lieu sur ses marges. L'ablation et l'évacuation des particules fines sous forme de silts et de poussières représentent des tonnages considérables se chiffrant en km³. Dans les zones argileuses, ameublées en surface par la dessiccation et les altérations, l'ablation peut être importante. Il suffit de voir les yardangs actuels sculptés dans les argiles siluriennes du Bled El Mass ou les argiles carbonifères de Taoudenni pour s'en convaincre. Bien que Capot-Rey (1953) en doute, nous pensons que cette ablation peut être responsable du creusement de cuvettes de grande taille. Le fond de la cuvette de Taoudenni (300 km sur 100 km environ) se trouve à 100 m en moyenne au-dessous des plateaux environnants, et le point le plus bas, à Agorgott, à près de 200 m. Certes la tectonique est, sans doute, intervenue; mais le vent paraît lui aussi avoir joué un rôle dans l'ablation des argiles du Carbonifère supérieur qui remplissent le centre de la dépression (Fabre et Mainguet, 1984).

Une partie de ces matériaux fins, composés de très petits débris de quartz, de chlorite, de micas, de paillettes d'argile détritique et de cristaux de minéraux néogènes, va se déposer au-delà du désert, dans les zones plus humides du Nord et du Sud, sous forme de loess (Coudé-Gaussens, 1988). Là où le sol est revêtu de végétation, ils sont piégés. C'est le cas pour la forêt tropicale à laquelle les phyllites, en se décomposant, apportent des éléments minéraux, compensant ainsi le lessivage de la latéritisation. Les particules les plus légères, les poussières proprement dites, formées surtout de microscopiques cristaux tubulaires de smectites de néogène, de quelques kaolinites et de grains de pollen, aspirées en altitude, vont aussi se déposer dans les océans voisins et même au-delà. Les «pluies rouges» de poussières sahariennes, caractérisées par leurs pollens, sont bien connues dans les pays riverains de la Méditerranée; on en a même signalé au Danemark ! C'est cependant vers l'Atlantique que va la plus grosse partie (80%). Certaines atteignent même l'autre rivage : les Antilles et la Guyane

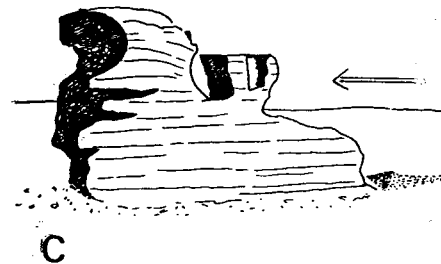
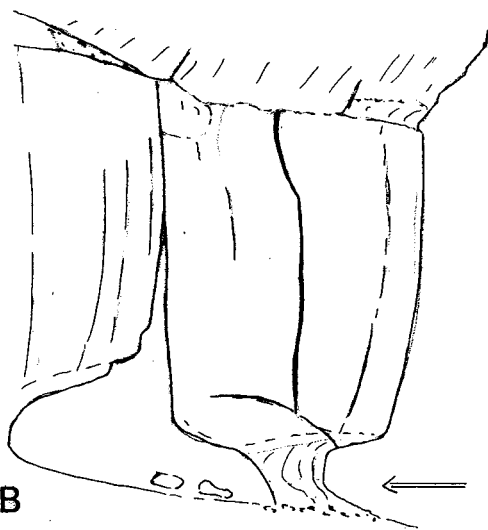
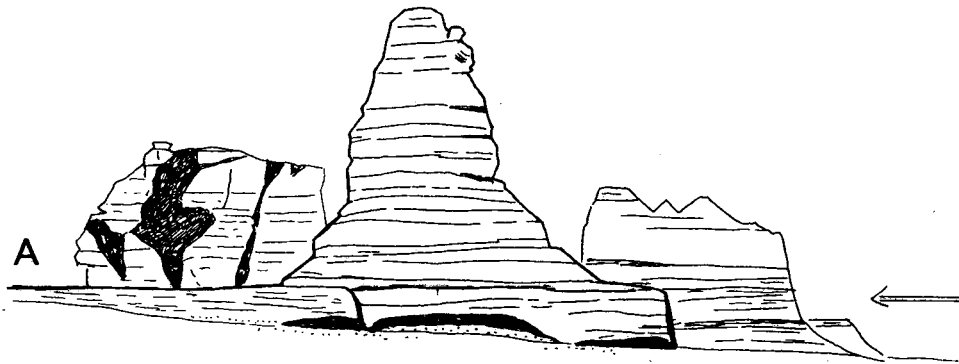


Fig. 10.29. - *Erosion dans des sédiments lités.*

A. dans les grès du sommet de l'Ordovicien au Nord d'In Dagouber (Est de Taoudenni). Au pied de pitons ruiniformes de plusieurs dizaines de mètres de haut, exposés au Nord-Est, des abris sous-roche ont été habités par les hommes de la préhistoire qui ont laissé là leurs outils et des peintures (Monod, 1952). Plusieurs facteurs ont contribué au façonnement de ce relief : l'eau, la thermoclastie, le vent etc...).

B. Falaise de grès hammadiens près d'Abadla (Sud-Ouest de Béchar), exposée au Nord-Est. Le vent, soufflant au ras-du-sol, affouille sur environ 50 à 60 cm de haut la base d'un piton. Une grosse fissure verticale prépare un prochain recul de la muraille.

C. Yandang dans les argiles et carbonates holocènes du paléo-lac de Haïjad (Taoudenni). Le pilier a 3.50 m à 4 m de haut. Le vent du Nord-Est (Harmattan) souffle de droite à gauche (d'après des photographies JF et NPM).

(Idso, 1976; Coudé-Gaussen, 1988; Coudé-Gaussen et Rognon, 1983; Coudé-Gaussen *et al.*, 1983. v. aussi Bücher et Lucas, 1984).

3.3. Variations climatiques et conséquences humaines

Les formes de relief, mais surtout les dépôts constitués au Sahara au cours du Plio-Quaternaire reflètent les fluctuations du climat de plus en plus fidèlement à mesure qu'on se rapproche des Temps Modernes. Or ces fluctuations sont fréquentes à l'échelle géologique, et vives car, au Plio-Quaternaire, notre Terre est entrée dans une nouvelle grande ère glaciaire dans l'Hémisphère nord. C'est la troisième de cette ampleur depuis le début du Paléozoïque. Si les données sur le Quaternaire ancien sont encore frustes et d'un ordre de précision guère plus grand que pour les périodes glaciaires antérieures, par contre, au Quaternaire supérieur, les recherches récentes ont profondément amélioré l'image que l'on pouvait se faire de la Vie et des paysages sahariens. Des corrélations ont été proposées avec les cycles astronomiques (Petit-Maire, 1986, 1989). On est tenté d'extrapoler vers l'avenir. Mais il reste encore bien des incertitudes. La croissance et la décroissance des calottes glaciaires polaires Antarctique et Arctique ne sont pas synchrones : la première commence à croître beaucoup plus tôt que la seconde, à l'Oligocène (Hambrey *et al.*, 1992). La fonte des inlandsis antarctiques du Pleistocène supérieur ne s'est terminée qu'à 6000a BP (Colhoun *et al.*, 1992), donc plus tard que ceux de l'Arctique. Or les variations de volume des inlandsis polaires commandent le niveau des mers et en partie le climat.

On connaît peu les mécanismes des variations mineures. On sait que le climat au Pleistocène pouvait être très instable à l'échelle de quelques décennies (Dansgaard *et al.*, 1993); on commence à déceler des variations séculaires (Sirocko *et al.*, 1993), mais on s'explique mal les causes des variations du régime des pluies, si importantes pour la Vie et l'espèce humaine. Maley (1981) a montré qu'en Afrique tropicale, entre 15.000a et 7000a BP les rivières ont déposé surtout de l'argile, tandis qu'entre 7000a BP et 4000a BP elles ont déposé du sable. Cette évolution, liée à celle des sols, est interprétée par un changement dans le type des pluies. Fines au début, dans une

atmosphère humide chargée de poussière, elles ont fait place, vers 7000a BP, à des pluies d'orage : l'apparition des «lignes de grains». Celles-ci seraient dues à des fluctuations de l'électricité atmosphérique modulée par le Soleil.

Longtemps deux conceptions opposées se sont affrontées dans l'interprétation des variations du climat au Sahara. La première, celle du «balancement climatique» : la zone Nord connaissait l'aridité tandis que la zone méridionale était humide, et réciproquement. La seconde, celle de la contraction du domaine désertique pendant les périodes humides et son extension pendant les périodes arides. Alimen dans une lumineuse synthèse parue en 1987, a résolu ce problème en prenant comme zone-test une bande méridienne à travers le Sahara, hors des massifs montagneux et des régions littorales, entre 0° et 5°W de longitude, et 15° à 32° de latitude, c'est-à-dire de la Saoura au bassin du Niger. Dans le Temps l'auteur s'est limitée au Pleistocène supérieur et à l'Holocène qui ont vu le développement de l'industrie atérienne puis néolithique. Alimen prend en compte toutes les données disponibles fournies par la sédimentologie, les paléoflores et les industries humaines et conclut : *«Si les périodes humides du Sahara ss et les périodes dites aussi humides au Sud du 22e parallèle sont synchrones, elles diffèrent cependant quant à l'intensité de l'humidité. Au Sahara ss. les périodes humides du Pleistocène supérieur et de l'Holocène n'ont provoqué que des écoulements d'oueds, l'établissement de petits lacs clairsemés, l'écoulement de sources. Au Sud du 22e parallèle les lacs sont étendus, souvent profonds, de longue durée... Des différences corrélatives marquent flores et faunes. Il convient enfin de souligner que, si le passage d'un Humide à un Aride déplace la limite méridionale de la zone désertique, il n'en est pas de même au Nord, parce que le Sahara bute brutalement sur l'Atlas, tandis qu'aucun obstacle analogue n'existe au Sud. Cette différence entre les deux limites n'infirme pas la théorie de la contraction de Conrad».*

Un peu plus tard, Petit-Maire propose une synthèse pour l'ensemble du Sahara. Nous lui empruntons la plupart des lignes qui suivent (indiquées NPM) et qui, remarque Kazi-Tani (*in litt.*), sont compatibles avec les résultats des glaciologues.

«La montée rapide du niveau de la mer (Éémien) et des températures qui commence vers -

140.000 ans BP culmine vers -125.000 ans BP... avec une augmentation sensible de l'insolation... Au Sahara central cet optimum climatique coïncide avec un important développement des lacs. Au Nord de la mer de sable de Mourzouk, dans une région où aujourd'hui la pluviosité annuelle n'est que 30 mm, un lac, nourri par l'émergence des nappes et le ruissellement local s'étendait sur 2000 km² à 27°30'N. Ce lac a persisté durant 100.000 ans ... avec des salinités de 3 à 10‰ et une profondeur de 40 à 50 m...»(NPM). Sur ses rives ont vécu des hommes fabriquant une industrie de type Acheuléen qui va évoluer vers le type Levalloisien. «Après -115.000 BP on enregistre des fluctuations répétées entre la dégradation du milieu et sa régénération. Elles diffèrent beaucoup suivant la latitude ... Une phase aride se produit au Tchad méridional entre -50.000 et -40.000 BP... La fin de l'Atérien correspond aussi à un changement de climat ... Une phase aride sévère, culminant à -18.000 BP coïncide avec le dernier épisode glaciaire et l'abaissement du niveau marin et des températures ... Des dunes s'étendent alors jusqu'à 10°lat.N et les isohyètes se situent 500 à 700 km au Sud de leur position actuelle ... Il devient impossible aux plantes et aux animaux de survivre ... Les Atériens doivent migrer ... probablement vers les côtes de l'Atlantique et de la Méditerranée où de larges portions du plateau continental ont émergé durant la régression de 120 m ... Vers -20.000 BP au Maroc et en Algérie,... entre -18.000 et -15.000 BP en Haute Egypte ... à -10.000 au Cap Juby et -7000 dans le Nord du Mali, une nouvelle population apparaît : les Cromagnonides africains ... un épisode lacustre se développe entre -9000 BP et -4500 BP entre 24° et 22°N ... et entre -9500 BP et -3500 BP entre 16° et 20°N» (NPM). Mais à partir de -7000a BP l'apparition de saisons sèches amène la formation de dépôts de sel dans le lac d'Agorgott (Fabre et Petit-Maire, 1988). Néanmoins «l'Homme, favorisé par ces conditions de milieu optimales développe une nouvelle culture, le Néolithique. L'extension de la steppe à Graminées coïncide avec la densité des mortiers et des broyeures ... l'abondance de grands poissons dans des lacs peu profonds, avec la production de hameçons et de harpons d'os, ... la possibilité d'une vie sédentaire autour de mares argileuses favorise l'élaboration d'une riche industrie céramique» (NPM). Rappelons, avec Cornevin (1982) que c'est l'époque où, dans les massifs

montagneux plus arrosés comme le Hoggar, se développe l'élevage des bovins.

Vers 4500a - 4000a BP, les populations de Taoudenni, comme les Atériens 15.000 ans plus tôt, doivent partir. Elles migrent vers le Tilemsi et vers l'Atlantique où elles se mélangent aux populations noires et où elles vont pratiquer la culture du mil entre 3600a et 2800a BP (Cornevin, 1982). Mais à l'intérieur, à 3500a BP, les bassins sahariens sont à nouveau déserts. Petit-Maire conclut : «L'évolution climatique des bassins hyperarides du Sahara se corrèle bien avec les courbes astronomiques et celles des isotopes de l'oxygène des sédiments océaniques pour les derniers 150.000 ans. Les phases humides, lacustres et palustres, coïncident avec les pics chauds à haute teneur en CO₂ de l'atmosphère et les phases arides avec les périodes froides ... Les cultures humaines sont étroitement liées à ces changements». L'Homme a vécu toutes ces fluctuations du climat au Quaternaire. Il a connu la vie d'une savane aux vastes lacs poissonneux et, à plusieurs reprises, son envahissement par les dunes et la mort de ses lieux de vie ou de chasse. Or c'est en particulier pendant la période de climats changeants de l'Holocène que s'est élaborée la civilisation technique que nous connaissons aujourd'hui. La céramique (chez les dames ?) a permis la sédentarisation, l'agriculture, l'élevage. Chez les forgerons, l'or paraît être le premier métal utilisé, dès 8000-9000a. BP, comme ornement (joyaux, décoration). On trouve des traces de l'utilisation du cuivre et de ses alliages (bronze, laiton) pour créer des flèches, des épingles, des anneaux vers la fin du Néolithique, en Mauritanie (Akjoujt) et au Niger (Agadès). Le fer fait son apparition plus tard, à Agadès, vers 2800 BP.

Depuis un siècle, plusieurs puits se sont desséchés au Sahara occidental, par exemple dans le Sud du Tanezrouft; des pâturages ont disparu dans le Sud de l'Erg Chech et la région de Fersiga. Au Sahel la tendance vers la désertification est manifeste (Reichelt *et al.*, 1992; Reichelt, 1997). A quoi s'attendre pour l'avenir proche ? La fiabilité d'une prédiction repose sur la connaissance des mécanismes. Rognon *et al.* (1985), Rognon (1989), parmi d'autres, ont tenté de faire le point. Mais il reste beaucoup à faire aux météorologistes. Faure et Gac (1981) et Gac et Faure (1987) ont extrapolé, non sans succès, les courbes de variations observées de la fluctuation pluri-

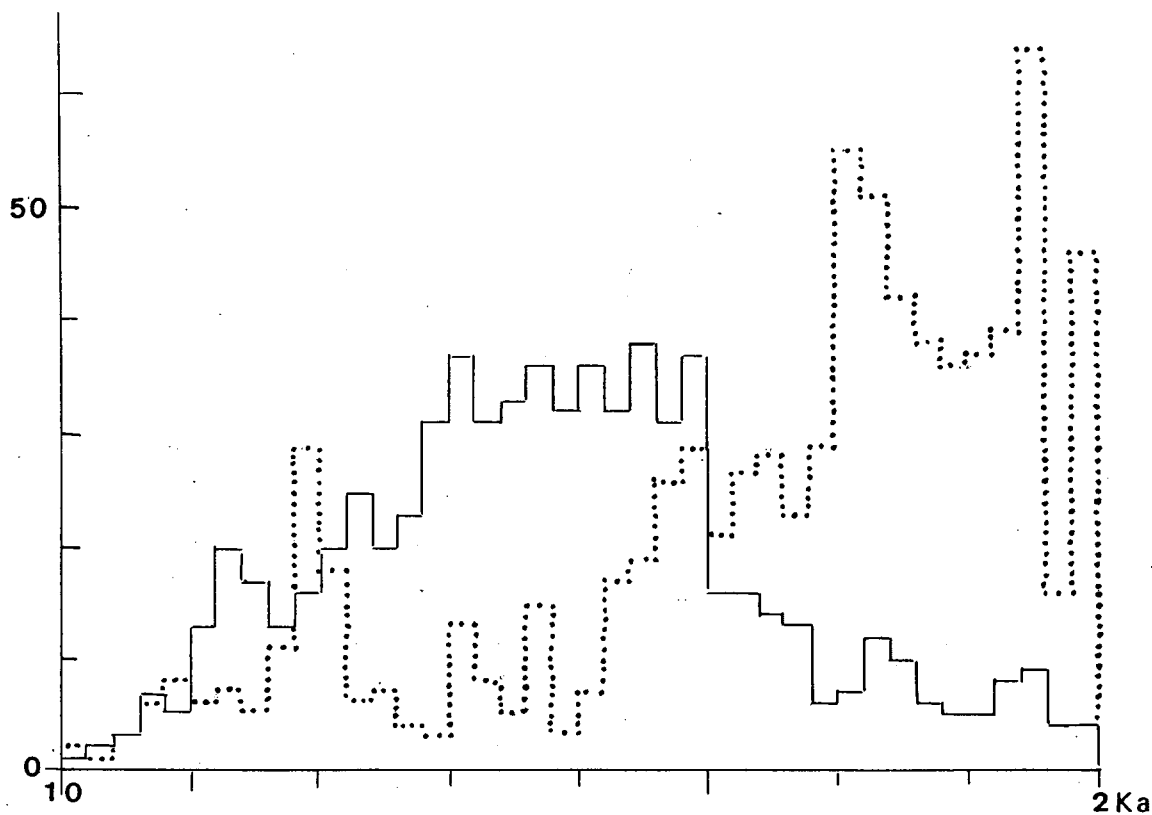


Fig. 10.30. - Occupation humaine dans le Sahara holocène, entre 10.000 et 2.000 ans BP. (Tiré de Vernet et Faure, 1999). En abscisse les âges en milliers d'années. En ordonnée le nombre de datations connues en 1999. En pointillé l'occupation humaine au Sud du 23°N, c'est à dire du Tropique, montre bien le reflux vers le Sud des Hommes tandis que survient la désertification. Il serait intéressant de refaire le même histogramme en prenant la latitude 20°N plus proche de la limite de la zone hyper-aride actuelle.

décennale des années 1980. Et au delà ? : «*La courbe astronomique calculée par Berger (1983) est la meilleure prédiction disponible pour l'évolution climatique naturelle à long terme ; les variations de l'insolation terrestre atteindront un nouvel extrême dans 60.000 ans ; une nouvelle glaciation se produira sans doute et coïncidera avec une importante extension des zones arides ... Les oscillations à court terme des moussons et des pluies subtropicales se compenseront jusqu'au seuil dangereux où les années sèches ne seront plus équilibrées par les humides*» (NPM).

3.4. Spécificité du Quaternaire saharien

Nous venons de voir quelques exemples de formations du Plio-Quaternaire, abordées sous différentes approches : la Saoura et ses terrasses, le grand lac du Shati et ses travertins pleistocènes, le bassin du Tchad, à la lisière du désert, le

Quaternaire des montagnes du Hoggar et de la dépression hyper-aride de Taoudenni, et enfin le littoral mauritanien. Au Sahara, les sédiments déposés durant le Plio-Quaternaire reflètent très inégalement les différents facteurs de la géodynamique.

- La tectonique actuelle, bien que perceptible, ne joue qu'un rôle mineur dans la nature des dépôts, contrairement à ce que l'on observe dans des régions atlasiques et en particulier sur les rives de la Méditerranée. Par contre elle paraît responsable de la création de certains lacs ou de leur mode d'alimentation. La surrection du Massif Central saharien au Plio-Quaternaire serait d'environ 500 m pour 5 Ma et 4 m seulement depuis l'arrivée des Atériens au Pleistocène supérieur.
- Le volcanisme du Hoggar et des régions voisines (In Teria dans le bassin d'Ilizi, Tin

PERIODE : LETZTES JAHRHUNDERT

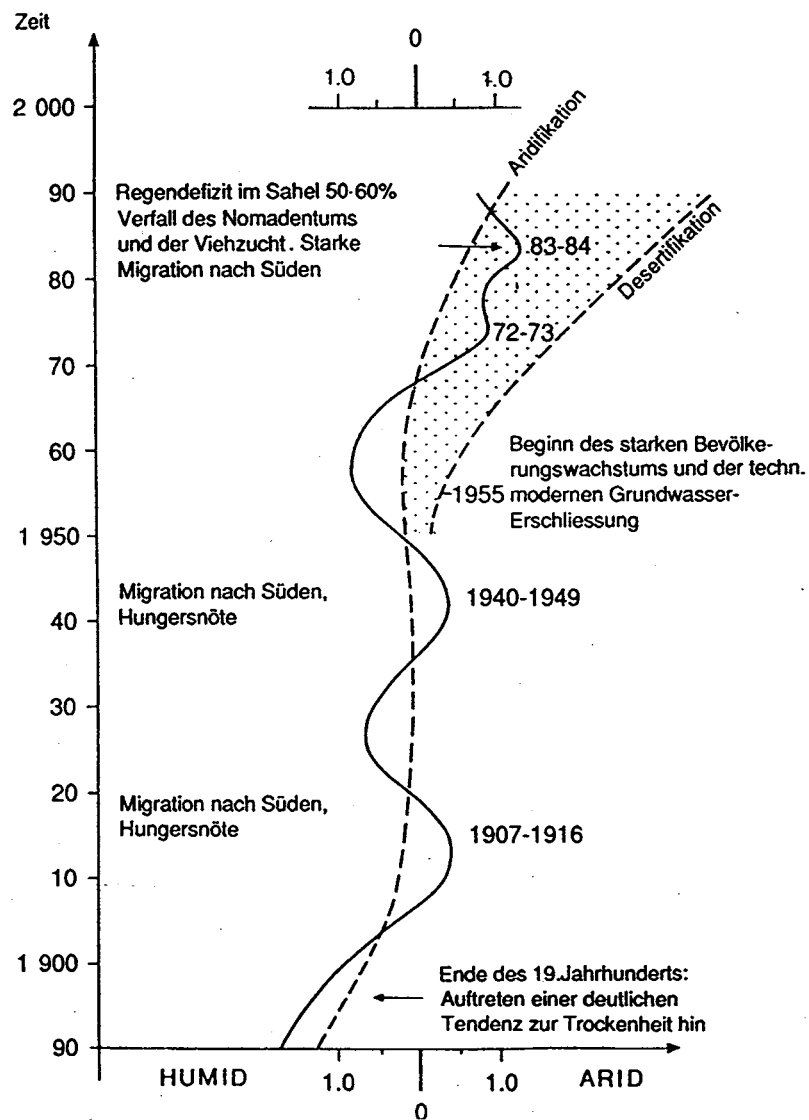


Fig. 10.31. - Périodes sèches et humides dans la zone sahélienne et soudanaise entre 1890 et 1990. D'après Reichelt *et al.* (1992) et Reichelt (1997), montrant l'évolution actuelle vers l'aridité.

Zaouaten dans le Nord-Est de l'Adrar des Iforas) ne paraît pas non plus modifier la nature des sédiments, peut-être parcequ'il s'agit surtout de laves basiques très altérables et pauvres en minéraux résistants.

- Les variations du niveau des océans sont bien enregistrées en Mauritanie littorale. Elles y ont créé ou tari des lagunes, fait varier le niveau des nappes et donc augmenté ou réduit la frange côtière où les condensations nocturnes des brumes de mer créent des conditions plus favorables. Mais l'effet de ces variations n'est pas évident à l'intérieur du pays.
- Le facteur le plus déterminant est l'évolution du climat et ses conséquences : l'alternance de phases arides où se développent l'ablation et le transfert des matériaux par le vent, et les phases humides où cette action disparaît, et où le modelé subit des retouches. Mais il semble bien que ces dernières ne soient que de détail : l'essentiel de la morphogenèse nous paraît dû aux Pluviaux de la limite Néogène - Quaternaire.

La succession des phases arides et humides, à l'échelle de quelques millénaires, et leurs caractéristiques, sont assez bien établies pour chaque région. Il reste maintenant à affiner l'analyse en recherchant les variations climatiques mineures, pluri-séculaires et pluri-décennales. On verra si elles obéissent à une cyclicité et laquelle. Sirocko *et al.* (1993) montrent, à partir de *«high-resolution record of oxygen isotopes and carbonate spanning the past 24.000 calendar years that the response of the southwest monsoon over the Arabian sea to long-term, gradual insolation changes occurred in several distinct events of less than 300 years duration, at 14.300, 13.500, 13060, 9.900, 8.800 and 7.300 ¹⁴C yrBP. Thus, during this transitional period from glacial to post glacial conditions the slow solar forcing seems to have induced very rapid changes in local climate»*. Il faut ainsi définir comment et sur quelle durée se fait le passage des phases humides aux phases arides et réciproquement. Les recherches en sont encore aux débuts. Leur succès permettra de prévoir les fluctuations climatiques à venir et ainsi de prendre les mesures appropriées.

Il s'agit en effet de la Vie dans le désert d'aujourd'hui, image des déserts qui l'ont précédé. Pendant les périodes humides, ce pays fut le lieu d'une évolution remarquable de la civilisation pré et proto-historique. Mais qui étaient ces gens ? et en particulier ceux de la fin du Pleistocène et de l'Holocène à qui nous devons, entre autres, les fresques des Tassilis ? Etaient-ils les ancêtres de ceux qui vivent aujourd'hui au Sahara ? La comparaison que fait Dutour (1992) entre les restes humains trouvés dans l'Ouest-Africain, le Maghreb et la vallée du Nil montre trois populations *«Cromagnoïdes ou Mechtoïdes dont l'origine commune... paraît peu discutable»*, des hommes *«de stature élevée, forte robustesse squelettique, avec un dimorphisme sexuel marqué... une face large»*, qui auraient été les artisans de l'industrie atérienne et néolithique. *«L'alternance des phases paléoclimatiques engendrant une succession de destruction et de reconstitution des biotopes a eu des conséquences directes sur les populations (migrations, isolement, métissage). Ces phénomènes constituent un puissant moteur évolutif que l'on doit retenir dans l'interprétation de la variabilité humaine actuelle en Afrique septentrionale, au Sahara ou sur ses marges»*. (Dutour, 1992). Le développement de l'espèce humaine et de ses techniques sous les Tropiques, et donc au Sahara, n'est pas un effet de perspective : Jablonski (1993) en remarquant l'extraordinaire richesse et diversité des êtres vivants au cours des temps géologiques sous les basses latitudes conclut *«that tropical regions have been a major source of evolutionary novelty, and not simply a refuge that accumulated diversity owing to low extinction rates»*. Brunet (2000) appuie : *«notre histoire est pan-africaine... et pas seulement l'Afrique orientale mais aussi le Tchad»*. On pourrait ajouter maintenant le Sahara occidental.

Le Sahara nous apparaît ainsi comme un livre ouvert, aux dernières pages à peine jaunies, qui nous offre, avec une finesse d'expression surprenante à qui veut bien s'y pencher, de très anciennes histoires mais aussi celle, proche, de l'Humanité en marche, à travers les métamorphoses de l'espace et des climats.

Chapitre 11. - Le magmatisme récent du Sahara Algérien

Jean-Marie Dautria, Farida Aït Hamou et Mustapha Maza

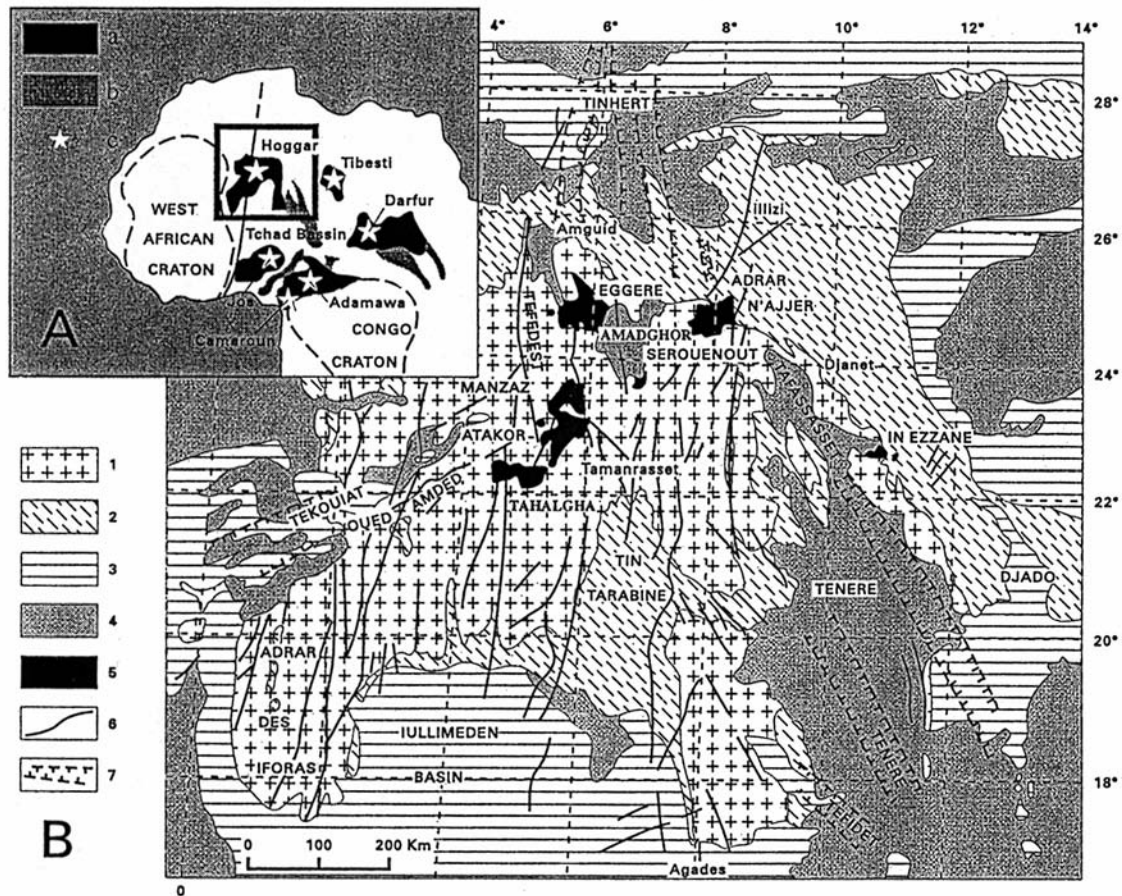


Fig. 11.1. - A. Contexte tectonique du bombement du Hoggar, en relation avec les systèmes de fossés subsidents et d'uplifts de l'Afrique centrale et occidentale.

- a: bombements de socle panafricain.
 b: fossés mésozoïques et cénozoïques.
 c: massifs volcaniques cénozoïques.

B. Carte géologique et structurale simplifiée du Hoggar et de ses marges.

- 1: socle métamorphique et plutonique panafricain.
 2: couverture paléozoïque tassilienne.
 3: couverture mésozoïque.
 4: couverture cénozoïque et quaternaire.
 5: formations volcaniques "récentes" (Mésozoïque supérieur à Quaternaire).
 6: failles majeures.
 7: fossés créacés et cénozoïques.

Les roches magmatiques néogènes et quaternaires du Sahara algérien sont géographiquement regroupées en deux provinces :

- *la première correspond au Hoggar central et oriental. Ses formations sont dispersées sur une surface d'une centaine de milliers de km², ce qui en fait l'une des grandes provinces magmatiques récentes de l'Afrique de l'Ouest;*
- *la seconde se situe à une centaine de km à l'Est-Nord-Est d'Illizi. Bien que très modeste par son extension et le volume de lave émis, cette province, comme on le verra, est très importante dans le cadre de l'évolution géodynamique actuelle du Nord de la plaque Afrique.*

1. LE VOLCANISME NÉOGÈNE ET QUATÉNAIRE DU HOGGAR

1.1. Présentation générale et distribution géographique du volcanisme

Le *Hoggar* (ou *Ahaggar*) est célèbre dans le monde entier pour la beauté et la diversité de ses paysages volcaniques. Le site de l'Assekrem, dans le massif de l'Atakor (Planche, photo A), constitue indubitablement l'un des plus beaux paysages volcaniques de notre planète. Ce volcanisme est récent : d'après les informations géochronologiques actuellement à notre disposition, on peut dire qu'il s'est développé entre l'Eocène supérieur et le Quaternaire récent. Il est donc globalement associé aux événements géodynamiques qui ont affecté la plaque Afrique dans son ensemble depuis la fin du Mésozoïque.

Géologiquement parlant, le *Hoggar* constitue une gigantesque boutonnière de socle précambrien de plus de 300.000 km², s'ennoyant à sa périphérie sous les sédiments paléozoïques des Tassilis au Nord, au Sud et à l'Est, ou sous les formations mésozoïques et quaternaires du Tanezrouft à l'Ouest (Fig. 11.1). Si l'on regarde la carte géologique simplifiée de la figure 11.1, on peut constater que les formations volcaniques récentes sont globalement situées dans la partie centrale de cette boutonnière et qu'elles se regroupent en huit districts. Six d'entre eux, à savoir l'*Adrar n'Ajjer* (2500 km²), le *Nord-Anahef* (1600 km²), le *Sud-Amadghor* (2000 km²), le *Manzaz* (1500 km²),

l'*Atakor* (2150 km²) et la *Tahalgha* (1800 km²) - s'alignent suivant une direction NE-SO. Un septième district - l'*Eggéré* (2800 km²) - est situé sur la marge Nord de la dépression de l'*Amadghor*, et s'aligne avec l'ensemble *Atakor-Manzaz* suivant une direction sub-méridienne. Le huitième district - celui d'*In Ezzane* (500 km²) - est fortement décentré par rapport aux autres. Il est en effet situé à 350 km au Sud-Est de Djanet, en bordure de la dépression de l'oued Tafassasset. Il est très mal connu, et son histoire semble plutôt liée à celle des fossés ténéreïens.

Volcanologiquement parlant, le *Hoggar* peut être par ailleurs considéré comme un véritable musée. La plupart des grands types de morphologie volcanique sont représentés. Grâce au climat désertique et à l'absence de végétation, les édifices volcaniques y sont remarquablement conservés et lisibles même pour les non initiés. La planche photos montre quelques uns d'entre eux parmi les plus représentatifs. Cônes volcaniques, monogéniques pour la plupart (photo B), cratères d'explosion (photo C), coulées de vallée (photo E et F) ou en inversion de relief (photo H) se rencontrent dans la plupart des districts. Ils résultent de l'éruption suivant des dynamismes, soit faiblement explosifs «stromboliens» au sens large, soit fortement explosifs dans le cas où la colonne de magma a interagi en profondeur avec une nappe phréatique (on parle alors de dynamismes «phréato-magmatiques») et dans le cas d'épanchement de laves relativement fluides, basiques le plus souvent (photos E et F), parfois différenciées (les coulées sont alors courtes et épaisses, comme celle de la photo H). Necks

(photos G et H) et dykes (photo I) apparaissent aussi dans les districts les plus anciens, et donc les plus attaqués par l'érosion. Les extrusions, celles en forme de dôme (photo J et K), ou bien encore d'aiguille (photo L), qu'on rencontre non seulement dans la partie centrale de l'*Atakor* (en particulier autour de l'*Assekrem*, photo A), et de la *Tahalgha* (photo K, Fig. 11.6), mais aussi dans l'*Eggéré*, l'*Adrar N'Ajjer*, le *Sud-Amadghor* et le *Nord-Anahef*, sont constituées de laves différenciées (trachyte, phonolite et rhyolite) très visqueuses. Leurs mises en place ont sûrement été accompagnées d'éruptions fortement explosives et de nuées ardentes, mais les produits de ces explosions et de ces nuées (cendres, brèches...), compte tenu de leur grande altérabilité, ne sont que rarement conservés (Rognon, 1967; Girod, 1971). Des anneaux de tufs meubles sont par contre bien conservés dans la partie nord de la dépression de l'*Amadghor* (*Sud-Eggéré*) (photo D) : ils résultent d'éruptions explosives lacustres relativement récentes. Cette partie de l'*Amadghor*, en effet, a été, durant les périodes pluviales du Quaternaire, occupée par un lac. Trapps basaltiques (photo M) et intrusions hypovolcaniques annulaires (photo N), associés à d'anciennes caldeiras, restent par contre l'apanage du district du *Sud-Amadghor*.

1.1.1. Le Sud-Amadghor

C'est de loin le district volcanique le plus complexe et le plus intéressant au point de vue pétrologique. Plusieurs unités y sont regroupées (Fig. 11.2) : un plateau basaltique d'environ 400 km² de surface, le *Djebel Taharaq*, une douzaine d'intrusions annulaires associant roches volcaniques, hypovolcaniques et plutoniques et un ensemble de pointements volcaniques dispersés dans la plaine de l'*Amadghor*, au Nord du *Taharaq*, et associant basaltes, trachytes et phonolites.

Le Djebel Taharaq

Il s'agit d'un vaste plateau basaltique situé à la marge Sud-Est de la plaine de l'*Amadghor* (feuille d'In-Sakâne au 200.000e), à quelques kilomètres au Sud de la piste d'Ideles à Djanet et au Sud-Ouest de l'Oued Tin Hidden (Fig. 11.2). Au Nord, ce plateau enserme les massifs annulaires de l'*Assegafi* et de la *Telleghteba* et domine la plaine de l'*Amadghor* et la large vallée d'In-Sakâne de

plusieurs centaines de mètres. Il culmine à 1851 m et il est entièrement constitué de coulées de lave empilées (jusqu'à 700 m d'épaisseur dans sa partie centrale). Sa morphologie est typiquement celle d'un «trapp» (planche, photo M) assez fortement érodé, et il est entièrement entouré d'escarpements d'érosion en escalier entaillés par des vallées étroites souvent d'accès difficile. Son extension actuelle est relativement restreinte (400 km²) par rapport à celles des autres districts volcaniques ahaggariens récents (1600-2800 km²). Mais compte-tenu de l'épaisseur cumulée des volcanites, le volume de lave épargné par l'érosion (près de 200 km³) est cependant, après l'*Atakor*, le plus important du *Hoggar*. Son extension initiale peut être estimée en tenant compte des nombreuses buttes témoins dispersées autour du plateau. Au Nord, elles sont pour la plupart regroupées à la périphérie des massifs annulaires de l'*Achkal*, de *Ouan Aressou* et d'*In Roundoum SE*, où elles apparaissent sous la forme d'anneaux plus ou moins continus. Au Nord-Est, des recouvrements basaltiques, d'affinité comparable au *Taharaq*, apparaissent perchés au sommet de buttes de socle précambrien et se raccordent vers l'Est avec ceux qui recouvrent les grès de *Serouenout* et atteignent l'oued *Issessouitene* et *In-Roundoum*. Au Sud, un anneau basaltique entoure aussi l'intrusion pyramidale d'*In-Kaoukane* et le massif hypovolcanique de l'*Imadouazene*. Ainsi, la surface initiale du *Taharaq* devait être au moins double de celle qu'elle occupe actuellement. L'épaisseur anté-érosion des volcanites peut être aussi grossièrement estimée. En effet, plusieurs massifs plutoniques annulaires sont intrusifs au sein de l'empilement de coulées; certains même, comme l'*Achkal* et *Ouan Aressou*, sont actuellement situés à plusieurs dizaines de km de la bordure actuelle du plateau. Si l'on tient compte de l'extension initiale du massif et de l'épaisseur nécessaire pour réaliser, au sein de ces volcanites, les conditions plutoniques (entre 1000 à 2000 m d'épaisseur), le volume de lave initial atteignait donc probablement le millier de km³. Le *Djebel Taharaq* a donc été, de loin, le siège de l'activité volcanique la plus importante du *Hoggar*.

Récemment, un échantillonnage continu a été effectué sur le versant Nord de ce massif (Aït-Hamou et Dautria, 1994; Aït-Hamou, 2000). Trente neuf coulées correspondant à un empilement de 590 m d'épaisseur ont été ainsi prélevées. Cette coupe montre une succession de

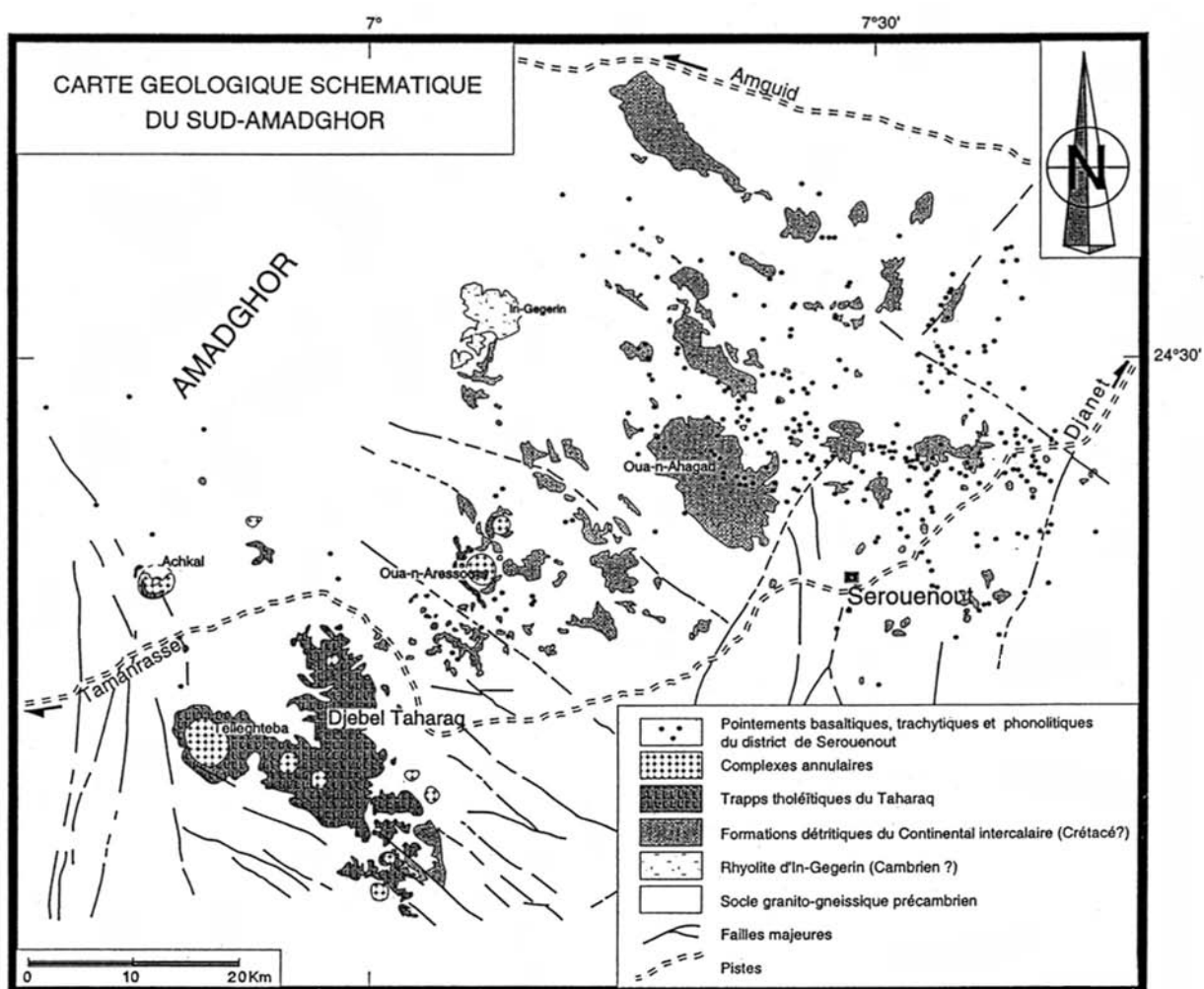


Fig. 11.2. - Carte géologique schématique du Sud-Adadghor.

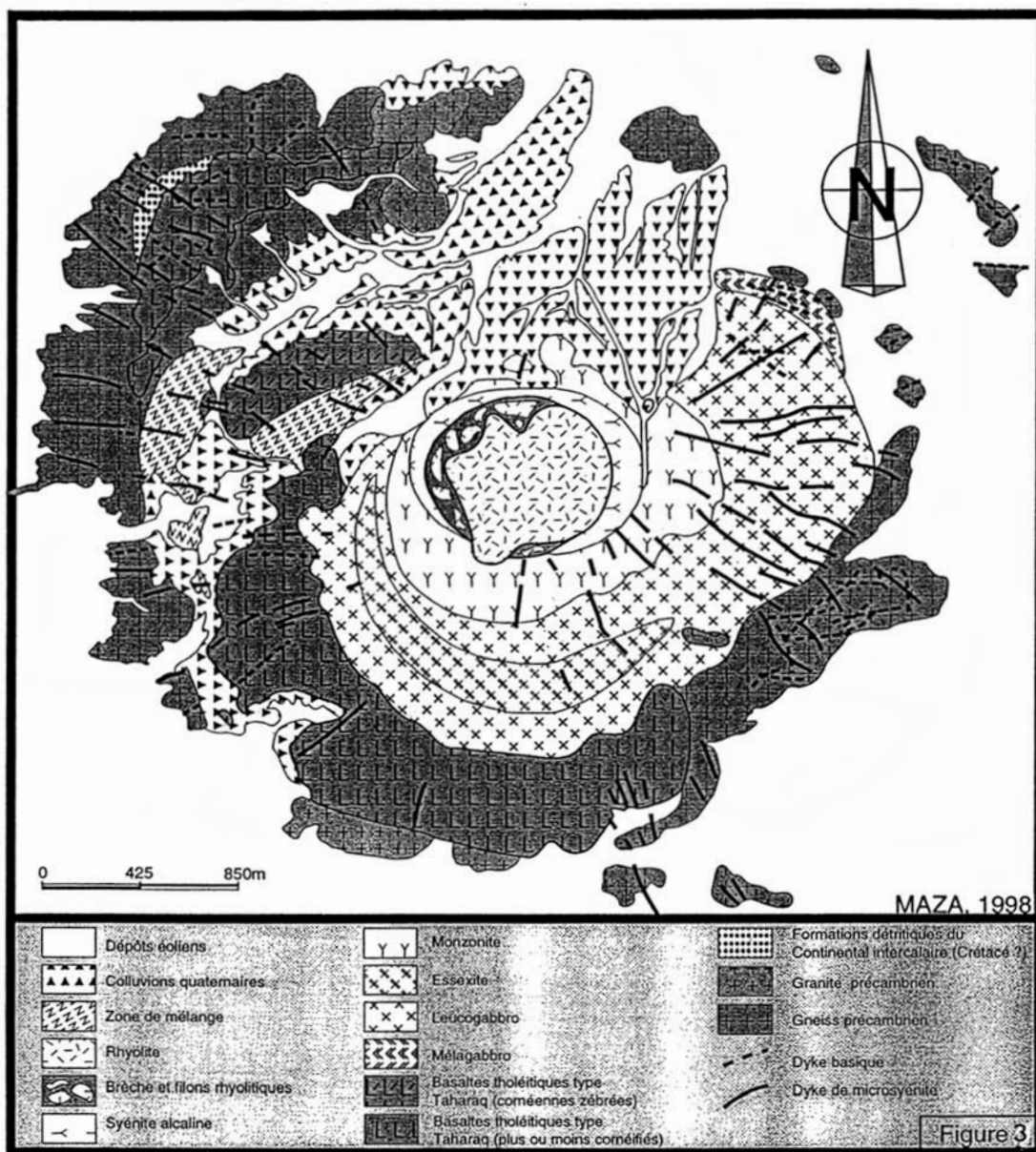


Fig. 11.3 - Carte géologique du complexe annulaire l'Achkal.

coulées de basaltes et de laves légèrement différenciées (trachybasaltes et trachyandésites). Les coulées sont généralement de faible épaisseur (5 à 10 m) et systématiquement pentées vers le Nord. Bien que la distinction entre basalte légèrement différencié et non différencié ne soit pas toujours évidente (surtout lorsque les roches sont altérées), une certaine rythmicité dans les émissions volcaniques a pu toutefois être reconnue sur le terrain : les basaltes différenciés, plutôt aphyriques et de teinte claire, ont tendance à se répéter plus fréquemment aux niveaux supérieurs de l'empilement, tandis que vers la base ce sont plutôt les coulées de laves basaltiques porphyriques sombres qui affleurent le plus.

Comme l'avait déjà noté Rémy (1959), le *Djebel Taharaq* se caractérise par l'absence de niveaux de projections volcaniques interstratifiées, ainsi que par l'absence de paléosol ou de niveau ferrallisé, comme ceux que l'on observe dans la série volcanique miocène de l'*Atakor* (Girod, 1971). Aucun témoin d'appareil basaltique centré (neck, par exemple) n'est par ailleurs visible. On y rencontre par contre un important système filonien recoupant l'ensemble de l'empilement (planche, photo I). L'origine fissurale du *Taharaq* est donc indubitable.

Les travaux les plus récents (Aït-Hamou et Dautria, 1994; Ait-Hamou, 2000) ont montré que les émissions basaltiques du *Taharaq* correspondent aux épanchements volcaniques néogènes les plus précoces du *Hoggar*. L'activité a débuté il y a environ 35 Ma (Eocène supérieur) et semble s'être poursuivie durant l'Oligocène inférieur. De plus, l'étude chimique et géochimique de ces laves a montré qu'elles étaient d'affinité transitionnelle (tholéïtes à olivine), ce qui les distingue de tous les épanchements néogènes ultérieurs du *Hoggar*, qui, comme on le verra, sont d'affinité alcaline.

Les complexes annulaires

Ils sont au nombre d'une douzaine et ils apparaissent soit intrusifs au sein des trapps tholéïtiques du *Taharaq* (comme les complexes de la *Telleghteba*, du *Taharaq-nord*, de l'*Assegafi*, du *Tezzefi*, d'*Idahidane*, et d'*Imadouezene*), soit dispersés à leur périphérie (*Achkal*, *Taklit*, *In Roundoum SE*, *Oua-n-Aressou*) dans la plaine de l'*Amadghor* (Fig. 11.2). Seule une thèse ancienne (Rémy, 1959) leur avait été jusqu'à présent consacrée et les seules datations disponibles étaient

celles effectuées, il y a une vingtaine d'années, par Rossi *et al.* (1979) sur les trachytes de la *Telleghteba* (35 Ma).

Deux de ces complexes - l'*Achkal* et l'*Oua-n-Aressou* - ont fait récemment l'objet d'une étude détaillée, tant pétrologique, géochimique, isotopique que géochronologique (Maza *et al.*, 1995; Maza, 1998; Maza *et al.*, 1998). L'âge de ces deux complexes s'est avéré légèrement plus récent (entre 29 et 24 Ma, Oligocène supérieur) que celui de la *Telleghteba*. Compte tenu de l'intérêt que ces deux massifs présentent pour comprendre l'évolution du magmatisme cénozoïque *ahag-garien* - on verra en effet qu'ils ont géochimiquement et isotopiquement enregistré la transition tholéïtique-alcaline, et de leur originalité à l'échelle du Sahara, leur description s'impose. Bien que non re-étudié récemment, le complexe de la *Telleghteba* sera aussi présenté, surtout en raison des informations qu'il apporte sur le contexte tectonique qui régnait au moment de sa mise en place.

L'Achkal

Il apparaît comme un massif, de forme globalement tronconique (planche, photo N), isolé au milieu de la plaine de l'*Amadghor* qu'il domine de plus de 400 m. Il est situé à une dizaine de km au Nord-Ouest des trapps basaltiques du *Taharaq* (Fig. 11.2) dont il est séparé par un couloir arénique partiellement envahi par des dépôts éoliens quaternaires. Ce complexe a une structure annulaire presque parfaite (Fig. 11.3). Son diamètre est d'environ 4 km, et il est intrusif à la fois dans le socle gneissique et granitique précambrien (au Nord-Est) et dans des basaltes tholéïtiques de type «*Taharaq*» (au Sud et au Nord-Ouest). Ces derniers, qui sont conservés sous la forme d'un anneau externe discontinu de quelques centaines de mètres de large, reposent en discordance sur le socle précambrien, soit directement (au Sud), soit par l'intermédiaire de dépôts détritiques (poudingues et arkoses) attribués au Continental Intercalaire. Quatre unités magmatiques se distinguent (Fig. 11.3) :

- La première regroupe une série de roches plutoniques de texture largement grenue, le plus souvent porphyroïde et à fluidalité nettement marquée soulignant le dispositif annulaire;

- La seconde unité correspond au piton central hémisphérique constitué de roches volcaniques acides. Il domine la dépression interne de près de 150 m et son diamètre est d'environ 600 m ;
- La troisième unité constitue intégralement le flanc ouest du massif : Il s'agit d'un complexe hypovolcanique dans lequel sont associées plusieurs roches microgrenues à microlitiques. Les figures de mélange entre ces différentes roches sont fréquentes, parfois spectaculaires, ce qui avait conduit Rémy (1959) à qualifier cette unité de «zone de mélange» ;
- La quatrième unité correspond à un complexe filonien microgrenu recoupant l'ensemble des roches plutoniques décrites ci-dessus ainsi que leur encaissant.

L'unité plutonique : les roches que l'on y rencontre (mélagabbro, leucogabbro, essexite, monzonite, syénite alcaline), définissent, en première approximation, une série de différenciation presque idéale. Sur le terrain, les différents faciès pétrographiques apparaissent relativement bien repérables au point de vue topographique. Cependant, leurs contacts restent le plus souvent mal définis. De la périphérie vers le centre, ont été distingués.

Un anneau basique : c'est l'anneau le plus externe. Il est incomplet et l'affleurement principal est localisé à la bordure Nord-Est du massif. Cet affleurement a environ 800m de long, 200 m de large et sa forme est celle d'un arc de cercle. Morphologiquement, cet anneau apparaît comme une succession de petites collines formées d'un empilement de boules dont le diamètre peut atteindre la dizaine de mètres. Pétrographiquement, cet anneau est constitué de mélagabbro dans sa partie externe et de gabbro plus clair dans sa partie interne. Le passage entre ces deux types de roche semble progressif.

Un anneau intermédiaire : il est presque complet et il constitue l'anneau le plus important en largeur (env. 1 km) et en longueur. Il est composé d'une roche leucogabbroïque. Dans sa partie Sud-Ouest, apparaît, fortement en relief, une demi-couronne d'essexite (environ 200 m de large et 2 km de long) qui, cartographiquement, semble intrusive dans l'anneau intermédiaire. Sur le terrain, le contact entre leucogabbro et essexite est impossible à définir avec précision, en raison des

éboulis qui entourent complètement les reliefs essexitiques.

Une intrusion différenciée : elle est de nature syénitique. En raison du complexe volcanique tardif qui en occulte une bonne partie, elle affleure au centre de la structure suivant une couronne d'épaisseur irrégulière (<500 m). Dans le détail, deux anneaux peuvent être distingués : un externe, constitué de monzonite, et un interne, de syénite alcaline. Cette intrusion a été datée par la méthode K-Ar sur roche totale à 29 Ma.

L'unité volcanique : elle a été datée par la même méthode et son âge est apparemment plus jeune (24 Ma). Sa nature est globalement rhyolitique. Elle correspond, dans sa partie inférieure, à un complexe de dykes sub-verticaux ou à pendage centrifuge associés à des brèches explosives. Dans sa partie supérieure, elle passe à un ensemble de lames subhorizontales constituées de lave bréchique alternant avec des laves ponceuses ou à aspect vitreux, et dont le mode de mise en place évoque celui des ignimbrites. Ce complexe est par ailleurs dominé par un dôme extrusif rhyolitique d'environ 250 m de diamètre et d'une trentaine de mètres d'épaisseur.

La zone de mélange : bien que topographiquement intégrée au dispositif concentrique, cette zone constitue une unité à part affleurant au Nord-Ouest, à l'extérieur des anneaux plutoniques. Il est difficile de la rattacher aux unités précédentes, ne serait-ce qu'en raison de sa lithologie et de sa structure : les roches qu'on y rencontre ont en effet des textures microgrenues à microlitiques, l'ensemble évoquant globalement une brèche magmatique. Cartographiquement, cette zone semble cacher une partie de l'anneau leucogabbroïque sans que l'on puisse pourtant dire clairement si elle en constitue l'encaissant, et/ou le toit.

A l'Ouest, la zone de mélange est clairement intrusive dans le socle gneissique. Dans sa partie Nord-Est, elle intègre un énorme bloc de cornéenne basaltique, basculé en direction du Nord-Ouest, d'environ 1 km de long, de 200 m de large et d'une vingtaine de mètres de puissance, et correspondant vraisemblablement à un morceau du toit.

Cette zone résulte de toute évidence de mélanges magmatiques. Les magmas impliqués sont basiques à intermédiaires, le magma le mieux représenté étant de nature trachybasaltique à

trachyandésitique. Cette zone pourrait représenter les restes d'une ancienne chambre magmatique, dans laquelle plusieurs magmas immiscibles se sont successivement injectés et ont été mécaniquement mélangés.

Le complexe filonien : Deux types de filons sont distinguables : des annulaires et des radiaires. Les premiers ne se rencontrent que dans les gabbros et dans les roches encaissantes, les seconds recoupent indifféremment toutes les formations, à l'exclusion de l'unité volcanique rhyolitique centrale. Pétrographiquement, ceux recoupant les anneaux basiques ont une gamme de composition allant des leucogabbros aux monzoleucogabbros et aux essexites. Les filons les plus développés sont radiaires et de nature syénitique : on les rencontre aussi bien dans les anneaux basiques que différenciés.

On invoque généralement, pour rendre compte de la mise en place de tels complexes plutoniques à structure annulaire, des mécanismes de subsidence souterraine (Bonin, 1982). Le poinçonnement vertical lié au remplissage d'une chambre magmatique superficielle provoque à la fois le soulèvement des terrains sus-jacents et l'apparition de fractures concentriques et radiaires permettant au magma de s'injecter sous forme de coupole et de s'épancher en surface en favorisant la formation de caldeiras. Le diamètre de ces complexes est généralement de l'ordre d'une dizaine de km et leur durée d'activité de l'ordre de 4 Ma (Lameyre *et al.*, 1976). Si l'on se réfère aux travaux de Bonin (1995), et compte-tenu des dimensions du massif de l'*Achkal*, on pourrait estimer sa profondeur de mise en place à environ 2 km.

L'origine du complexe volcanique acide central est discutable. Les laves rhyolitiques qui le constituent peuvent théoriquement correspondre aux liquides ultimes de différenciation de la série. Dans cette hypothèse, elles seraient comagmatiques avec la série plutonique. Mais alors comment expliquer que ces laves aient pu s'épancher en surface en recouvrant les produits de cristallisation profonds des liquides qui sont à leur origine ? Ce dispositif nécessite l'intervention, avant leur épanchement, d'une importante phase d'érosion conduisant à l'exhumation du complexe plutonique. Un tel scénario semble bien peu compatible avec une relation de comagmatisme au sens strict. Il se peut alors que le complexe volcanique, bien que situé exactement au centre du

massif annulaire, n'ait rien à voir avec ce dernier. Dans cette hypothèse, il témoignerait simplement d'un épisode magmatique ultérieur. Cette hypothèse est cohérente avec les données géochronologiques qui montrent que 5 Ma séparent la cristallisation de la syénite centrale (29 Ma) de la mise en place de l'extrusion rhyolitique (24 Ma).

Les données isotopiques, en accord avec les données géochimiques, distinguent parmi les roches grenues deux ensembles : un «gabbroïque» d'affinité tholéïtique et un «différencié» (monzonite + syénite alcaline) d'affinité franchement alcaline. Entre ces deux ensembles, existe une série de roches impliquées dans le dispositif annulaire et présentant des signatures isotopiques intermédiaires. Leurs caractéristiques ne peuvent s'expliquer qu'en termes de mélange et s'accordent bien avec un modèle de chambre magmatique réalimentée périodiquement, réalimentation dont l'affinité aurait changé avec le temps depuis le tholéïtique jusqu'à l'alcalin. Quant au complexe volcanique central, il est à rattacher, du moins géochimiquement, à l'épisode alcalin. Sa signature isotopique, par contre, est intermédiaire entre le tholéïtique et l'alcalin. Ce paradoxe est peut-être explicable en termes de contamination du magma rhyolitique par les gabbros tholéïtiques de l'anneau externe. Dans cette hypothèse, ces derniers auraient constitué les parois de la chambre magmatique dans laquelle le magma rhyolitique tardif s'est élaboré.

Le Oua-n-Aressou

Ce complexe est situé sur la feuille au 200.000e de *Serouenout*, à une quinzaine de km à l'Est-Nord-Est du *Djebel Taharaq*. Au point de vue morphologique, il correspond à une dépression ovale, allongée suivant une direction NO-SE, d'environ 3 km de long et d'une centaine de mètres de profondeur. Cette dépression entaille le socle gneissique protérozoïque et elle est surmontée d'une série de reliefs résiduels détritiques (conglomérats et arkoses du Continental Intercalaire) et basaltiques (lambeaux de trapp de type *Taharaq*) correspondant à la couverture régionale disséquée par l'érosion. Comme le montre la carte géologique de la figure 11.4, quatre unités magmatiques y sont distinguables :

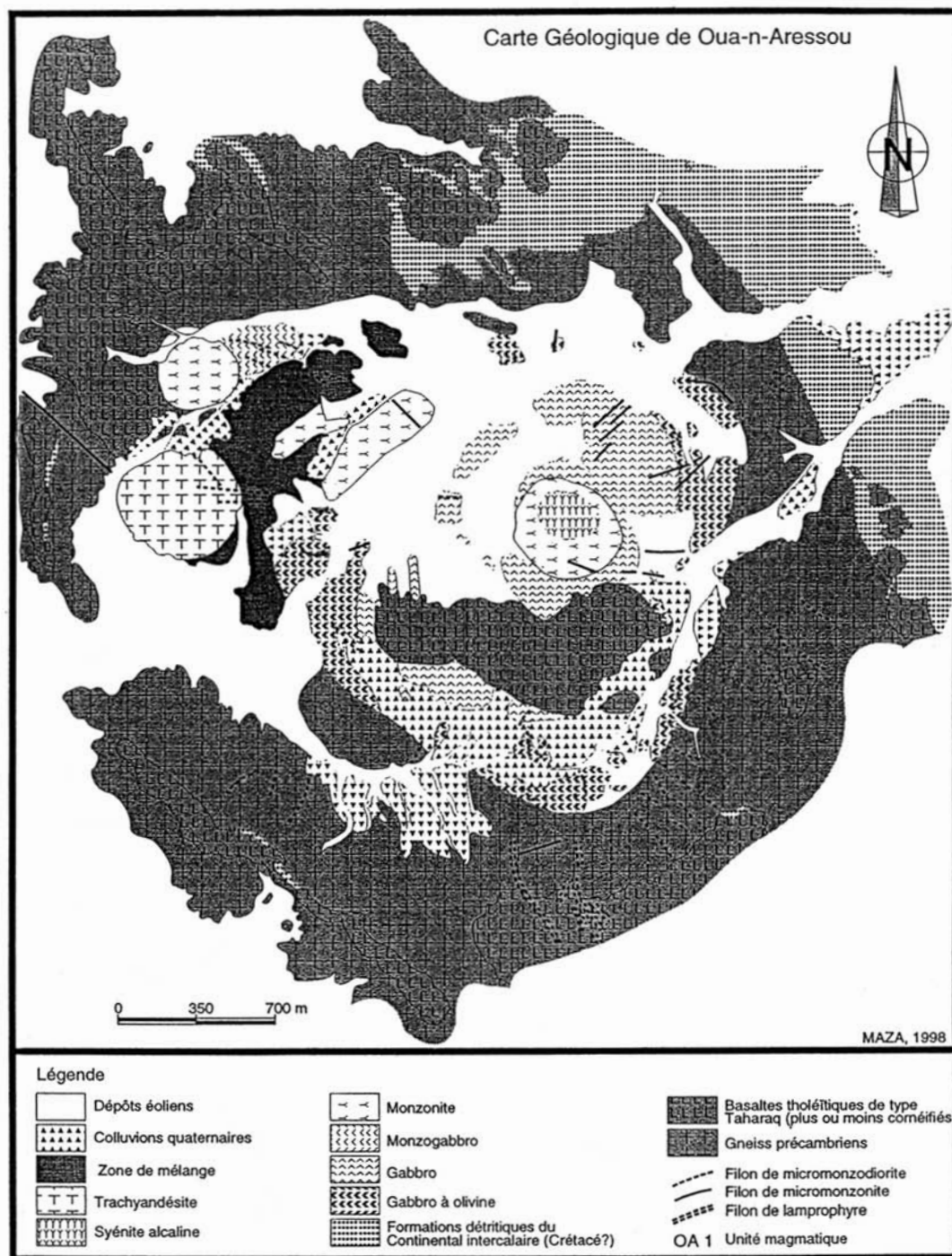


Fig. 11.4. - Carte géologique de Oua-n-Aressou.

1. Une intrusion annulaire majeure occupant le centre et la partie Sud du massif. Ses dimensions sont cependant modestes (environ 2 km de diamètre) et sa structure est simple. Elle ne regroupe en effet qu'une série de roches plutoniques basiques, gabbroïques au sens large (tableau, analyse 9), s'organisant en un anneau complet autour d'un piton central de roche différenciée de nature monzonitique (tableau, analyse 10) à syénitique. Le passage des gabbros aux monzonites est brusque sans être pourtant tectonisé. L'anneau gabbroïque est constitué, dans sa partie la plus externe, de gabbro à olivine relativement sombre, passant à des gabbros plus clairs vers l'intérieur. Le piton central a un diamètre d'environ 500 m et il domine l'anneau gabbroïque d'une cinquantaine de mètres. Pétrographiquement et texturalement, on y distingue une couronne externe de monzonite et un coeur de syénite alcaline. Gabbro et monzonite ont été datés par la méthode Ar-Ar sur biotite séparée. Leurs âges respectifs sont presque identiques : $24 \pm 0,5$ Ma pour le premier, $23,6 \pm 0,5$ Ma pour la seconde;
2. Deux intrusions satellites s'alignant avec le complexe majeur suivant une direction NO-SE. La première est de forme elliptique (600 x 200 m) et elle apparaît partiellement intrusive dans l'anneau gabbroïque externe de l'intrusion majeure. Elle est, par ailleurs, pétrographiquement homogène et constituée d'une monzonite proche de celle de l'intrusion majeure. Quant à la seconde intrusion satellite, plus à l'Ouest, elle est constituée de deux unités magmatiques accolées l'une à l'autre : une unité leuco-gabbroïque de forme grossièrement elliptique (300 x 150 m) et une unité monzonitique de forme circulaire, d'un diamètre moyen de 350 m;
3. Une «zone de mélange» qui, comme à l'*Achkal*, regroupe à la fois des roches volcaniques et hypovolcaniques et évoque une brèche magmatique;
4. Un réseau filonien radiaire associant micro-monzodiorite, micromonzonite et lamprophyre.

Cartographiquement, le complexe de *Oua-n-Aressou* apparaît intrusif à la fois dans le socle et sa couverture et les contacts semblent sub-verticaux, avec un léger pendage centripète, ce qui

confère à cette intrusion une géométrie globale d'entonnoir évasé. Son toit se situait vraisemblablement au niveau des trapps basaltiques, comme le suggère l'intense thermométamorphisme que l'on observe dans les basaltes qui entourent le complexe. Un panneau de ce toit, d'environ 1 km de long et 300 m de large, apparaît d'ailleurs dans la partie Sud du massif (Fig. 11.4) : il repose directement sur les formations plutoniques et il est entièrement constitué de cornéennes basaltiques.

Le mécanisme de mise en place du massif de *Oua-n-Aressou* peut-il être la subsidence en chaudron, comme on l'a proposé pour l'*Achkal* ? Si cette hypothèse est acceptable dans le cas du complexe majeur (2 km de diamètre, structure en anneaux concentriques), elle semble géologiquement bien improbable dans le cas des massifs satellites, ne serait-ce qu'en raison de leur très petite taille : le premier (600 x 200 m) est constitué uniquement de monzonites, le second résulte de l'accolement d'une unité gabbroïque (300 x 150 m) et d'une unité monzonitique (350 m de diamètre), cette dernière étant clairement intrusive dans la première. Les deux massifs satellites correspondent, de toute évidence, à des intrusions classiques, globalement cylindriques. Leur alignement suivant une direction NO-SE avec l'unité monzo-syénitique du complexe majeur (qui d'ailleurs a une forme et une taille comparable -500 m de diamètre - à celles des massifs satellites) renforce cet argument.

Les données géochimiques et isotopiques montrent clairement que les ensembles gabbroïques et monzo-syénitiques ont, comme à l'*Achkal*, des affinités différentes : tholéïtique pour le premier, alcaline pour le second. Cependant, les lieux de stockage et de différenciation de ces ensembles magmatiques restent à définir. Proviennent-ils de deux chambres magmatiques distinctes ou de la même chambre, réalimentée par des magmas dont l'affinité et la nature isotopique auraient évolué avec le temps ? Dans la seconde hypothèse, l'intrusion gabbroïque ne pourrait-elle pas représenter la première chambre ? Quoi qu'il en soit, les données géochronologiques (contemporanéité presque parfaite des deux ensembles) impliquent que leurs mises en place se sont succédées dans un laps de temps très court (quelques dizaines de milliers d'années au maximum). Cette contemporanéité semble plutôt jouer en faveur de l'hypothèse d'une chambre unique.

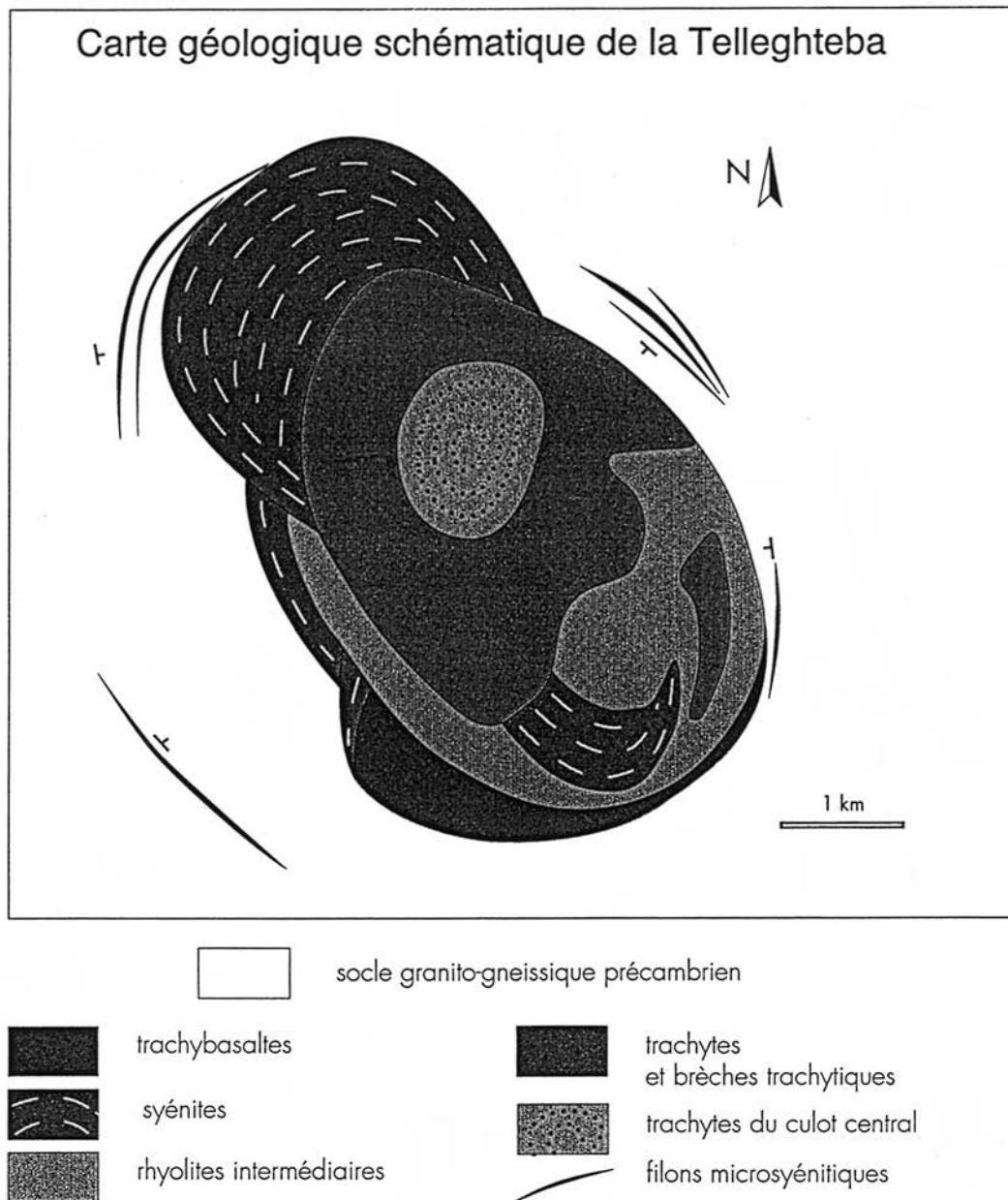


Fig. 11.5. - Carte géologique schématique de la Telleghteba (Rémy, 1967).

La Telleghteba

Ce complexe, qui culmine à 2455 m, domine de plus de 1200 m la plaine environnante. C'est, de loin, le massif annulaire le plus majestueux de la région. De contour elliptique, il mesure 8 km de grand axe et 5 km de petit axe, et il est directement intrusif, au Nord et à l'Est, dans les trapps du *Taharaq*. Les levés géologiques réalisés par Rémy (1959) (Fig. 11.5), suggèrent qu'ici plusieurs systèmes volcano-plutoniques - trois si l'on en croit les conclusions de cet auteur - sont emboîtés. L'activité aurait commencé par l'épanchement d'une grande quantité de lave trachy-basaltique, faisant suite aux émissions fissurales basaltiques du *Taharaq*. Ces laves se seraient accumulées dans une dépression de type caldeira. Un appareil, que Rémy qualifie «d'externe» se serait alors constitué : on en trouverait les reliques dans la partie Sud-Ouest du massif (Fig. 11.5). L'activité se serait poursuivie par la mise en place, toujours au Sud, d'une extrusion rhyolitique (l'appareil «intermédiaire») : ce qu'il en reste affleure assez largement dans le quart Sud-Est du massif (Fig. 11.5). La troisième phase magmatique aurait débuté par un cycle explosif trachytique et se serait poursuivie par la mise en place, en contexte hypovolcanique, d'une série de filons microsyténitiques de type «cone sheet», ainsi que de plusieurs intrusions volumineuses, semi-annulaires et à pendage centripète, de syénite. La plus grosse de ces intrusions s'observe dans la partie Nord-Ouest du massif (Fig. 11.5). Cette troisième phase d'activité est responsable de l'édification de «l'appareil interne». L'ensemble de ces trois appareils entoure globalement une énorme extrusion trachytique circulaire, qui représente la phase d'activité terminale et qui, pour Rémy, résulterait d'une seule émission de lave à partir d'un système de fissures annulaires entourant un bloc subsident. Compte-tenu de sa forme, parfaitement circulaire, et de son extension (3,5 km de diamètre), il ne fait aucun doute que les limites de cette extrusion trachytique correspondent à celles d'une ancienne caldeira. Par contre, son épaisseur (environ 500 m), et donc le volume de lave différenciée qu'elle représente (environ 5 km³), nous conduit à penser qu'il est peu probable qu'elle se soit mise en place au cours d'une seule éruption. Plusieurs unités, grossièrement horizontales (coulées, dôme-

coulées) et à prismation différente, chacune d'une centaine de mètres d'épaisseur, sont d'ailleurs distinguables à l'affleurement. D'un autre côté, la morphologie de cette masse de trachyte - un cylindre entouré de falaises dominant de près de 600 m les appareils antérieurs - conduit à penser que cette structure correspond à une caldeira résurgente.

C'est l'une des unités de ce trachyte central que Rossi *et al.* ont daté en 1979 par la méthode K-Ar. L'âge de 35 Ma trouvé par ces auteurs prête à discussion. En effet, s'il est exact, l'activité de la *Telleghteba* s'avèrerait d'environ 10 Ma plus ancienne que celle de l'*Achkal* et de l'*Oua-n-Aressou* et, de manière surprenante, contemporaine des épanchements initiaux du *Taharaq*. De nouvelles datations sont bien sûr nécessaires avant de décider définitivement de sa précocité par rapport aux autres intrusions annulaires du *Sud-Amadghor*. Quant aux liens pétrogénétiques avec les basaltes du *Taharaq* que cet âge impliquerait, seule une étude géochimique et isotopique identique à celle récemment effectuée sur les basaltes des trapps (Aït Hamou, 2000) et sur les massifs de l'*Achkal* et de *Oua-n-Aressou* (Maza, 1998), permettrait de les confirmer.

La *Telleghteba* se distingue aussi des autres massifs annulaires de la région par sa forme elliptique presque parfaite. On sait que la forme des complexes annulaires est une combinaison de la symétrie axiale (liée au poinçonnement vertical d'origine magmatique) et du champ régional de contrainte (Bonin, 1982, 1995). En contexte de distension pure, ces complexes ont des formes circulaires - c'est, semble-t-il, le cas de l'*Achkal* -, par contre en contexte de transtension (distension associée à un décrochement) la forme devient elliptique : c'est, de toute évidence, le cas de la *Telleghteba*. L'excentricité mesurée par le rapport grand axe - petit axe (égale à environ 1,6 dans le cas de la *Telleghteba*) et l'obliquité (angle entre le grand axe et les décrochements) de cette ellipse permettent, théoriquement, de déterminer le sens du mouvement cisailant. Dans le cas du *Sud-Amadghor*, si, comme nous le pensons, les rejeux les plus récents sont ceux des accidents tardi-panafricains NO-SE, la géométrie de la *Telleghteba* pourrait alors être associée à des mouvements sénestres. Cette hypothèse reste, bien sûr, à vérifier.

Les pointements volcaniques dispersés

Leur nombre est relativement réduit (moins d'une vingtaine) et ils apparaissent dispersés dans la plaine de l'*Amadghor*, au Nord du *Djebel Taharaq*, et cela jusqu'à une trentaine de km au Nord de l'*Achkal* (Fig. 11.2). Ils sont représentés, soit par des intrusions basanitiques à néphélinitiques (necks, dykes), recoupant parfois même les massifs annulaires, soit par des lambeaux de coulées en inversion de relief de même nature, soit encore par des protrusions trachytiques (*Iharen*, *Tinde*) ou phonolitiques, parfaitement identiques à celles que l'on rencontre dans la région de *Serouenout*. Trois mesures d'âge (méthode K-Ar sur roche totale) ont été réalisées : l'une sur le trachyte de l'*Iharen* (21,4 Ma), une autre sur un lambeau de coulée basanitique, au Nord-Ouest de ce dernier (8,2 Ma), et la troisième sur un dyke de basanite hyalo-porphyrrique recoupant l'anneau gabbroïque de l'*Achkal* (8 Ma). Toutes ces laves sont à rattacher, à la fois par leur affinité alcaline et par leur âge mio-pliocène, au volcanisme du *Nord-Anahef*.

1.1.2. Le district du Nord-Anahef (ou district de Serouenout)

A moins de 50 km à l'Est des complexes de l'*Achkal* et de *Oua-n-Aressou*, juste à la jonction des cartes au 200.000e de *Serouenout* et d'*Amadghor*, près de 200 pointements volcaniques émergent de la plaine de *Serouenout* (Fig. 11.2). Il s'agit, comme dans la plaine de l'*Amadghor*, soit de necks, soit de lambeaux de coulées en inversion de relief, soit encore d'extrusions ou de protrusions dégagées par l'érosion et dispersées sur plus de 1600 km². Certains de ces pointements recoupent ou recouvrent les formations sédimentaires détritiques du Continental intercalaire. Lorsque la couverture sédimentaire est absente, ils apparaissent alors comme intrusifs dans le socle protérozoïque. L'étude menée récemment par Maza (1998) montre que ces laves appartiennent toutes à la série alcaline.

La caractéristique pétrologique la plus importante de ce district est l'absence totale de laves intermédiaires. En effet, on y rencontre uniquement des laves primaires basiques fortement sous-saturées en silice (basanites et néphélinites) et des laves très différenciées (phonolites et trachytes). Une telle distribution bimodale est très

fréquente dans les séries volcaniques alcalines. Dans le cas du *Hoggar*, cette bimodalité se retrouve, bien que moins marquée, dans le district volcanique de l'*Atakor*.

L'activité du district de *Serouenout* est d'âge Miocène. Elle s'est étalée depuis le Burdigalien jusqu'au Messinien (Maza, 1998), ce qui la rend, comme on le verra, parfaitement contemporaine de la première période d'activité du massif de l'*Atakor*. Dans le détail, il semble que l'on puisse distinguer deux pics d'activité : un premier entre 17 et 12 Ma, qui aurait vu l'épanchement simultané de néphélinites, de basanites, de trachytes et de phonolites (l'âge de 21 Ma mesuré sur le trachyte de l'*Iharen* (*Sud-Amadghor*) suggère même que cet épisode magmatique pourrait avoir commencé plus tôt à l'Ouest du district); un second, autour de 6 Ma, durant lequel seules des laves basiques se seraient mises en place. Peut-être même existe-t-il un continuum entre ces deux épisodes. Les âges de 8 Ma mesurés dans des basanites de l'*Amadghor* plaident en faveur de cette hypothèse.

A noter que quelques épanchements basaltiques sont observables plus à l'Est, dans la dépression du Tafassasset, à l'Ouest de Djanet et en marge du district récent de l'*Adrar N'Ajjers* : ils sont sans aucun doute à rattacher au volcanisme du Nord-Anahef. L'un d'entre eux, la *Gara Tiklatine*, situé au confluent des oueds Tafassasset et Aheledjen et correspondant à une coulée basanitique en inversion de relief bien marquée, a fait l'objet d'une datation K-Ar. Son âge de 6,3 Ma le rend parfaitement contemporain du deuxième pic d'activité du *Nord-Anahef*. L'épanchement de cette coulée précède de toute évidence le surcreusement des deux oueds qu'elle domine aujourd'hui topographiquement.

1.1.3. L'*Atakor*

En dehors du *Djebel Taharaq*, de tous les massifs volcaniques néogènes c'est l'*Atakor* (Fig. 11.1) qui a été le siège de l'activité la plus intense. Le volume de lave émise, toutes natures confondues, a été estimé à environ 250 km³. Les grandes phases d'édification de ce massif ont été décrites dans les thèses de Rognon (1967) et de Girod (1971). Leur chronologie absolue a été ultérieurement précisée grâce aux travaux de Rognon *et al.* (1981, 1983). Pétrographiquement parlant, on y rencontre une variété de roches

volcaniques beaucoup plus importante que dans le *Taharaq* : elles correspondent, comme on le verra, aux termes de différenciation de la série alcaline. Les volumes relatifs de ces termes ont été établis par Girod (1971) comme suit : basaltes = 80%, laves intermédiaires = 2%, laves très différenciées (trachyte et phonolite) = 18%. Quant à l'aspect géochimique et isotopique de la série de l'*Atakor*, il a été abordé par Dupuy *et al.* (1993).

Trois étapes peuvent être distinguées dans l'édification de ce massif. La première est caractérisée par l'émission d'une très grande quantité de basalte. Des coulées nombreuses (jusqu'à 20 dans le secteur d'*In Taraine*) et étendues se sont épanchées d'abord sur une surface de pénéplaine très évoluée, puis empilées sur des épaisseurs parfois très importantes (jusqu'à 400 m au centre du massif). Les modes d'émissions, selon Girod (1971), sont de type central (on observe des niveaux pyroclastiques interstratifiés) et ces empilements correspondraient donc à l'édification d'un grand ou de plusieurs strato-volcans coalescents. Quelques éruptions trachytiques sont apparemment contemporaines de ces émissions, puisqu'on retrouve des niveaux de cendres de cette nature entre certaines coulées. C'est d'ailleurs grâce à ces niveaux que cette phase a pu être datée, les coulées basaltiques étant systématiquement altérées. L'âge exact du début de cette activité reste cependant inconnu : en effet, le niveau trachytique le plus bas dans la stratigraphie, daté à 20 Ma, repose sur 6 ou 7 coulées de basalte altéré. Une seconde datation a été faite, dans le même empilement, sur un niveau pyroclastique identique au précédent mais situé 200 m au-dessus : elle donne un âge de 17 Ma. Les émissions terminales de cette première phase sont représentées par l'épanchement de coulées de laves intermédiaires (hawaïtiques, mugéaritiques et benmoréitiques) ainsi que par la mise en place d'un ensemble de cumulo-dômes trachytiques (*Akar-Akar*, 14 Ma) ou phonolitiques (*Tahat*, 12,4 Ma). Entre la phase miocène et la phase qui lui succède, et probablement durant toute cette dernière, d'importants mouvements verticaux ont eu lieu. Ils se sont traduits par un rehaussement du socle de près de 1000 m, par la déformation et le basculement local des coulées miocènes ainsi que par une intense reprise d'érosion. La seconde phase d'activité, de manière générale, est réduite par rapport à l'activité miocène et concentrée dans l'*Atakor* occidental, là où le socle a été soulevé au

plus haut (jusqu'à 2600 m d'altitude). La vitesse de soulèvement a été estimée par Girod à environ 1 cm/siècle. Cette seconde phase est à dominante trachytique et phonolitique et semble s'être développée, pour l'essentiel, entre 7 et 4 Ma (Rognon *et al.*, 1983), ce qui lui confère un âge Miocène supérieur-Pliocène inférieur. La troisième phase est Pliocène supérieur-Quaternaire et elle est extrêmement réduite au niveau de l'*Atakor* central et occidental. En effet, l'essentiel de l'activité a eu lieu sur les marges Nord et Nord-Ouest du massif. A cette phase, uniquement basanitique et néphélinitique, est associée l'édification d'une vingtaine de petits cônes stromboliens monogéniques et de quelques phréato-volcans. Les coulées, fortement chenalisées, occupent les vallées entaillées dans les formations antérieures, et certaines d'entre elles recouvrent la terrasse alluviale d'âge Paléolithique inférieur, voire parfois la terrasse d'âge Paléolithique supérieur (Rognon, 1967).

1.1.4. La *Tahalgha*

Ce massif occupe la position la plus occidentale parmi les districts volcaniques cénozoïques du *Hoggar*. Sa surface est d'environ 2400 km² et les formations volcaniques, essentiellement basaltiques, se répartissent de part et d'autre de l'une des grandes zones de cisaillement subméridiennes de l'Ouest-africain, l'accident dit du «4°50» (Fig. 11.6).

D'après des données géochronologiques récentes (Aït-Hamou, 2000), l'essentiel des laves semble s'être mis en place entre 3,5 Ma et 2,5 Ma. L'activité a débuté par l'épanchement d'un ensemble de coulées basanitiques très étendues et peu épaisses (Dautria, 1988; Dautria *et al.*, 1988). Leur entassement atteint par endroit, dans la *Tahalgha* orientale, une centaine de mètres d'épaisseur. Ces coulées constituent actuellement des plateaux en inversion de relief. Les coulées inférieures et les sommitales sont en général assez fortement ferraltisées, alors que les intermédiaires sont par contre exemptes de toute altération. Quelques coulées de laves différenciées intermédiaires ainsi qu'une douzaine de dômes et aiguilles de laves fortement différenciées (trachyte quartzifère et rhyolites alcalines) recouvrent localement ces plateaux : ils sont regroupés dans la partie centrale du massif (planche, photo K), là où

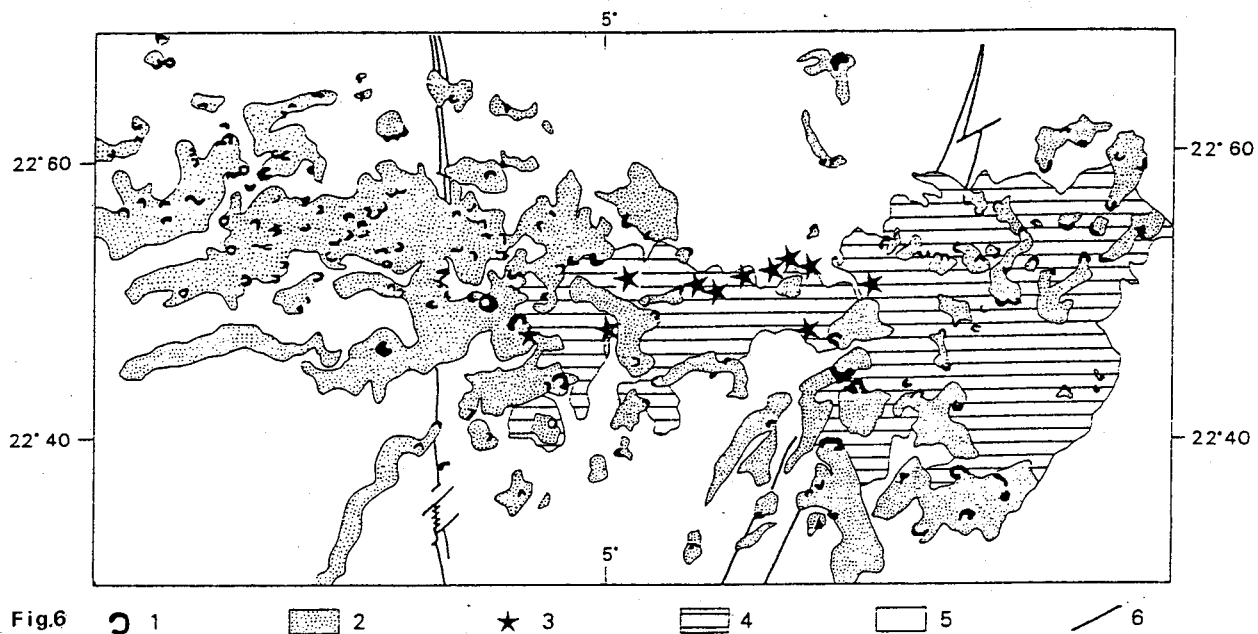


Fig. 11.6. - Carte géologique simplifiée du district volcanique de la Tahalgha. Cônes stromboliens (1) et coulées basaltiques chenalisées (2) correspondant à la phase Pliocène supérieur-Quaternaire; dômes et aiguilles de trachyte et de rhyolite d'âge Pliocène moyen (3); coulées basaltiques en plateau d'âge Pliocène moyen (4); socle Précambrien (5); failles majeures (6).

le socle est le plus élevé. A cette phase succède une activité strombolienne qui est responsable de l'édification d'une centaine de petits cônes dispersés à travers l'ensemble du district (Fig. 11.6). Chacun a émis une coulée basanitique à hawaïtique. Cônes et coulées reposent sur les plateaux basaltiques pliocènes à l'Est, directement sur le socle précambrien à l'Ouest. Une vingtaine d'édifices basanitiques à néphélinitiques très récents (certaines coulées recouvrent la terrasse néolithique) et de petite taille apparaissent sur la marge nord du massif. Deux maars spectaculaires - l'*Eheri* et le *Titerine* - situés au Nord de *Silet* appartiennent à cette activité tardive.

Les différentes laves sont toutes d'affinité alcaline et elles occupent un volume cumulé qu'on peut évaluer à une centaine de km³. L'importance relative des différents types pétrographiques a été estimée comme suit : basalte = 95%, laves intermédiaires = 2%, trachyte = 1%, rhyolite = 2%. L'une des originalités de ce massif par rapport à l'*Atakor* réside dans le fait qu'aucune lave de composition phonolitique n'y a été émise (Dautria, 1988).

1.1.5. Le Manzaz, l'Eggeré et l'Adrar-n-Ajjer

Ces trois massifs (Fig. 11.1) n'ont pas encore fait l'objet d'une étude détaillée. Cependant, les quelques analyses dont on dispose montrent qu'il s'agit, comme la *Tahalgha* et l'*Atakor*, d'affinité indubitablement alcaline. Comme l'avait noté Bordet (1952) et comme nos propres travaux de reconnaissance le confirment, leurs morphologies rappellent énormément celle de la *Tahalgha*. Dans l'*Eggeré* et l'*Adrar-n-Ajjer*, on peut distinguer, comme dans la *Tahalgha*, plusieurs phases volcaniques : la plus ancienne est responsable de l'épanchement d'un ensemble de coulées basanitiques étendues, peu épaisses et constituant actuellement des plateaux en inversion de relief. Ces coulées peuvent, par endroits, s'accumuler sur une centaine de mètres d'épaisseur. De plus, comme dans la *Tahalgha*, des niveaux ferralitisés sont distinguables. Reposant sur ces coulées, on peut aussi observer quelques dômes et aiguilles de laves différenciées, et, comme dans la *Tahalgha*, ces laves sont concentrées dans la partie où le

socle est le plus élevé. A cette phase succède aussi une activité strombolienne : cônes et coulées de vallée sont dispersés à travers l'ensemble de ces districts. L'activité la plus récente, quaternaire de toute évidence, correspond, là aussi, à l'émission de laves fortement sous-saturées en silice (basanite, néphéline). Ainsi, dans l'*Eggéré*, c'est à cette phase que l'on peut rattacher l'ensemble de tuf-rings, à peine retouchés par l'érosion (dont le *Tissemt*, célèbre pour ses dépôts salins) et qui sont regroupés au Sud du massif, au milieu même de la plaine de l'*Amadghor* : ils résultent d'une série d'éruptions sous-lacustres qui se sont produites alors que le *Nord-Amadghor* était occupé par un lac (Quaternaire ancien ?). Le *Manzaz*, quant à lui, semble avoir une histoire volcanique plus simple : les photos aériennes montrent qu'il est constitué de cônes stromboliens à peine retouchés par l'érosion, de coulées s'étant épanchées sur un substratum relativement plat, de cratères d'explosion - dont le spectaculaire *Ouksem* au NNO d'*Hirafok*, de plus de 150 m de profondeur et au fond tapissé de natron.

Compte-tenu de leurs similitudes morphologiques et l'apparente identité de leurs histoires éruptives, il semble logique de penser que l'*Eggéré*, l'*Adrar-n'Ajjer*, le *Manzaz* et la *Tahalgha* sont contemporains : ils seraient donc tous d'âge Pliocène supérieur-Quaternaire.

1.2. Pétrologie des laves et de leurs enclaves

Depuis les travaux de pionnier de Bordet (1952), quelques thèses (Rémy, 1959; Rognon, 1967; Girod, 1971; Dautria, 1988; Maza, 1998; Aït-Hamou, 2000) et articles (Allègre *et al.*, 1981; Miller, 1982; Dautria *et al.*, 1988; Dautria et Girod, 1991; Marty *et al.*, 1992; Dupuy *et al.*, 1993; Aït-Hamou et Dautria, 1994, 1997; Maza *et al.*, 1995; Maza *et al.*, 1998) ont été consacrés au magmatisme récent du *Hoggar*.

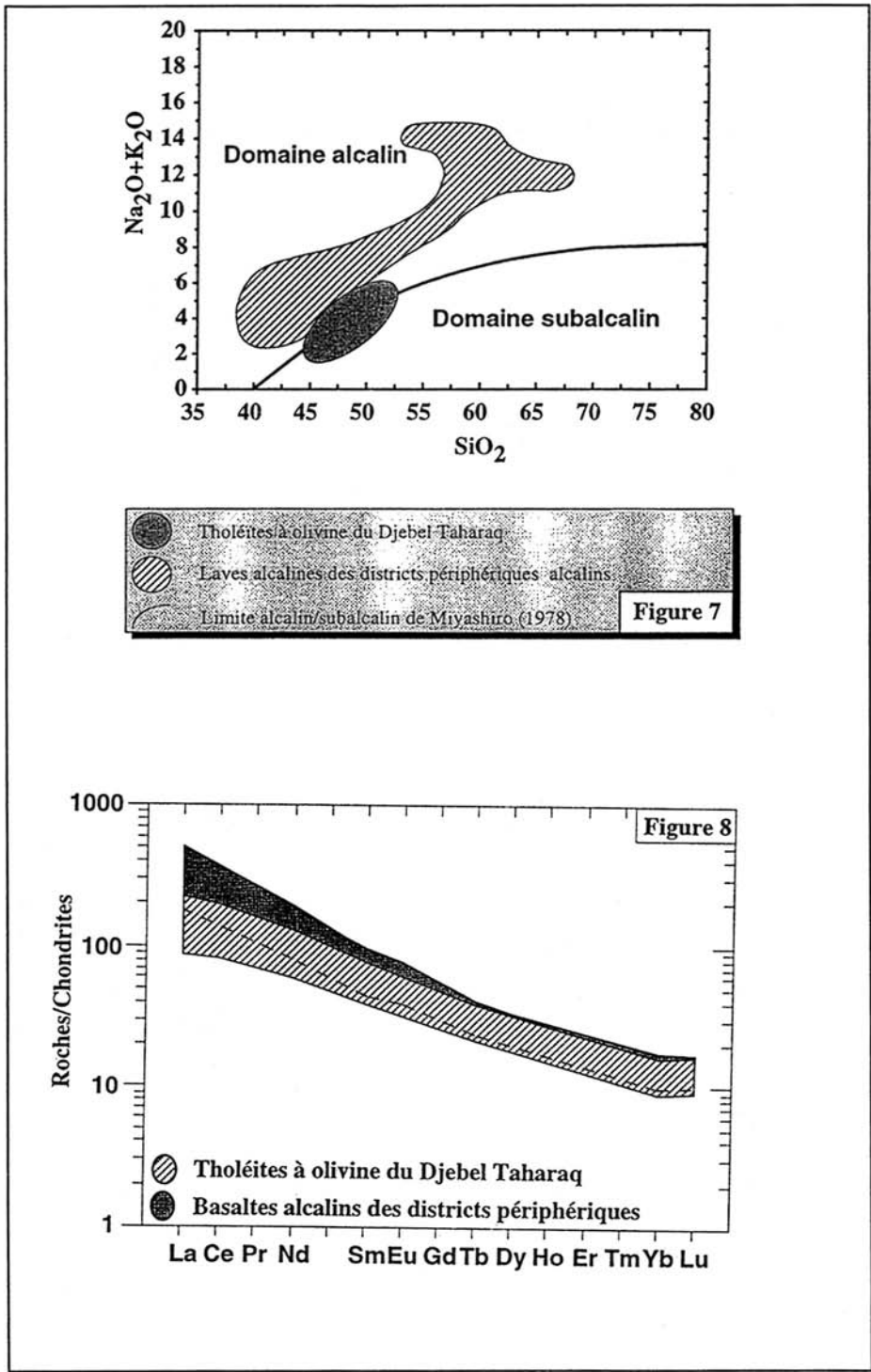
1.2.1. Les laves basaltiques

Le volcanisme du *Hoggar* est bien sûr de type intra-plaque continental. Environ 95% des laves sont représentées par des basaltes. Les études récentes ont montré qu'il fallait distinguer deux grands groupes : (1) des basaltes subalcalins transitionnels (tholéïtes à olivine) et (2) des

basaltes alcalins. Les premiers se rencontrent uniquement dans le *Djebel Taharaq (Sud-Amadghor)*, les seconds dans tous les autres districts.

Ces deux types de basaltes, indistinguables sur le terrain, se différencient sans problème chimiquement (éléments majeurs et traces). Les tholéïtes à olivine (tableau, analyse 1) sont saturées ou légèrement sur-saturées en silice (elles contiennent systématiquement de l'hypersthène normatif, voire du quartz) et leurs teneurs en alcalins (Fig. 11.7), et de manière générale en éléments incompatibles et en terres rares en particulier (Fig. 11.8), sont relativement plus faibles que celles des basaltes alcalins. Ces derniers (tableau, analyses 3,4) sont par contre sous-saturés en silice (ils contiennent donc des feldspathoïdes à la norme, systématiquement de la néphéline, exceptionnellement de la leucite), enrichis en alcalins (Fig. 11.7) et en éléments incompatibles (Fig. 11.8) par rapport aux tholéïtes. Cependant, la minéralogie de ces deux types de basalte est très voisine : olivine, augite titanifère en phénocristaux; labrador-andésine, feldspath alcalin, ilménite, titano-magnétite, biotite dans la mésostase. A noter que dans les tholéïtes à olivine, le plagioclase apparaît aussi souvent en phénocristaux. Néphéline et/ou analcime cristallisent dans la mésostase des basaltes alcalins les plus sous-saturés (basanites et néphélinites).

Il est tentant de penser que basaltes tholéïtiques et alcalins dérivent de la même source mantellique, par fusion partielle à taux variable, et ceci en accord avec l'enrichissement progressif en éléments incompatibles qu'on observe entre les premiers et les seconds. En se référant aux travaux de Girod *et al.* (1981) et Dupuy *et al.* (1986), Dautria *et al.* (1988) ont estimé que la source des basaltes alcalins pouvait être une lherzolite à spinelle, enrichie en éléments incompatibles, avec des teneurs en terres rares légères de 10 à 14 fois supérieures à celles des chondrites, et en terres rares lourdes de 2 à 2,5 fois. Si l'on accepte l'hypothèse d'une source commune, on peut estimer, en utilisant la méthode inverse appliquée aux équations de fusion fractionnée, que les laves tholéïtiques du *Taharaq* ont pu être générées par une fusion partielle de cette source avec un taux compris entre 8 et 13% et les basaltes alcalins entre 2 et 5,5%. Les profondeurs des zones de fusion ont été estimées en utilisant la méthode de



Figures 11.7 et 11.8

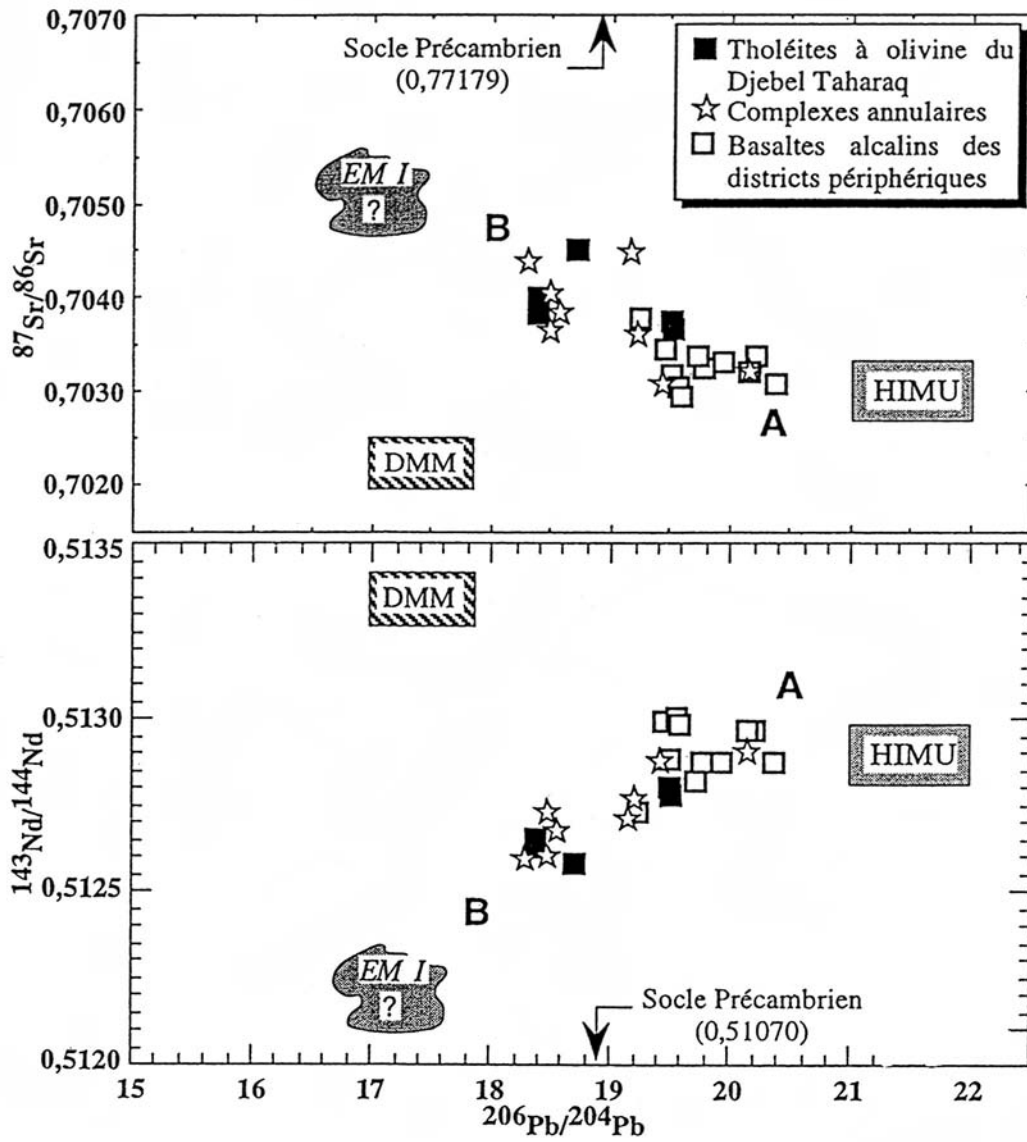


Fig. 11.9

Takahashi et Kushiro (1983). Les résultats montrent que les tholéïtes pourraient s'être formées à une profondeur moindre (40-60 km) que celle des basaltes alcalins (80-110 km).

Allègre *et al.* (1981) ont montré, à partir de données isotopiques, que les basaltes alcalins du *Hoggar* n'avaient subi aucune contamination crustale. Il en est d'ailleurs de même pour les laves tholéïtiques du *Taharaq* (Aït Hamou, 2000). De plus, il est à noter que les compositions isotopiques du strontium (Sr) et du néodyme (Nd) de l'ensemble des roches volcaniques récentes du *Hoggar* sont globalement identiques à celles qu'on rencontre dans les basaltes d'Hawaï, et de manière générale, dans tous les OIB. Elles sont comparables aussi à celles des basaltes des autres grandes provinces magmatiques néogènes d'Afrique, telle que la Ligne du Cameroun, le Djebel Marra (Soudan), l'Arhar, les Iles du Cap Vert et les Canaries. Cependant, comme le montre la récente synthèse de Aït-Hamou (2000), les laves du *Hoggar* présentent une hétérogénéité isotopique non négligeable. Ainsi, les tholéïtes éocènes diffèrent-elles significativement des basaltes alcalins plus jeunes : leurs rapports $^{87/86}\text{Sr}$ sont plus élevés et leurs rapports $^{143/144}\text{Nd}$ plus bas (Fig. 11.9). De telles différences se rencontrent aussi dans les provinces africaines citées ci-dessus. En ce qui concerne le plomb (Pb), les tholéïtes du *Taharaq* s'avèrent systématiquement appauvries en isotope radiogénique par rapport aux basaltes alcalins (Fig. 11.9). Dans les diagrammes Sr/Pb et Nd/Pb de la figure, les points représentatifs de ces différentes laves s'alignent suivant une droite qui peut être interprétée comme une droite de mélange entre deux composants A et B isotopiquement distincts : A étant appauvri en Sr radiogénique et enrichi en Nd et en Pb radiogéniques, B étant relativement enrichi en Sr radiogénique et appauvri en Nd et en Pb radiogéniques. Dans cette hypothèse de mélange, les tholéïtes seraient plutôt enrichies en composant B et les basaltes alcalins en composant A. Quant aux compositions isotopiques des roches des complexes annulaires du *Sud-Amadghor*, et comme nous l'avons précédemment signalé, elles évoluent, de même que leur affinité, entre celles des basaltes tholéïtiques et celles des basaltes alcalins (Fig. 11.9). Sur les deux diagrammes de la figure 11.9 sont par ailleurs reportés les pôles isotopiques mantelliques classiques : DMM (manteau appauvri représentant l'asthénosphère), EM1 et HIMU (manteaux

enrichis). On peut ainsi constater que le composant A est proche du pôle HIMU et le composant B proche du pôle EM1. Reste à définir la nature de ces deux composants et surtout à préciser s'ils sont d'origine lithosphérique ou plus profonde. Si l'on suit les auteurs qui ont travaillé sur le volcanisme africain (Canaries, Hoernle *et al.*, 1991; Cap Vert, Gerlach *et al.*, 1988; Arhar, Deniel *et al.*, 1994, par exemple), le composant EM pourrait représenter la lithosphère Pan-Africaine. Quant au composant A proche du pôle HIMU, il serait d'origine profonde et aurait été remonté grâce à un panache (voir hypothèse du point chaud plus loin). On considère habituellement qu'un tel composant profond, quelle que soit d'ailleurs son origine (vieille lithosphère océanique ou continentale subductée, manteau profond ...) constitue un important réservoir d'éléments volatils. On sait que la présence de tels éléments au sein du manteau favorise fortement sa fusion.

1.2.2. Les laves différenciées

A l'exception des massifs de l'*Atakor* et du *Nord-Anahéf* où elles sont relativement bien représentées (environ 15% dans le premier cas, au moins 30% dans le second), les laves différenciées sont en général peu abondantes (moins de 5%, dans la *Tahalgha*, l'*Eggéré* et l'*Arhar-n-Ajjer*), voire, dans certains cas, absentes (*Manzaz*). Si l'on se réfère aux classifications internationales, dans le *Djebel Taharaq* ces laves différenciées correspondent à des trachy-basaltes (tableau, analyse 2) et des trachy-andésites. Dans les autres massifs où les basaltes primaires sont alcalins, on rencontre des hawaïtes (tableau, analyse 5), des mugéarites (analyse 6), des benmoréïtes, des trachytes (analyse 7) et des phonolites (analyse 8). La genèse de ces roches différenciées est encore un sujet de débat (cristallisation fractionnée et différenciation gravitative impliquant ou non l'existence de chambres magmatiques profondes ou superficielles, liquide provenant de la fusion d'un manteau intensément modifié par métasomatose...). Sans vouloir entrer dans ce débat, quelques remarques s'imposent dans le cas du *Hoggar*. Des observations de terrain (alternance de coulées de basalte et de laves différenciées dans un même empilement, évolution progressive de la composition des coulées depuis des termes

«primaires» et «cumulatifs» jusqu'à des termes très différenciés, regroupement des points d'émission des laves différenciées au centre des districts) laissent supposer que des chambres magmatiques ont pu exister sous certains districts, tels que le *Taharaq* et l'*Atakor*, et cela sans préjuger de la taille et de la profondeur de ces chambres. Seule une campagne de géophysique détaillée (gravimétrie, magnétisme) pourrait nous renseigner sur ces éventuelles chambres magmatiques. Un problème pétrologique restera cependant à résoudre concernant l'abondance anormale des phonolites et des trachytes dans l'*Atakor* et le *Nord-Anahéf* par rapport aux autres termes intermédiaires rencontrés dans le premier massif et l'absence totale de ces termes dans le second. Cette bimodalité est très difficile à interpréter dans le cadre d'une cristallisation fractionnée dans une chambre (dans cette interprétation les termes très différenciés devraient être rares et surtout en quantité moindre que les termes intermédiaires). Il semble bien que l'on puisse ici invoquer l'existence locale d'un manteau très fortement métasomatisé (peut-être transformé en clinopyroxénite comme dans le cas de la branche Ouest du Rift est-africain), qui, par fusion partielle, pourrait donner directement des liquides primaires de composition différenciée. Une autre explication peut être retenue : celle d'un fractionnement massif, dominé par l'amphibole dans le cas des phonolites, par le pyroxène dans celui des trachytes, au sein même d'une colonne ascendante de magma basaltique.

1.3. Pétrologie des enclaves

L'une des particularités des laves alcalines consiste dans le fait qu'elles contiennent presque systématiquement des fragments (enclaves, xénolites) de roches mantelliques et infra-crustales, arrachés par ces laves lors de leur remontée. L'*Ahaggar* ne déroge pas à cette loi, et les pyroclastites de certains cônes stromboliens ou les tufs entourant certains cratères d'explosion ont livré des collections impressionnantes de telles enclaves (Dautria *et al.*, 1987). Plusieurs études leur ont été consacrées : Girod *et al.* (1981), Leblanc *et al.* (1982), Miller et Richter (1982), Leyreloup *et al.* (1982), Dupuy *et al.*, (1986),

Dautria *et al.* (1987), Kornprobst *et al.* (1987), Dautria (1988). Par contre les basaltes du *Djebel Taharaq*, comme d'ailleurs en général les basaltes tholéitiques, ne contiennent aucune enclave profonde.

Parmi les enclaves remontées par les basaltes alcalins ahaggariens, on peut distinguer (1) des roches acides et basiques granulitiques d'origine infracrustale, (2) des roches ultrabasiques (lherzolite, harzburgite, dunite, wehrlite, ortho- et clinopyroxénite, amphibololite, ilménite) d'origine mantellique et (3) des mégacristaux (kaersutite, augite salitique, ferrisalite, ilménite, zircon, apatite, oligoclase ...). L'étude détaillée de ces enclaves permet d'avoir une bonne idée de la nature de la croûte inférieure et de celle du manteau lithosphérique à l'aplomb des différents massifs volcaniques.

1.3.1. Les enclaves de croûte inférieure

D'après l'étude de Leyreloup *et al.* (1982) réalisée à partir d'enclaves provenant de la *Tahalgha*, de l'*Atakor* et de l'*Adrar N'Ajjer*, la croûte inférieure du *Hoggar* apparaît constituée de granulites feldspathiques métasédimentaires et de granulites basiques orthodérivées d'affinité calco-alcaline. Leur âge est vraisemblablement panafricain. Il se peut aussi que des complexes basiques stratifiés, associant gabbro, orthopyroxénite et webstérite, existent à la limite croûte-manteau, à l'aplomb de l'Eggéré. D'après Kornprobst *et al.* (1987), ces complexes seraient d'affinité tholéitique. Leur âge est inconnu, peut-être précambrien, les seules formations affleurantes auxquelles on puisse les rattacher régionalement étant éburnéennes.

1.3.2. Les enclaves de manteau lithosphérique

L'étude des xénolites ultrabasiques et des mégacristaux (Dautria, 1988) a montré que le manteau lithosphérique sub-ahaggarien est très hétérogène texturalement, minéralogiquement et chimiquement, et cela à différentes échelles. Les hétérogénéités qu'on observe au sein des péridotites mantelliques se sont avérées correspondre aux effets conjugués de trois processus qui se sont appliqués avec des intensités variables suivant les régions, et cela en fonction probablement des contextes locaux :

- Le diapirisme mantellique, qui s'est vraisemblablement développé à l'aplomb de chaque district et qui est responsable de la déformation des matériaux lithosphériques et donc des textures de tectonites (porphyroclastiques à granoblastique) que montrent beaucoup de xénolites péridotitiques;
- La fusion partielle à faible taux, qui est probablement un héritage ancien, et qui est responsable en grande partie des variations de composition modale et chimique - depuis celle de lherzolite fertile à celle de harzburgite modérément déprimée - qu'on observe parmi les enclaves;
- La métasomatose, associée semble-t-il au magmatisme cénozoïque, et qui est responsable de l'enrichissement en éléments lithophiles qu'on observe dans de nombreuses péridotites, et cela souvent en relation avec l'apparition de phases hydroxylées secondaires (notamment une amphibole de type pargasite ou kaersutite). A cette métasomatose est presque systématiquement associée une recristallisation statique, conférant aux roches une texture équigranulaire, parfois même à grains grossiers.

Ainsi le manteau lithosphérique du *Hoggar* occidental apparaît-il généralement déformé et minéralogiquement peu déprimé (lherzolite), alors que celui de l'*Ahaggar* oriental est plus recristallisé et de nature plutôt harzburgitique.

Comme le montre la présence de nombreuses enclaves composites (Dautria *et al.*, 1987), le manteau lithosphérique de l'*Ahaggar* est de plus recoupé, du moins à l'aplomb des massifs volcaniques récents, par un réseau filonien important. Ce réseau est constitué de roches pétrographiquement très variées (wehrlite, clinopyroxénolite, amphibololite, ilménite...) mais toutes assimilables à des ségrégats plutoniques et rattachables à deux épisodes magmatiques :

1. Le premier (uniquement représenté par des ilménitites riches en magnésium, Leblanc *et al.*, 1982) est apparemment antérieur ou contemporain de la déformation du manteau encaissant (les ilménitites ont toutes des textures de tectonite). Il correspondrait à l'injection précoce, en base de lithosphère, de liquides magnésiens et titanés très sous-saturés en silice, probablement d'affinité kimberlitique (Dautria, 1988);
2. Le second est postérieur à la déformation. Les roches - des augitites et des kaersutites, essentiellement - présentent en effet des textures de ségrégats non déformés. Les magmas impliqués sont silicatés et d'affinité alcaline, probablement basanitiques. Ce second épisode est de toute évidence contemporain de l'activité volcanique et c'est d'ailleurs à lui qu'est associée la métasomatose modale (apparition de phases hydroxylées secondaires) et l'enrichissement en éléments incompatibles qu'on observe dans de nombreux échantillons de péridotite.

1.4. Origine du bombement et contrôle du volcanisme

1.4.1. Les données topographiques et structurales

Topographiquement, la boutonnière du *Hoggar* correspond à un vaste dôme dissymétrique (à pente plus douce vers l'Ouest et le Nord-Ouest) de terrains précambriens d'environ 600 km de diamètre et de 700 m d'altitude moyenne (Fig. 11.1). Morphologiquement, ce dôme apparaît comme une pénélaine polygénique à un stade avancé de nivellement, mais fortement bombée : son altitude croît depuis sa périphérie (350 à 500 m au Sud et à l'Ouest; 800 à 1000 m au Nord et à l'Est) vers son centre (1200 à 1500 m). La partie centrale et orientale du bombement comporte plusieurs massifs de forte altitude (>2000 m) et de morphologie très accidentée, s'alignant suivant deux directions : une direction NE-SO, correspondant à la succession de districts volcaniques récents décrite plus haut et une direction NNE-SSO, correspondant au massif granitique panafricain de la *Téfédést* qui prolonge vers le Nord les hauts reliefs volcaniques de l'*Atakor*. A noter que l'ensemble *Atakor-Téfédést*, qui se poursuit au Nord par le môle d'*Amguid*, est situé dans un couloir NNE-SSO limité par l'un des systèmes d'accidents sub-méridiens les plus importants du *Hoggar*. A noter aussi que le *Hoggar* oriental, dans son ensemble, correspond à une zone topographiquement déprimée d'environ 250 km de large, comprise entre le bloc soulevé de l'*Atakor-Téfédést* et les plateaux paléozoïques des *Tassilis N'Ajjer*. Cette zone correspond en fait à

une série de dépressions (*Amadghor*, *Nord-Anahéf*, *Tafassasset*, *Nord-Tintarabine*) peu profondes, ennoyées sous des dépôts continentaux quaternaires et dont certaines, comme l'*Amadghor* et le *Nord-Anahéf*, conservent des traces de sédiments fluvio-lacustres d'âge Continental Intercalaire (Crétacé-Eocène ?). Ces dépressions sont séparées les unes des autres par des zones plus hautes, apparemment limitées par des accidents méridiens. Ce dispositif évoque un système de horsts et de grabens (ou de demi-grabens) en grande partie nivelé par l'érosion (Dautria et Lesquer, 1989). Ces dépressions représentent de toute évidence le prolongement nord des fossés tectoniques du Ténééré (Figs. 11.1B et 11.10). Dans ces fossés étroits (quelques dizaines de kilomètres) et très profonds (plusieurs milliers de mètres), la subsidence a été particulièrement intense durant le Crétacé inférieur, et est restée active durant une grande partie du Cénozoïque (Guiraud *et al.*, 1992; Wilson et Guiraud, 1992). Ces fossés résultent de l'étirement que la lithosphère africaine a subi au moment de l'ouverture de l'océan Atlantique-sud. Leur prolongement au Nord suggère que le *Hoggar* oriental a été affecté par ces mêmes événements distensifs.

Les districts volcaniques récents sont donc disposés au sommet ou sur les flancs du dôme topographique. Leur direction d'alignement correspond en fait à un linéament tectonique transverse NE-SO (Figs. 11.1 et 11.10) bien visible en imagerie satellitaire, le «linéament de l'oued *Amded*» (Dautria et Lesquer, 1989). Ce linéament affecte la partie centrale du *Hoggar* et s'exprime sous la forme d'un couloir d'une centaine de km de large dans lequel la densité des accidents NE-SO à ENE-OSO est très importante (Fig. 11.10). Ces accidents appartiennent au système conjugué de décrochements post-Panafricain (Ball, 1982) qui recoupent toutes les structures panafricaines ainsi que la couverture paléozoïque et mésozoïque. Le linéament de l'oued *Amded* appartient en fait à un ensemble de grands linéaments dits «guinéo-nubiens», d'orientation générale N70°, qui traverse l'Afrique de l'Atlantique à la Mer Rouge et qui a rejoué en permanence depuis le Lias jusqu'à l'Oligocène (Guiraud *et al.*, 1985). L'emplacement des districts volcaniques du *Hoggar* central et oriental semble donc avoir été contrôlé par ce linéament.

A plus grande échelle, on peut constater que le *Hoggar* appartient, avec le Tibesti (Tchad), l'Aïr

(Niger), le Darfour (Soudan) et la Chaîne du Cameroun, à un ensemble de bombements d'échelle lithosphérique disposés à la périphérie d'une vaste dépression correspondant au bassin du lac Tchad (Fig. 11.1A). Une intense activité magmatique, de même nature que celle du *Hoggar*, s'est développée au sommet de tous ces bombements durant le Cénozoïque. Il faut noter que tous ces bombements volcaniques du centre et de l'Ouest africains, sont localisés sur des segments de la ceinture orogénique panafricaine. Ashwal et Burke (1989) ont attribué cette situation, et donc le magmatisme néogène, à la présence, sous ces ceintures, d'une lithosphère fertile ayant remplacé, lors de la délamination post-collision panafricaine, la vieille lithosphère protérozoïque déprimée.

1.4.2. Les données géophysiques

Plusieurs études géophysiques ont été menées, parallèlement aux études pétrologiques et structurales, et en particulier sur le champ de pesanteur (Crough, 1981; Lesquer *et al.*, 1988), le flux géothermique (Lesquer *et al.*, 1989), et les vitesses de propagation des ondes sismiques à partir de l'enregistrement des séismes lointains (Lesquer *et al.*, 1990). Le bombement du *Hoggar*, comme d'ailleurs tous les bombements de l'Afrique de l'Ouest et de l'Afrique Centrale, se caractérise par une anomalie gravimétrique fortement négative de grande amplitude (jusqu'à -120 mgal) et de longueur d'onde avoisinant 600 km (Crough, 1981; Lesquer *et al.*, 1988). D'après les calculs de ces derniers, cette anomalie résulte de l'existence, à l'aplomb du *Hoggar*, d'un manteau anormalement léger. Cette zone de manteau allégé a, globalement, la forme d'une ellipse d'environ 400 km de grand axe et 200 km de petit axe (Fig. 11.10); elle est centrée sur le *Sud-Amadghor* et donc sur le massif volcanique le plus précoce et le plus actif du *Hoggar*, le *Djebel Taharaq*. Son toit serait situé à une cinquantaine de km de profondeur et elle pourrait donc être intralithosphérique. L'axe d'allongement de cette structure allégée est orienté NE-SO et se superpose parfaitement avec le linéament de l'oued *Amded* (Fig. 11.10). Comme l'ont montré Dautria et Lesquer (1989), ce manteau anormal s'est apparemment développé dans le prolongement des fossés du Ténééré et à l'intersection de ceux-ci

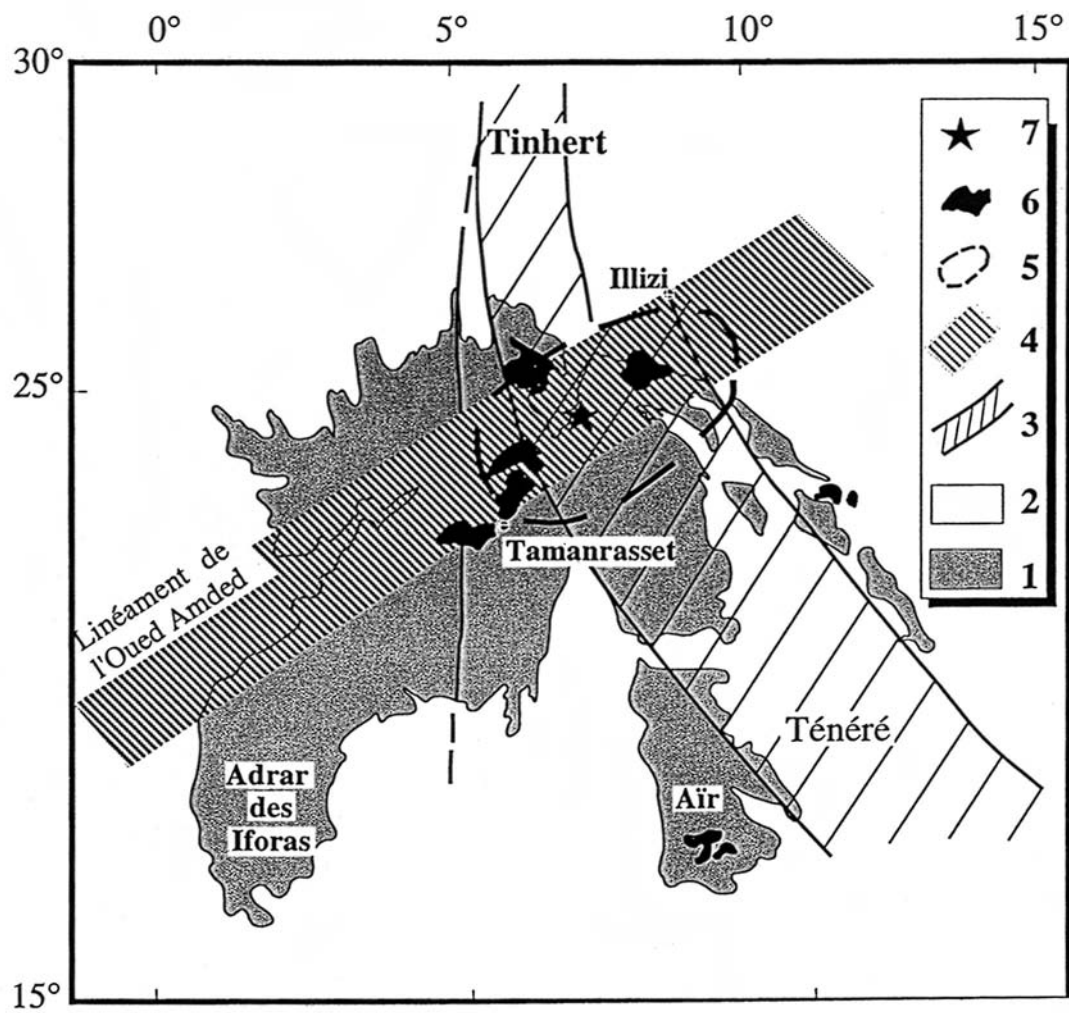


Fig. 11.10. - Modèle structural simplifié pour le Hoggar et ses marges.

1. socle panafricain.
2. couverture sédimentaire.
3. zone de distension crétacée.
4. linéament tectonique.
5. limite du manteau anormal responsable du bombement.
6. districts alcalins périphériques.
7. district tholéïtique central.

avec le linéament de l'oued *Amded*. L'allègement du manteau lithosphérique et, par conséquent, le bombement de cette région, pourraient donc être, du moins en partie, associés à la phase distensive crétacée. Durant cette période d'extension, la lithosphère du *Hoggar* pourrait s'être légèrement amincie et sa partie inférieure aurait pu alors être remplacée par du manteau asthénosphérique plus léger. L'importance de cet événement doit cependant être tempérée par le fait qu'aucun volcanisme n'y est associé.

On relie habituellement la diminution de densité du manteau lithosphérique à un réchauffement *in-situ*, en relation avec la percolation de fluides magmatiques (veinage et métasomatose), et avec une remontée du manteau asthénosphérique. Généralement, ces différents mécanismes sont attribués soit à du rifting (la remontée asthénosphérique est alors la conséquence de l'amincissement de la lithosphère en contexte fortement distensif), soit au développement de points chauds (dans ce cas, la lithosphère est mécaniquement, thermiquement et chimiquement érodée par un panache mantellique profond ascendant). Quoi qu'il en soit, ces modèles postulent le développement, à un moment donné de l'histoire du bombement, d'une anomalie thermique au sein de la lithosphère. Si anomalie thermique il y a eu au *Hoggar* au moment où le bombement s'est formé, elle semble aujourd'hui en grande partie dissipée. En effet, Lesquer *et al.* (1989) ont montré que le *Hoggar* est caractérisé par un flux géothermique moyen de 53 mWm^{-2} (moyenne pour les boucliers pan-africains de 50 mWm^{-2}). Le flux géothermique à l'échelle du bombement ne semble donc pas actuellement perturbé : il correspond à celui d'une lithosphère stable d'environ 100 km d'épaisseur. Ceci a d'ailleurs été confirmé par l'étude des vitesses de propagation des ondes sismiques à partir de l'enregistrement des séismes lointains (Takherist, 1990; Lesquer *et al.*, 1990). Ces travaux montrent en effet que le *Hoggar* se situe à la limite entre un domaine nord (celui des Bassins Sahariens), caractérisé actuellement par un manteau supérieur anormalement lent ($4,2 < V_s < 4,4$) et chaud (voir le paragraphe consacré au volcanisme d'*In Teria*), et un domaine sud-ouest (celui du craton ouest-africain), caractérisé par de faibles vitesses et des températures basses : vitesse et flux thermique sont donc au *Hoggar* proches de la moyenne mondiale

pour les chaînes précambriennes. A noter toutefois qu'une augmentation locale de flux de chaleur (63 mWm^{-2}) existe à l'aplomb de l'*Atakor*. Cette perturbation serait liée à une structure thermique de petite taille, elle-même associée à l'activité volcanique récente de ce massif. Des structures thermiques identiques existent vraisemblablement sous chacun des districts volcaniques néogènes, comme le montrent les premiers résultats de la tomographie sismique réalisée récemment entre In Salah et Tamanrasset (Ayadi *et al.*, 2000).

1.5. Evolution spatio-temporelle du magmatisme à l'échelle du bombement

En dehors du fait que les districts volcaniques cénozoïques s'alignent globalement suivant le linéament de l'*Oued Amded* (Figs. 11.1B et 11.10), on peut constater que la distribution de ces districts par rapport à la géométrie du bombement, et plus particulièrement par rapport à celle de la zone de manteau allégé soutenant le bombement, n'est pas quelconque (Fig. 11.10). Comme nous l'avons dit, le district transitionnel du *Djebel Taharaq* est exactement situé au centre de l'anomalie gravimétrique. Les autres massifs volcaniques ont des positions périphériques et sont alcalins. Ils sont donc situés sur les flancs de cette anomalie, et, du moins pour cinq d'entre eux, globalement le long de son axe d'allongement.

L'activité volcanique a donc commencé dans le *Sud-Amadghor* il y a environ 35 Ma, exactement au centre de l'anomalie gravimétrique, par des éruptions fissurales de nature basaltique transitionnelle. De relativement grands volumes de laves se sont ainsi épanchés (vraisemblablement de l'ordre du millier de km^3). Entre 29 et 24 Ma, de fissural le volcanisme est devenu centré. Plusieurs strato-volcans se sont édifiés et les massifs hypovolcaniques annulaires que l'on rencontre dans le *Sud-Amadghor* indiquent probablement leur emplacement. Comme on l'a noté, cette évolution s'est accompagnée d'un changement d'affinité du magmatisme qui, de transitionnel devint alcalin. Vers 20 Ma, l'activité migra, depuis le *Sud-Amadghor*, à la fois en direction du Sud-Ouest pour donner le massif de l'*Atakor* (à environ 200 km du centre de l'anomalie gravimétrique) et du Nord-Est pour donner le district du *Nord-Anahef* (à environ 60 km) (Fig. 11.1B). Les laves émises sont typiquement alcalines et les éruptions

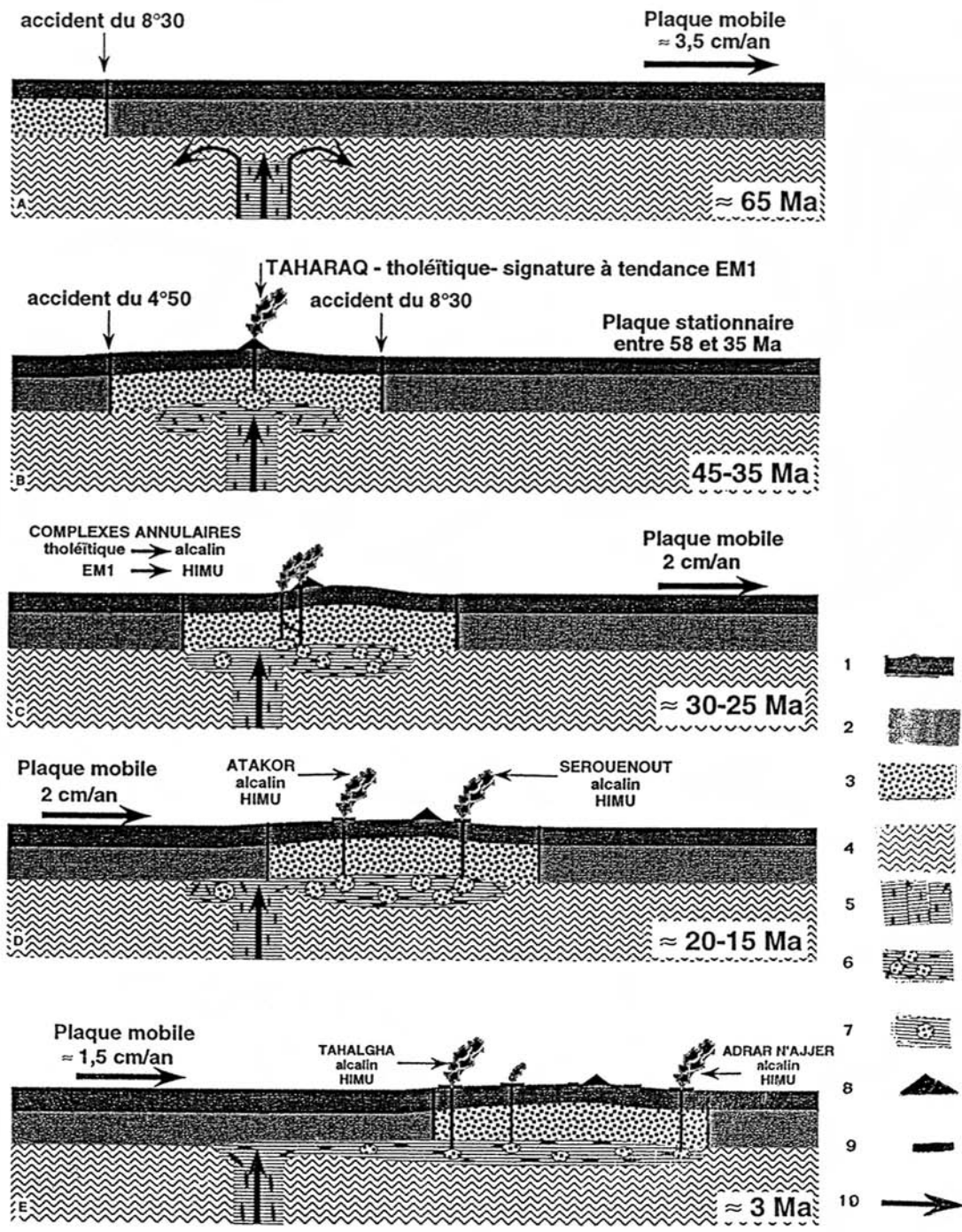


Fig. 11.11

de type centré. Comparée à celle de l'*Atakor*, l'activité du *Nord-Anahef* a été extrêmement réduite et elle semble s'être poursuivie jusqu'à environ 6 Ma. Quant à l'*Atakor*, l'essentiel de l'activité a été Miocène avec deux paroxysmes volcaniques, le premier entre 20 et 12 Ma, le second entre 7 et 4 Ma. Une activité résiduelle s'y est malgré tout poursuivie jusqu'au Quaternaire. Au Pliocène moyen (probablement autour de 3,5 Ma), l'aire affectée par le volcanisme s'est de nouveau élargie avec l'apparition de quatre districts alcalins disposés sur les flancs de l'anomalie gravimétrique : l'*Adrar-n-Ajjer* à 150 km au Nord-Est de son centre, l'*Eggéré*, à 150 km au Nord, le *Manzaz*, à 120 km à l'Ouest et la *Tahalgha*, 250 km au Sud-Ouest. L'activité y a été plus réduite que dans l'*Atakor*, essentiellement basaltique, mais elle s'y est poursuivie jusqu'au Quaternaire récent.

On constate donc une évolution spatio-temporelle du volcanisme cénozoïque à l'échelle du bombement du *Hoggar* qui peut se résumer ainsi : les laves les plus anciennes sont transitionnelles et regroupées au centre de l'anomalie gravimétrique, les plus récentes sont alcalines et elles se répartissent sur les flancs de l'anomalie, suivant une direction globalement NE-SO. On notera par ailleurs que, globalement, l'âge de ces laves alcalines décroît au fur et à mesure qu'on s'éloigne du centre de l'anomalie et que la quantité de lave émise est allée en décroissant au fil du temps.

1.6. Des modèles possibles pour le Hoggar

1.6.1. L'hypothèse d'un «point chaud» d'âge Eocène aujourd'hui inactif

Aït-Hamou et Dautria (1997) ont récemment tenté d'interpréter toutes les informations pétrologiques, géophysiques et géochronologiques

résumées ici, dans le cadre de l'hypothèse d'un point chaud et du déplacement de la plaque Afrique durant le Cénozoïque. En effet, le mouvement de cette plaque au niveau du *Hoggar*, tel que le restituent les travaux des paléomagnéticiens, montre un déplacement général vers le Nord-Est et des variations très importantes de vitesse depuis la fin du Crétacé : ainsi, avant 60 Ma, la vitesse de la plaque était-elle de l'ordre de 50 mm/an (Fig. 11.11, A); entre 60 et 35 Ma, la plaque est devenue quasi stationnaire (vitesse comprise entre 9 et 2 mm/an) (Fig. 11.11, B); et depuis 35 Ma, la plaque a retrouvé une vitesse d'environ 20 mm/an. On peut ainsi résumer le modèle de Aït-Hamou et Dautria :

- Il y a environ 60 Ma, lorsque la plaque Afrique devint quasi-stationnaire, le *Hoggar* aurait été exactement situé au-dessus d'une cellule convective. Dans ces conditions, qui vont perdurer environ 25 Ma, la cellule convective se serait amplifiée en se transformant progressivement en un panache de petite taille (Fig. 11.11, B);
- Il y a une quarantaine de millions d'années, la tête de ce panache aurait atteint la base de la lithosphère (qui, on l'a signalé, est probablement fertile en raison de la délamination tardi-panafricaine et peut-être aussi de la distension crétacée). Elle l'aurait fortement réchauffée et aurait déclenché de la fusion partielle à son sommet. Ainsi se seraient générés les magmas transitionnels à forte signature lithosphérique qui se sont épanchés à l'Eocène supérieur au centre du bombement (*Djebel Taharaq*) (Fig. 11.11, B).

Pour expliquer la suite des événements, deux scénarios sont alors possibles :

1. En même temps que se déclenchait le volcanisme tholéïtique, la tête du panache se serait élargie en constituant un bulbe de «manteau hybride» chaud et allégé (mélange de composants lithosphériques, asthénosphé-

Fig. 11.11. - Le point chaud du Hoggar selon Aït Hamou et Dautria (1997) : modalités de développement en relation avec l'évolution du magmatisme. 1: Croûte continentale. 2: Manteau lithosphérique réfractaire. 3: Manteau lithosphérique fertile. 4: Manteau asthénosphérique. 5: Partie ascendante du panache avec composant mantellique profond. 6: Manteau hybride correspondant à la tête du panache. 7: Composant profond de type HIMU individualisé. 8: District transitionnel (Taharaq). 9: Districts alcalins. 10: Mouvement de la plaque.

riques et profonds entraînés par le panache, dont le fameux composant HIMU identifié dans les laves alcalines). Ce bulbe se serait sous-plaqué à la base de la lithosphère. Comme l'on montré certaines études analogiques expérimentales (Campbell et Griffiths, 1990, par exemple), un tel bulbe peut être entraîné par la plaque lorsqu'elle se déplace. Ainsi, lors du redémarrage de la plaque Afrique, il y a environ 35 Ma, la tête du panache ahaggarien aurait été entraînée vers le Nord-Est et elle se serait progressivement transformée en une espèce de disque à l'interface lithosphère-asthénosphère (Figs. 11.11, C, D, E). Cependant, compte tenu de l'amplitude et de la longueur d'onde de l'anomalie gravimétrique régionale, il faut envisager, en plus, qu'une altération de la lithosphère surincombante conduisant à son allègement est associée à ce sous-plaquage.

2. L'installation du panache aurait été simplement responsable d'une «altération chimique» de la lithosphère conduisant à son allègement jusqu'à une cinquantaine de km de profondeur. Cette «altération» se serait développée au sein des péridotites lithosphériques par l'intermédiaire de l'injection et la percolation de fluides profonds, avec pour conséquences du veinage magmatique et des modifications chimiques irréversibles de type métasomatique. Il faut aussi rappeler ici que, compte-tenu du contexte géodynamique du *Hoggar*, l'origine de l'allègement de sa lithosphère est peut-être, en partie du moins, une conséquence de la distension crétacée.

Le magmatisme alcalin Mio-Plio-Quaternaire (Figs. 11.11, D et E) pourrait alors s'expliquer par le fait que le disque de manteau hybride à l'interface lithosphère-asthénosphère (ou bien, dans le cas du second scénario, la lithosphère inférieure «modifiée») était localement très enrichi en volatils apportés probablement par le composant HIMU. Ainsi, des magmas alcalins pouvaient-ils potentiellement se former par fusion hydratée en de nombreux endroits, et cela bien que ce disque, déconnecté de sa zone d'alimentation (ou bien la lithosphère «modifiée»), soit déjà en cours de refroidissement (Figs. 11.11, D et E). La fusion partielle hydratée du manteau peut se produire en effet à des températures proches de celles d'un manteau normal thermiquement. De

plus les «poches» de manteau enrichi, dispersées dans le disque ou à la base de la lithosphère, étaient probablement assez allégées pour se retrouver en déséquilibre gravitatif avec leur encaissant. La résorption différée dans le temps de ce déséquilibre aurait conduit, comme l'a proposé Dautria (1988) pour la *Tahalgha*, à la création de diapirs de petite taille (un par district), qui, lors de leur remontée à travers la lithosphère, auraient partiellement fondu et généré des magmas alcalins. Ce mécanisme diapirique expliquerait par ailleurs les textures de tectonite des péridotites en enclave remontées par ces magmas. Ainsi, il y a une vingtaine de millions d'années, une intense activité volcanique s'initia-t-elle dans l'*Atakor* (Fig. 11.11, D). Elle se poursuivit jusqu'à environ 12 Ma. Presque simultanément, s'enclencha l'activité du district du *Nord-Anahef*. Un second paroxysme d'activité eut lieu dans ces deux massifs entre 7 et 4 Ma. Il y a environ 3,5 Ma, des activités plus modestes se développèrent quasi simultanément dans le *Manzaz*, la *Tahalgha*, l'*Adrar-N'Ajjer* et l'*Eggéré* (Fig. 11.11, E) et se poursuivirent jusqu'au Quaternaire récent.

La répartition spatiale de ces districts volcaniques à l'échelle du bombement et l'échelonnement dans le temps de leurs activités ont vraisemblablement été conditionnés par le contexte tectonique régional, et cela en relation avec la rhéologie de la lithosphère (y compris celle de la croûte) et l'évolution des champs de contrainte développés par le déplacement de la plaque. A ce propos, il est intéressant de noter que les paroxysmes volcaniques dans les différents districts (35-25 Ma pour le *Sud-Amadghor*; 20-12 Ma et 7-4 Ma pour l'*Atakor*; 21-12 Ma et 8-6 Ma pour le *Nord-Anahef*, et 3,5-2,5 Ma et Quaternaire récent pour les autres massifs) correspondent globalement aux périodes de relâchement des contraintes qui ont succédé aux phases tectoniques majeures du Nord de l'Afrique (37, 21, 8 et 1,5 Ma; Guiraud, 1997, Guiraud *et al.*, 1997).

L'absence d'anomalie thermique à grande échelle s'expliquerait simplement par le fait que le bulbe du panache, coupé de son conduit d'alimentation depuis plus de 35 Ma (ou la lithosphère «altérée»), s'est refroidi. Quant à l'anomalie actuelle du champ de pesanteur, et donc le bombement, ils résultent de toute évidence de la superposition de plusieurs mécanismes qui se sont développés au niveau du *Hoggar* depuis 600 Ma,

et qui ont tous participé à l'allègement du manteau lithosphérique : la délamination tardi-panafricaine, l'extension crétacée et, bien sûr, les perturbations chimiques irréversibles résultant de l'activité du point chaud éocène.

1.6.2. L'hypothèse d'une « cellule convective » à la limite de deux lithosphères d'épaisseurs très différentes

Cette hypothèse est une adaptation du modèle que King et Anderson (1995) ont établi pour rendre compte des grandes provinces magmatiques d'affinité tholéïtique qu'on rencontre systématiquement aux frontières entre aires cratoniques et zones mobiles adjacentes. Les lithosphères de part et d'autre de ces limites sont de rhéologie très différente et leur différence d'épaisseur atteint souvent la centaine de km. Compte-tenu des énormes différences de température existant de part et d'autre de ces frontières, le manteau ductile sous-cratonique aurait tendance à « s'écouler » en

direction de la lithosphère adjacente en induisant la formation d'un rouleau de convection. Alors que les panaches classiques se déclenchent du fait d'un apport de chaleur à la base de leur système, les cellules convectives de King et Anderson se déclencheraient spontanément à partir du sommet de leur système. Dans ce modèle, il est inutile d'évoquer un étirement tectonique pour amincir la lithosphère et permettre au manteau sous-jacent de fondre adiabatiquement. En effet, les cellules convectives de King et Anderson, en remontant le manteau convectif sous-cratonique sous la lithosphère adjacente, lui permettrait d'atteindre, sous le seul effet de la décompression, ses conditions de fusion. Dans ce cas, les caractéristiques géochimiques et isotopiques des produits de fusion attribuées, dans le cas de l'hypothèse panache, à la participation d'un composant profond, seraient celle du manteau sous-cratonique lui-même.

Ce modèle séduisant a été appliqué au cas du Hoggar par Aït Hamou (2000) et il est illustré en figure 11.12. En effet la limite occidentale de la province volcanique ahaggarienne est située à

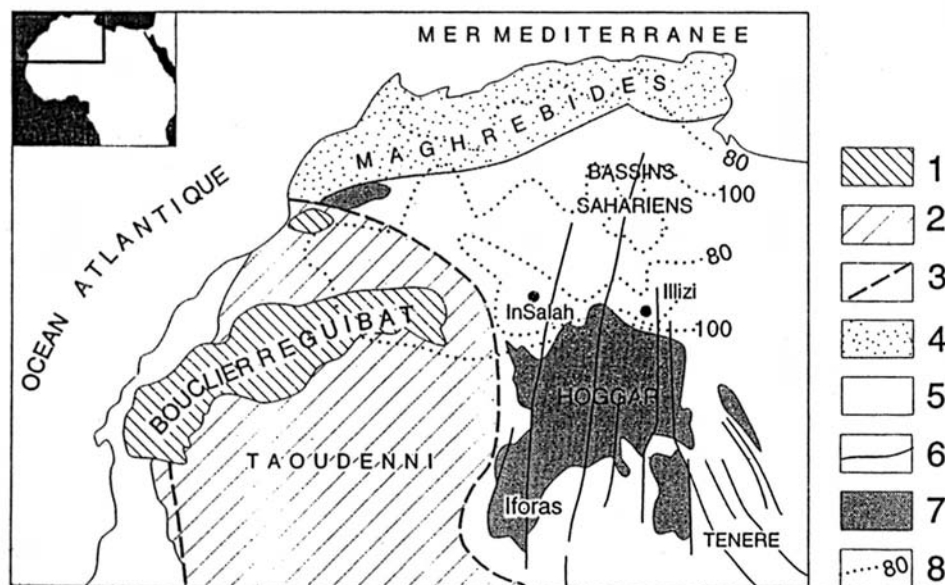


Fig. 11.12. - Principales unités géotectoniques et flux de chaleur du Nord-Ouest africain. 1: Craton ouest-africain (socle d'âge supérieur à 2000Ma). 2: couverture sédimentaire. 3: limite du craton selon Lesquer *et al.* (1984). 4: chaîne alpine. 5: couverture sédimentaire post-panafricaine. 6: failles majeures. 7: domaine panafricain. 8: isothermes en mWm^{-2} d'après Takherist et Lesquer (1989). Seuls les isothermes correspondant à un flux supérieur à $80mWm^{-2}$ sont reportés.

**COMPOSITIONS CHIMIQUES (éléments majeurs et terres rares) ET ISOTOPIQUES
(Sr, Nd, Pb) DE QUELQUES ROCHES MAGMATIQUES NÉOGÈNES DU SAHARA ALGERIEN**

MASSIF AGE	tholéïte à olivine		trachybasalte		basanite		néphéline		hawaïte		mugéarite		trachyte		phonolite		gabbro		monzonite		mellitite		
	Djebel Taharag 32,8 Ma	Oligocène inf.	Djebel Taharag 34,5 Ma	Oligocène inf.	Nord-Anahaf 16,8 Ma	Miocène moy.	Nord-Anahaf 9,4 Ma	Miocène sup.	Tahelgha 2,9 Ma	Miocène sup.	Atakor	Pliocène	Nord-Anahaf 13,3 Ma	Miocène moy.	Nord-Anahaf 11,6 Ma	Miocène sup.	Oue-n-Aressou 24 Ma	Oue-n-Aressou 23,6 Ma	Oue-n-Aressou 23,6 Ma	Oue-n-Aressou 23,6 Ma	In Terla	Quaternaire (?)	
	[1]	[1]	[1]	[1]	[2]	[2]	[2]	[3]	[4]	[4]	[4]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[2]	[5]	[5]	
SiO2 (%)	47,15	51,8	41,81	40,94	44,15	50,73	61,96	54,42	43,65	61,75	33,77	49,65	43,65	61,75	33,77	49,65	61,75	33,77	49,65	61,75	33,77	33,77	
Al2O3	12,3	14,95	12,84	12,19	13,99	16,1	19,63	21,38	11,78	18,26	7,34	11,78	18,26	7,34	11,78	18,26	7,34	11,78	18,26	7,34	7,34	7,34	
FeO	11,12	9,8	11,6	10,69	13,28	11,61	2,58	2,5	14,56	4,01	12,4	2,5	14,56	4,01	12,4	2,5	14,56	4,01	12,4	2,5	12,4	12,4	
MnO	0,16	0,16	0,18	0,18	0,2	0,22	0,18	0,22	0,18	0,22	0,23	0,18	0,22	0,18	0,23	0,18	0,22	0,18	0,22	0,18	0,23	0,23	
MgO	8	3,83	10,99	13,76	5,32	5,64	0,39	0,24	9,75	1,63	14,4	0,39	9,75	1,63	14,4	0,39	9,75	1,63	14,4	0,39	14,4	14,4	
CaO	10,25	7,7	12,13	12,5	8,98	2,44	1,8	1,28	10,17	3,12	16,46	1,8	10,17	3,12	16,46	1,8	10,17	3,12	16,46	1,8	16,46	16,46	
Na2O	2,42	3,58	2,9	2,81	3,82	4,61	5,67	8,83	2,93	5,11	2,74	5,67	8,83	2,93	5,11	2,74	5,67	8,83	2,93	5,11	2,74	2,74	
K2O	1,16	1,72	0,76	1,01	1,16	2,16	5,96	5,09	1,01	4,04	1,79	5,96	5,09	1,01	4,04	1,79	5,96	5,09	1,01	4,04	1,79	1,79	
TiO2	3,48	2,86	3,15	2,5	4,12	1,95	0,45	0,31	4,69	1,19	3,73	0,45	4,69	1,19	3,73	0,45	4,69	1,19	3,73	0,45	3,73	3,73	
P2O5	0,66	0,84	0,81	0,85	1,13	1,02	0,07	0,05	0,69	0,31	1,35	0,07	0,69	0,31	1,35	0,07	0,69	0,31	1,35	0,07	1,35	1,35	
H2O	1,5	0,85	1,73	1,52	1,48	2,6	1,9	4,65	1,05	0,77	4,58	1,9	4,65	1,05	0,77	4,58	1,05	0,77	4,58	1,05	4,58	4,58	
La (ppm)	33,6	50,7	52,5	64	69,9	72,6	77,5	109,4	26,5	68,9	91,3	77,5	109,4	26,5	68,9	91,3	77,5	109,4	26,5	68,9	91,3	91,3	
Ce	80,7	116,7	103,1	117,1	142	151	151,8	152	61,6	138,4	185	151,8	152	61,6	138,4	185	151,8	152	61,6	138,4	185	185	
Nd	43,9	59,5	46,8	49,2	66,2	68,3	38,5	28,9	35,9	57,9	74,9	38,5	28,9	35,9	57,9	74,9	38,5	28,9	35,9	57,9	74,9	74,9	
Sm	9,1	12,2	8,77	8,62	13	12,5	5,11	3,57	7,53	9,28	13,7	5,11	3,57	7,53	9,28	13,7	5,11	3,57	7,53	9,28	13,7	13,7	
Eu	2,88	3,64	2,79	2,73	3,99	3,9	1,33	0,83	2,37	3,48	4,13	1,33	0,83	2,37	3,48	4,13	1,33	0,83	2,37	3,48	4,13	4,13	
Tb	1,13	1,51	1,02	1,01	1,4	1,48	0,56	0,51	0,96	1,01	1,45	0,56	0,51	0,96	1,01	1,45	0,56	0,51	0,96	1,01	1,45	1,45	
Yb	2,02	2,72	1,84	1,83	2,55	2,94	1,8	3,71	1,79	2,1	1,3	1,8	3,71	1,79	2,1	1,3	1,79	2,1	1,3	2,1	1,3	1,3	
Lu	0,3	0,4	0,27	0,27	0,38	0,42	0,29	0,64	0,28	0,31	0,16	0,29	0,64	0,28	0,31	0,16	0,28	0,31	0,16	0,28	0,31	0,31	
87/86Sr	0,703689	0,704592	0,70303	0,70295	0,70418	0,70379	0,70379	0,70418	0,70404	0,70556	0,70556	0,70404	0,70379	0,70404	0,70556	0,70556	0,70404	0,70379	0,70404	0,70556	0,70556	0,70556	0,70556
144/143Nd	0,512775	0,51261	0,513	0,51298	0,51279	0,51273	0,51273	0,51279	0,5126	0,51262	0,51262	0,51273	0,51273	0,5126	0,51262	0,51262	0,51273	0,5126	0,51262	0,51262	0,51262	0,51262	0,51262
206/204Pb	19,499	18,704	19,572	19,599	19,243	19,243	19,243	19,243	18,477	19,132	19,132	19,243	19,243	18,477	19,132	19,132	19,243	18,477	19,132	19,132	19,132	19,132	19,132
207/204Pb	15,613	15,58	15,61	15,614	15,993	15,993	15,993	15,993	15,589	15,718	15,718	15,993	15,993	15,589	15,718	15,718	15,993	15,589	15,718	15,718	15,718	15,718	15,718
208/204Pb	39,616	39,215	39,075	39,141	39,137	39,137	39,137	39,137	38,804	40,377	40,377	39,137	39,137	38,804	40,377	40,377	39,137	38,804	40,377	40,377	40,377	40,377	40,377

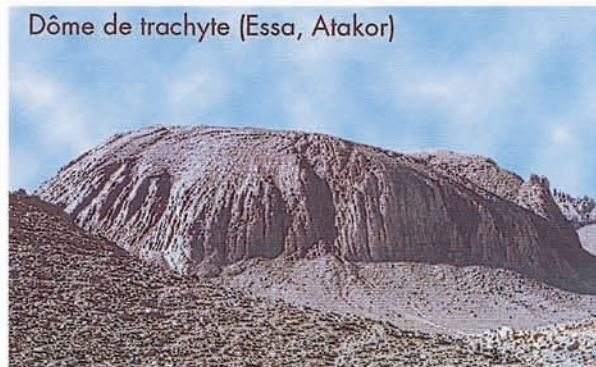
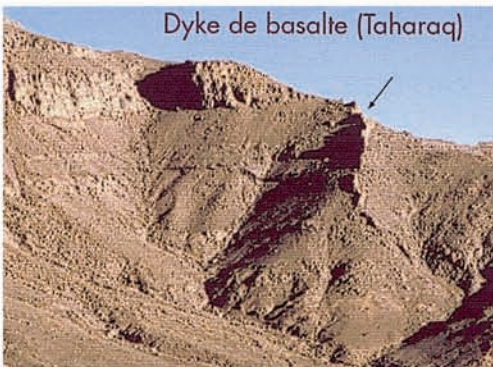
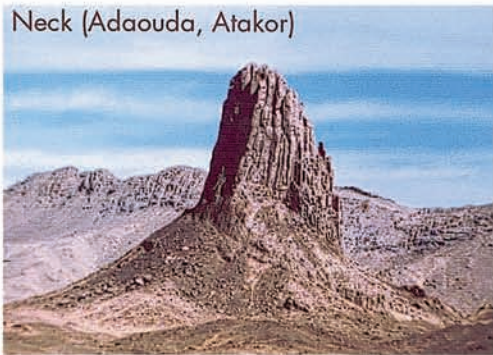
[1] Ait-Hamou et Dauria (1994)

[2] Mazza (1998)

[3] Dauria et al. (1988)

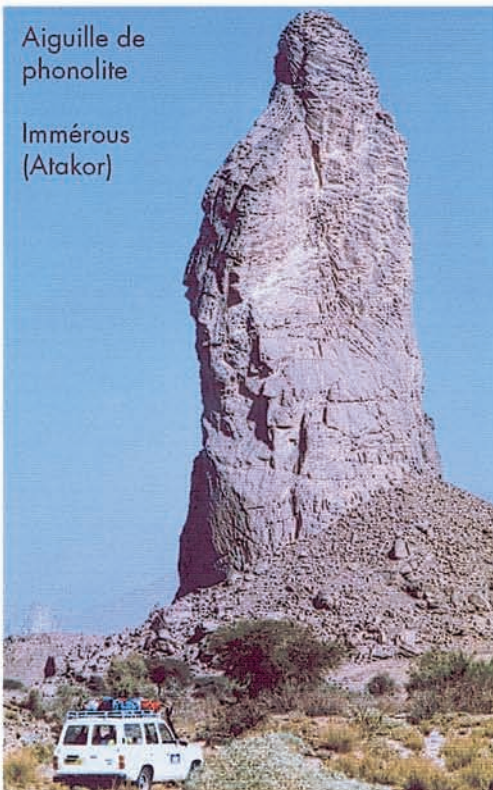
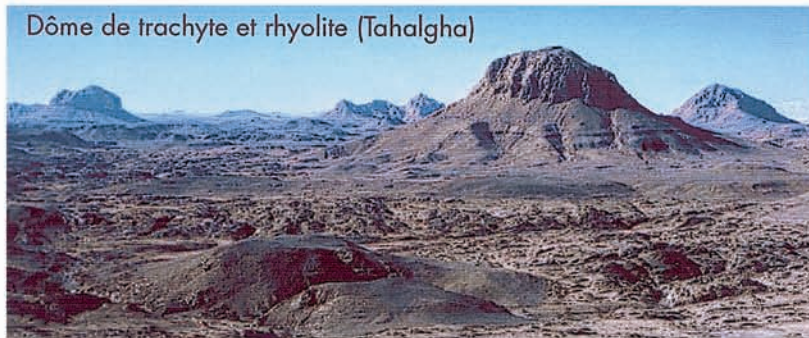
[4] Dupuy et al. (1993)

[5] Dauria et al. (1992)



PLANCHE

A		G	H
B		I	J
C	D	K	
E	F	L	M
			N





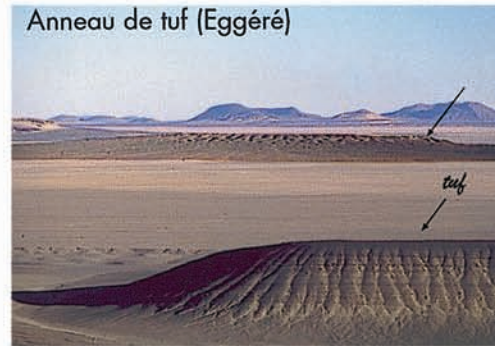
l'Atakor, vu de l'Assekrem



Cône strombolien quaternaire (Eggéré)



Cratère d'explosion (Ehéri, Tahalgha)



Anneau de tuf (Eggéré)



Coulée de vallée (Tasouft, Tahalgha)



Coulées (Issakarassène Atakor)

moins de 300 km de la bordure du craton ouest-africain. Ne pouvait-on pas alors envisager qu'à l'Eocène supérieur une cellule convective se soit initiée à cette limite ? Cette initiation pourrait d'ailleurs, comme dans le premier modèle, être une conséquence du stationnement Paléocène-Eocène de la plaque Afrique. Et c'est au niveau du bombement du *Hoggar* (qui, en accord d'ailleurs avec l'histoire de sa formation, pourrait correspondre à une zone d'amincissement lithosphérique) que le manteau sous-cratonique ouest-africain serait remonté le plus haut (Fig. 11.12). Une couche de manteau hétérogène, enrichi en composants ayant les caractéristiques géochimiques et isotopiques (dont peut-être le caractère HIMU) du manteau sous-cratonique, se serait ainsi constitué à l'aplomb de cette région. Les conditions de fusion auraient été d'abord atteintes sous l'*Amadghor*, au centre de l'anomalie gravimétrique, là où la lithosphère panafricaine est probablement la plus mince. Du volcanisme se serait ensuite localement exprimé en fonction de l'extension latérale de cette couche de manteau hétérogène et des champs de contrainte locaux développés par le déplacement de la plaque. Dans cette hypothèse, il n'est plus nécessaire d'invoquer l'entraînement d'une tête de panache par la plaque, comme dans le premier modèle. En effet, la cause du magmatisme est ici inhérente à la structure même de la plaque (Fig. 11.12) et on peut supposer que la limite craton-zone mobile continue à jouer son rôle de focalisateur de cellule convective en dépit du déplacement de la plaque. Cette cellule pourrait donc être encore actuellement active. Dans cette hypothèse, les variations isotopiques enregistrées par les laves au cours du temps seraient à attribuer, à la fois, à l'hétérogénéité du manteau sub-ahaggarien, à une diminution des taux de fusion avec le temps, et au fait que le composant sous-cratonique à caractère HIMU soit plus fusible.

1.6.3. *L'hypothèse de la réactivation d'accidents anciens et de la délamination lithosphérique linéaire*

L'existence d'un panache mantellique à l'aplomb de l'Ahaggar a récemment été remis en question (Liégeois *et al.*, 2005). Comme nous l'avons déjà signalé, l'activité volcanique de l'Ouest africain est postérieure au début de la collision Afrique-Europe (38 Ma) et les différents

paroxysmes d'activité ont suivi les périodes de compressions majeures ayant affecté la marge nord de l'Afrique. Dans cette perspective, le volcanisme récent de l'Ahaggar est indubitablement associé à la réactivation des structures tectoniques anciennes pan-africaines à mésozoïques du bouclier. Aït Hamour (2000) a suggéré que ces structures (et particulièrement les accidents orientés NE-SO du linéament de l'oued Amded), contrôlent la remontée des magmas provenant du panache et donc le positionnement des districts volcaniques. Liégeois *et al.* (2005) quant à eux, pensent que la réactivation des grandes «shear zones» hoggarïennes consécutive à la collision Europe-Afrique aurait provoqué, le long de ces dernières, une délamination lithosphérique linéaire associée à une remontée rapide des matériaux asthénosphériques sous-jacents. Les magmas proviendraient alors de la fusion adiabatique de ces matériaux, sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir l'existence d'un panache. Les variations de températures associées à la topographie très accidentée de la base de la lithosphère du Hoggar (qui serait une conséquence de la structuration du bouclier touareg par accréation, au Protérozoïque, de terranes, chacun se caractérisant par sa propre lithosphère dont l'épaisseur varierait entre 250 et 150 km) aurait renforcé cette remontée en induisant, entre les différents blocs lithosphériques, des rouleaux convectifs (selon le modèle commenté plus haut de King et Anderson).

Aucun de ces deux modèles n'a, bien sûr, la prétention d'être définitif. Leur principal mérite est de rendre compte, pour l'essentiel, des observations dont nous disposons actuellement, et de constituer un point de départ de réflexion pour les géologues et les géophysiciens qui s'intéresseront au *Hoggar* dans l'avenir.

2. LE VOLCANISME PLIO-QUATERNAIRE D'IN TERIA (RÉGION D'ILLIZI)

Ce district volcanique est situé 120 km à l'ENE d'*Illizi*, à la surface du plateau Carbonifère qui recouvre ici le môle du Tihemboka. Bien que modeste en ce qui concerne son étendue (une centaine de km²) et le volume de laves émises, il est très original en raison de la nature de ses laves. En effet, ces dernières, qui ont été étudiées par Mégartsi (1972), sont des mélilitites, totalement

dépourvues de plagioclase et se caractérisant chimiquement par leur très forte sous-saturation en SiO_2 et leur richesse en CaO et MgO (tableau, analyse 11). Minéralogiquement, cette composition particulière se traduit par une très grande richesse en phénocristaux d'olivine (jusqu'à 20%) et une mésostase associant mélilite, sphène, néphéline, titanomagnétite, pérovskite, zéolite et calcite. De telles laves sont relativement rares à la surface du globe : elles sont généralement associées à du magmatisme carbonatitique et se mettent en place durant les phases précoces de rifting.

Le mode d'éruption de ces mélilitites est aussi très original. En effet, le district d'*In Téria* est constitué d'une vingtaine de dépressions circulaires d'échelle kilométrique, souvent à peine marquées dans la topographie, et correspondant à des cratères d'explosion de faible profondeur (Mégartsi, 1972). Certains de ces cratères sont partiellement entourés d'un anneau de tuf volcanique lité de quelques dizaines de mètres d'épaisseur au maximum. Ces tufs, dont la structure est typiquement phréato-magmatique, sont cimentés par de la calcite et contiennent des blocs polyédriques de lave massive dont la taille varie entre le centimètre et le mètre. Aucune coulée n'est associée à ces tufs et l'activité de ces volcans a été purement explosive. Compte-tenu de la taille relativement réduite de ces édifices, la quantité de lave impliquée dans chaque éruption a toujours été très faible. Quant au dynamisme explosif de mise en place, il est dû à l'association de deux facteurs : la grande richesse en gaz (du CO_2 , de toute évidence) du magma mélilititique, et l'existence, au moment des éruptions, d'une nappe phréatique en subsurface, ou bien encore d'une nappe d'eau libre (lac) en surface. Quant à l'âge d'activité de ces volcans, elle est encore inconnue. Cependant, la fraîcheur de certains anneaux de tuf (qui les rend comparables à ceux qu'on rencontre dans le *Nord-Amadghor*) suggère un âge relativement récent (Pliocène supérieur ?), peut-être même Quaternaire pour quelques uns d'entre eux.

Ces tufs ont par ailleurs livré de très nombreux mégacristsaux (d'olivine et de phlogopite, en particulier), ainsi qu'une grande variété de xénolites, provenant soit du manteau supérieur (péridotites à spinelle ou à grenat, pyroxénolite, amphibololite, phlogopitite), soit de la croûte inférieure (granulite), ou bien encore de la croûte moyenne (granitoïde) (Bossières et Mégartsi, 1982). Une étude récente portant sur les enclaves de péridotite

d'*In Téria* (Dautria *et al.*, 1992), a montré que le manteau lithosphérique à l'aplomb de ce secteur était, du moins entre 60 et 90 km de profondeur, fortement altéré et qu'il avait probablement été affecté par deux épisodes méta-somatiques : le premier serait associé à la percolation de fluides silicatés, peut-être d'affinité kimberlitique, le second à l'injection de fluides d'affinité carbonatitique. D'après ces auteurs, cette succession d'événements pourraient être induite par un réchauffement récent du manteau.

Cette hypothèse est d'ailleurs soutenue par les travaux des géophysiciens (Takherist et Lesquer, 1989; Lesquer *et al.*, 1992) qui ont clairement montré, à partir de l'étude du flux de chaleur, de la gravimétrie et de la tomographie sismique, qu'un manteau anormalement chaud et léger existe actuellement sous la région d'*Illizi*. La zone anormale englobe en fait la totalité des bassins sahariens et sa largeur est comprise entre 200 et 400 km (Fig. 11.13). Son axe d'allongement est globalement Est-Ouest et elle est donc oblique par rapport aux directions structurales majeures locales. Les flux de chaleur maximum ($100\text{-}120 \text{ mWm}^{-2}$) ont été mesurés à proximité d'*In Salah* et d'*Illizi*. D'après les modélisations gravimétriques et sismiques, la profondeur de ce manteau anormal serait comprise entre 90 et 160 km. Compte tenu des faibles vitesses de propagation des ondes S, il est même probable que ce manteau soit partiellement fondu. Les volcans d'*In Téria* seraient donc le témoin magmatique de ce manteau anormal.

Quant à l'origine de cette anomalie thermique sous les bassins sahariens, elle reste encore un sujet de débat. L'échelle et la géométrie de cette anomalie (elle s'intègre à une anomalie de plus grande taille qui se développe apparemment depuis l'Atlantique jusqu'à la Mer Rouge, ce qui lui confère une forme allongée et relativement étroite, Fig. 11.13), son contexte structural (entre la chaîne alpine au Nord et les boucliers Précambrien de l'*Ahaggar*, au Sud, et des *Regueibat*, au Sud-Ouest), la nature du volcanisme associé ainsi que les modifications minéralogiques et chimiques des matériaux lithosphériques, décrites à partir des enclaves d'*In Téria*, suggèrent que toute cette région serait actuellement le siège d'un rift naissant, et cela en connexion avec une remontée asthénosphérique. On comprend alors l'importance que revêt ce petit district volcanique dans le cadre de l'évolution géodynamique actuelle du Nord de la plaque Afrique.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABDALLAH H. 1995. Notes et guide book sur la géologie du Tassili N'Ajjer. *SONATRACH, division exploration. Alger*, 77 p.
- ABDESSELAM-ROUIGHI F. 1996. Biostratigraphie des spores du Dévonien de la synclise Illizi-Ghadamès (Algérie). *Bull. serv. Géol. Algérie*, 7, 2, 171-209.
- ACHAB A. 1970. Le Permo-Trias saharien. Associations palynologiques et leurs applications en stratigraphie. *Thèse Alger, Juin, 1970. 1 vol.*
- ADAM V. 1987. Le grès d'In Belbel (Sahara algérien) : un épisode détritique à la base du Sénomien. *12e cong. national Soc. savantes, Lyon. Colloque géol. africaine*, 163-174.
- AFFATON P. 1975. Etude géologique et structurale du Nord-Ouest Dahomey, du Nord Togo et du Sud-Est de la haute Volta. - *Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme-Marseille*, sér. B, 10, 201 p.
- AFFATON P. 1987. Le bassin des Volta (Afrique de l'Ouest) : une marge passive, d'âge Proterozoïque supérieur, tectonisée au Panafricain (600+-50 Ma). - *Thèse D Sc. Marseille. ORSTOM, coll. ét. et thèses, 2 vol.*, 499 p.
- AFFATON P., AGUIRRE L. et MENOT R.P. 1997. Thermal and geodynamic setting of the Buem volcanic rocks near Télé, Northwest Benin, West Africa. - *Prec. Res.* 82, 191-209.
- AGYEI E.K., VAN LANDEWIJK J.E.J.M., ARMSTRONG R.L., HARAKAL J.E. et SCOTT K.L. 1987. Rb-Sr and K-Ar geochronometry of South Eastern Ghana. - *J. Afr. Earth sci.*, 6, 2, 153-161.
- AIT HAMOU F. 2000. Un exemple de "point chaud" intracontinental en contexte de plaque quasi-stationnaire : étude pétrologique et géochimique du Djebel Taharaq et évolution du volcanisme cénozoïque de l'Ahaggar (Sahara algérien). *Thèse Univ. Montpellier*, 250 p.
- AIT HAMOU F. et DAUTRIA J.M. 1994. Le magmatisme cénozoïque du Hoggar : une synthèse des données disponibles. Mise au point sur l'hypothèse d'un point chaud. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, 5 (1), 49-68.
- AIT HAMOU F. et DAUTRIA J.M. 1997. Spatiotemporal et compositional variations of the Cenozoic volcanic area of Hoggar (Central Sahara, Algérie) : Evidence for a hot spot in relation with the African plate motion. *E.U.G. Abst. Conf.*
- AIT KACI AHMED A. 1990. Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des Monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara algérien nord occidental). *Thèse 3e cycle géologie (sédimentologie), Univ. Alger*, 1 vol., 2 pl., 193 p.
- AIT KACI AHMED A. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1987. Lithostratigraphie, sédimentologie et évolution de deux bassins molassiques intramontagneux de la chaîne panafricaine : la Série Pourprée de l'Ahnet, nord-ouest du Hoggar, Algérie. - *Journ. Afr. Earth sciences*, 6, 4, 525-535.
- AIT KACI AHMED A. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1992. Les formations cambriennes de Fersiga (sud ouest du Tanezrouft). Nouvelle interprétation de la sédimentation glaciaire et post-glaciaire sur le craton ouest-africain. - *Bull. carte géol. Alger*, 5, 1, 3-21.
- AIT MALEK H., GASQUET D., BERTRAND J.M. et LETERRIER J. 1998. Géochronologie U-P sur zircons de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières d'Igherm, du Kerdous et du Ba Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). - *C.R. Ac. Sci., Paris*, 327, 819-826.
- AKO J.A. et MURRAY A.S. 1983. Bouguer gravity anomaly map of Ghana 1: 1 000 000. - *Geol. Surv. Ghana, Accra*.
- AKO J.A. et WELLMAN P. 1986. The margin of the West African craton : the Voltaian basin. - *J. geol. soc. London*, 142, 625-632.
- ALBERTI G.K.B. 1981a. Zur Biostratigraphie und Fauna (Tentaculiten, Trilobiten, Graptolithen) des Unter- und Mittel-Devon von Ben Zireg (Becken von Bechar, SW Algerien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh* 1981, H 11, Stuttgart, 1981, 641-650.
- ALBERTI G.K.B. 1981b. Daten zur stratigraphischen Verbreitung des Novakiidae (Dacryoconarida) im Devon von NW Afrika (Marokko, Algerien). *Senckenbergiana lethea*, Frankfurt am Main, Bd 62, (2/6), 205-216.
- ALBERTI G.K.B. 1982. Der Hamar Laghdad (Tafilalt, SE-Marokko), eine bedeutende Fundstätte devonischer Trilobiten. *Natur und Museum*, Frankfurt a. M., 112, (6), 1, 6, 1982, 172-182.
- ALBRITTON C.C., BROOKS J.E., ISSAWI B. et SWEDAN A. 1990. Origin of the Qattara depression, Egypt. *Geol. soc. America Bulletin*, 102, 952-960.
- ALIMEN H. 1982. Le Sahara : grande zone désertique nord-africaine. *Cong. INQUA, Moscou*, 51, 35-51.
- ALIMEN H. 1987. Evolution du climat et des civilisations depuis 40.000 ans du Nord au Sud du Sahara occidental. *Bull. Ass. Fr. ét. Quat.*, 1987-4, 215-227.
- ALIMEN H., CHAVAILLON J. et CONRAD G. 1959. Formations arides et paléosols quaternaires au Sahara nord-occidental. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, 104-105.
- ALIMEN H., CHAVAILLON J. et DUPLAIX S. 1964. Minéraux lourds des sédiments quaternaires du Sahara nord occidental. *Publ. CRZA-CNRS, série Géologie*, 4, 1 vol., 73 p.
- ALLEGRE C., DUPRE B., LAMBERT B. et RICHARD P. 1981. The subcontinental versus the suboceanic debate - I. Lead-neodymium-strontium isotopes in primary basalts from a shield area : The Ahaggar volcanic suite. *Earth and Planetary Science Letters*, 52, 85-92.
- ALLEGRE C.J. et CABY R. 1971. Ahaggar Precambrian geochronology. *Ann. soc. géol. Belg.* 94, II, p. 101.
- ALLEGRE C.J. et CABY R. 1972. Chronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, 275, 19, 2095-2098.
- ALRIC G. et VIDAL M. 1991. Données nouvelles sur le magmatisme de la ceinture birimienne de Haute Comoé (Côte d'Ivoire) : un bassin d'arrière arc ? - *C.R. Ac. Sci. Paris*, 313, II, 1471-1478.
- AMARD B. 1972. Stratigraphie et corrélations des terrains sénoniens (s.l.) et paléocènes de la région de Hassi Msegguem aux confins du Tinheret et du Tademaït (Sahara algérien). *Publ. Serv. Géol. Algérie, n. sér., Bull.*, 45, 5-12.

- AMARD B. 1977. Hassi Inifel. Carte géologique de l'Algérie au 1/500.000°. *Publ. Service géologique Alger, 1 carte et coupes stratig.*
- AMARD B. et AFFATON P. 1984. Découverte de *Chuarina circularis* (Acritarche) dans le bassin des Volta (Haute Volta et Bénin, Afrique de l'Ouest). Age Protérozoïque terminal de la formation de la Pendjari et de la tillite sous-jacente. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, 299, II, 14, 975-980.
- AMARD B. et BERTRAND SARFATI J. 1997. Microfossils in 2000 Ma old cherty stromatolites of the Franceville group, Gabon. - *Precambrian Research*, 81, 197-221.
- AMARD B. et BLONDEAU A. 1979. Le Paléocène supérieur à *Ranicotalia bermudezi* de l'Eocène inférieur (Illerdien basal) à *Nummulites fraazi* et *N.deserti* du Tademaït-E et Tinnhert-W. *Geobios*, 12, fasc. 5, 635-651.
- AMARD B., BENRAMDANE H., FERRI H., HARTENBERGER J.L. et SUDRE J. 1992. Découverte d'un gisement de Mammifères du Miocène supérieur (Vallésien) au Tademaït (Sahara algérien). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 185, 3, 289-310.
- AMARD B., COLLIGNON M. et ROMAN J. 1981. Etude stratigraphique et paléontologique du Crétacé supérieur et Paléocène du Tinnhert-W et Tademaït-E (Sahara algérien). *Docum. lab. géol. Lyon, H-5-6*, 15-173.
- AMA-SALAH I., LIEGEOIS J.P. et POUCKET A. 1996. Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba): géologie, géochronologie et géochimie. *Journ. Afr. Earth sci.*, 22, 235-254.
- AMEDRO F., BUSSON G. et CORNEE A. 1996. Révision des ammonites du Cénomani supérieur et du Turonien inférieur du Tinnhert (Sahara algérien): implications biostratigraphiques. *Bull. Museum nat. hist. naturelle, Paris*, 4, 18, C, 2-3, 179-232.
- ANAN YORKE R. 1974. Devonian Chitinozoa and Acritarcha from exploratory oil wells on the shelf and coastal region of Ghana, West Africa. *Ghana geol. survey, Bull. n°37, Accra. (a contribution to I.G.C.P. project n°145)*.
- ANAN YORKE R. 1978. A correlation of the Premuase well: a re-appraisal of the Voltaian basin stratigraphy and classification. - *Contrib. geol. Ghana. 3, Geol. Survey Ghana, Accra*.
- ANDERSON D.L. 1994. Superplumes ou supercontinents? *Geology*, 22, 1, 39-42.
- ANDRE J.C. 1994. Les impacts atmosphériques des éruptions volcaniques majeures. *La Vie des Sciences. C.R. Ac. Sci. Paris*, 11, 1, 1-10.
- ANKETELL J.M. et GHELLALI S.M. 1991. The Tifarah formation. Aeolian and fluvial deposits of Quaternary age, Tifarah plain, GSPLAJ, A redefinition in terms of composite stratotype. *Geology of Libya, (Salem, Busrewil, Ben Ashour, eds), Elsevier*, vol. V, 1967-1986.
- ANKETELL J.M. et GHELLALI S.M. 1991. Quaternary sediments of the Jifarah plain. in: *Geology of Libya, (Salem, Busrewil, Ben Ashour eds), Elsevier*, vol. V, 1987-2013.
- APPIAH H. 1991. Geology and mine exploration trends of Prestea Goldfields, Ghana. - *J. Afr. Earth. Sci., Pergamon press*, 13, 2, 125-141.
- ARBET F. 1968. Structures et dépôts glaciaires dans l'Ordovicien terminal des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). *C.R. Ac. Sci., Paris*, 266, D, 76-78.
- ARBET F. et KOENIGUER J.C. 1979. Les Nema-tophytes et les algues de l'Ordovicien et du Dévonien saharien. *Bull. centre rech. Pau*, 3, 2, 409-418.
- ARBET F. et CABY R. 1966. Présence de dreikanter à la base du Cambrien de la Sebkhia El Melah; remarques sur la discordance du Paléozoïque et sur l'âge du soubassement dans la région des Monts d'Ougarta (Sahara algérien). - *C.R. somm. Soc. géol. France*, 2, p. 63.
- ARENE J. 1964. Etude de la région de l'Adrar Ahnet. - *Rapport BRGM inédit. ALG. 64. A5-5*.
- ARENE J. 1968. Stratigraphie et évolution structurale du Précambrien dans la région de l'Adrar Ahnet (Sahara central). - *C. R. Acad. sci. Paris*, 266, 868-870.
- ARENE J., BOUVET M., GUERANGE B., REBOUL C. et VIALON P. 1959-1960. Mission de prospection générale. Rapport de fin de mission. Feuilles à 1/200.000 Tin Begane, Laouni, In Ebeugui, In Atei, In Guezzam, Azrou-N-Fad, Tamasint. - *BRGM, Direction d'Alger, non publié*.
- ARGYRIADIS I. 1975. Mésogée permienne, chaîne hercynienne et cassure téthysienne. *Bull. soc. géol. Fr.*, 7, XVII, 56-67.
- ASHWALL L.D. et BURKE K. 1989. African lithospheric structure, volcanism, and topography. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 96, 8-14.
- ASIHENE K.A.B. et BARNING K. 1975. A contribution to the stratigraphy of the Birimian system of Ghana, West Africa. - *Geol. Survey Ghana, Report 75/5*.
- ASSES A. 1987. Analyse des diagraphies de forages, séquences sédimentaires et paléogéographie des séries argilo-gréseuses déposées au passage Silurien-Dévonien dans la synclise Est saharienne (bassin d'Illizi et partie algérienne du bassin de Ghadamès). *Thèse univ. Pau, 1 vol.* 331 p.
- ATTAR A. 1979. Etude géologique et structurale du Tassili du Tafassasse. *Rapport SONATRACH, Alger, ronéoté*, 1 vol., 3 pl., 21 p.
- ATTAR A. 1980. Cambro-ordovicien du Sahara central. *Inédit*, 1 vol., 41 fig., 78 p.
- ATTAR A., FABRE J., JANVIER Ph. et LEHMANN J.P. 1981. Les vertébrés de la formation de Tiguentourine (Permo-Carbonifère, bassin d'Illizi, Algérie). *Bull. Mus. natn. Hist. nat. Paris, 4e sér.*, 3, C., 4, 301-305.
- AUMASSIP G. 1986. Le Bas Sahara dans la préhistoire. *Etudes d'antiquités africaines. Aix en Provence. CNRS ed.* 1 vol., 182 fig., 44 tabl., 3 cartes ht., 612 p.
- AUMASSIP G. 1987. Evolution paléoclimatique du Bas Sahara (Algérie) à la lumière des données archéologiques. *JGCP 252, Canaries*, p. 7.
- AUVRAY B., BURG J.P., CARUBA Ch., DARS R. et LO K. 1992. L'Amsaga (Mauritanie), fragment archéen du craton ouest-africain: observations et hypothèses nouvelles. - *J. Afr. Earth Sci*, 14, 2, 183-190.

- AUVRAY B., PEUCAT J.J., POTREL A., BURG J.P., CARUBA Ch., DARS R. et LO K. 1992. Données géochronologiques nouvelles sur l'Archéen de l'Amsaga (Dorsale Reguibat, Mauritanie). - *C. R. Ac. Sci. Paris*, **315**, 63-70.
- AYADI A., DORBATH C., LESQUER A. et BENZZEGHOUD M. 2000. Crustal and upper mantle velocity of the Hoggar swell (Central Sahara, Algeria). *Physics of Earth Planet Interiors*, **111**, 111-123
- AZZOUNI-SEKKAL A. 1976. Les stocks plutoniques basiques de la jointure Yetti-Eglab, Sahara occidental algérien. - *Thèse 3e cycle, Alger*, 1 vol., 99 p., 6 pl.+ annexes.
- AZZOUNI-SEKKAL A. et SABATE P. 1976. Existence de stocks gabbroïques déficitaires en silice près de la jointure Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien). - *Bull. Soc. Hist. Nat. Af. Nord, Alger*, **67**, 3-4, 193-202.
- BA A.H. et DIETERLEN G. 1966. Les fresques de l'époque bovidienne du Tassili N'Ajjer et les traditions des Peuls. *Journ. soc. africanistes*, 36.
- BACHTADSE V. et BRIDEN J.C. 1990. Palaeo-magnetic constraints on the position of Gondwana during Ordovician to Devonian times. in: *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography, McKerrow & Scotese (eds), Geol. soc. London, Memoir*, **12**, 43-48.
- BAER P. et RIEGEL W. 1974. Les microflores des séries paléozoïques du Ghana (Afrique occidentale) et leurs relations paléofloristiques. *Sci. Geol. Bull.* **27**, 1-2, Strasbourg, 39-58.
- BAER P. et RIEGEL W. 1980. Latest Ordovician to Earliest Silurian microfloras from the Lower Sekondi series of Ghana (west Africa) and their relations to those from the Itaim formation of the Maranhao basin in NE Brazil. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **160**, 1/2, 42-60.
- BAKKER R.T. 1990. Le Ptérodactyle rose et autres dinosaures (*traduction de Dinosaur heresies, William Morrow publ. 1986*). *Armand Colin-Chabaud publ.* 1 vol., 468 p.
- BALL E. 1982. An example of very consistent brittle deformation over a wide intracontinental area : the late Pan-African fracture system of the Tuareg and Nigerian shield. *Tectonophysics*, **61**, 363-379.
- BALL E., FABRE J., GUELAL S., MEGARD F. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1975. Sur la présence de cisaillements plats d'âge hercynien dans le Carbonifère de Bechar (Algérie). *C.R. Ac. Sci., Paris*, **280**, D, 2721-2724.
- BALLAIS J.L. et BEN OUEZDOU H. 1991. Forms and deposits of the Continental Quaternary of the Saharan margin of Eastern Maghreb (tentative synthesis) *J. Afr. Earth Sci.*, **12**, 1/2, 209-216.
- BANDET Y., GONORD H., CAILLEUX Y., DELOCHE Ch. et ZOUINE E.M. 1990. Age K-Ar triasique des vulcanites des Beni Abid (bassin dévono-dinantien de Sidi Bettache, Meseta marocaine nord-occidentale). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **310**, II, 1665-1671.
- BANKHI K. et GHOUL H. 1992. Lithostratigraphie et sédimentologie du Cambrien de Bou Kaïs (Bechar). - *Diplôme ing. Univ. Alger, (USTHB)*, 1 vol., 94 p.
- BARBEY P., BERTRAND J.P., ANGOUA S. et DAUTEL D. 1989. Petrology and U/Pb geochronology of the Telohat migmatites, Aleksod, Central Hoggar, Algeria. - *Contrib. Mineral.Petrol.*, **101**, 207-219.
- BARD E., HAMELIN B. et FAIRBANKS R.G. 1990a. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados : sea level during the past 130.000 years. *Nature*, **346**, 6283, 456-458.
- BARD E., HAMELIN B., FAIRBANKS R.G. et ZINDLER A. 1990b. Calibration of the 14C timescale over the past 30.000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, **345**, 405-410.
- BARRERE J. (1965) 1967. Le groupe Précambrien de l'Amsaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie). Etude d'un métamorphisme profond et de ses relations avec la migmatisation. - *Thèse Clermont 1965, Mém. Bur. Rech. Geol. Min. Paris*, **42**, 1 vol., 278 p.
- BARTH H. 1860. Voyages et découvertes dans l'Afrique septentrionale et centrale pendant les années 1849 à 1855. *Traduit de l'allemand par P.I. Thier. Chez Bonné, libraire à Paris et Van Meenen, éd. Bruxelles*, 4 volumes.
- BARUSSEAU J.P., DESCHAMPS C., GIRESSÉ P., MONTEILLER J. et PAZDUR M. 1989. Nouvelles définitions des niveaux marins le long de la côte nord-mauritanienne (Sud du Banc d'Arguin) pendant les cinq derniers millénaires. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **309**, II, 1019-1024.
- BASSOT J.P. 1966. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. - *Mem. BRGM*, n°40.
- BASSOT J.P. et CAEN-VACHETTE M. 1984. Données géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'Est Sénégal : implications sur l'histoire géologique du Birrimien de cette région. - In : *Géologie africaine-African geology (Klerkx & Michot eds), M.R.A.C., Tervuren*, 191-209
- BASSOT J.P. et DOMMANGET A. 1986. Mise en évidence d'un accident majeur affectant le Protérozoïque inférieur des confins sénégal-mauritaniens. - *C.R. Ac. Sci., Paris*, **302**, II, 17, 1101-1106.
- BASSOT J.P., CANTAGREL J.M., JAMOND C. et de CARVALHO H. 1986. Nouvelles données géochronologiques sur les dolérites et gabbros de l'est Sénégal et de la Guinée Bissau. Réflexions sur l'âge de la mise en place et la répartition du magmatisme tholeïtique «continental» à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. *Garcia de Orta, sér. geol., Lisboa*, **9**, (1-2), 1-14.
- BASSOT J.P., MELOUX J. et TRAORE H., 1981. Notice explicative de la carte géologique à 1/1.500.000 de la République du Mali. *Minist. Ind. et Mines du Mali, DNGM, Bamako et BRGM, Paris*.
- BATHURST R.G.C. 1982. Genesis of *Stromatactis* cavities between submarine crusts in Palaeozoic carbonate mud build up. *Journ. Geol. Soc. London*, **139**, 165-181.
- BAUD L. 1933. Nouvelle échelle stratigraphique des grès horizontaux pour la région de Kayes (Soudan occidental). - *C.R. som. Soc. Géol. France*, **14**, 214-216.

- BAUDELLOT S. et GERY B. 1979. Découverte d'Acrirarches du Cambrien supérieur et du Tremadoc dans le massif ancien de Grande Kabylie (Algérie). - *C.R. Acad. Sci. Paris*, **288**, D, 1513-1516.
- BAUDELLOT S., BOUILLIN J.P. et COIFFAIT Ph. 1981. Découverte d'Ordovicien inférieur daté par Acrirarches dans l'Ouest de la Petite Kabylie (Algérie). Conséquences structurales. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **293**, 611-614.
- BAUDELLOT S., DIALLO K. et VILLENEUVE M. 1980. Présence d'un microplancton du Ludlowien supérieur dans des argilites d'âge discuté de Tamboya (Guinée). *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, **6**, 236-241.
- BAUDIN Th. 1996. Rapport de la mission de terrain dans les Eglab et le Yetti (30/01/1993-21/03/1993). - *Mém. Serv. Géol. Algérie*, **8**, 53-60.
- BAYER R. et LESQUER A. 1978. Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest-africain : géométrie d'une suture Pan-Africaine. *Bull. soc. géol. Fr.*, **20**, (6), 863-876.
- BEAUFILS G. 1970. Mission de prospection régionale Béoumi. Résultats obtenus. - *Rapp. SODEMI, Abidjan, dactyl.* 92 p.
- BECKER R.T. 1993. Analysis of Ammonoid Paleobiogeography in relation to the global Hangenberg (terminal Devonian) and lower Alum Shale (middle Tourmaisian events). *Ann. Soc. Géol. Liège, Belgique*, **115-2**, 459-473.
- BEKKOUCHE D. 1992. Le Silurien supérieur-Dévonien inférieur du bassin de Ghadamès (Sahara oriental algérien) : lithostratigraphie, sédimentologie et dia-genèse des réservoirs gréseux. *Thèse univ. Grenoble*, 1 vol., 22 pl., 306 p.
- BELKA Z., KLUG C., KAUFMANN B., KORN D., DORING S., FEIST R. et WENDT J. 1999. Devonian conodonts and ammonoid succession of the eastern Tafilalt (Ouidane Chebbi section), Anti-Atlas, Morocco. *Acta geologica Polonica*, vol. 49, (1999), **1**, 1-23.
- BELLINI E. et MASSA D. 1980. A stratigraphic contribution to the Paleozoic of the southern basins of Libya. - *In : The Geology of Libya*, Academic press, London, 3-54.
- BELLION J. 1991. Le bassin marginal de Mauritanie ou bassin sédimentaire côtier. *In : Géologie de la Mauritanie, Inst. Scient. Nouakchott et Université de Nice-Sophia Antipolis*, 79-93.
- BELLION Y. et GUIRAUD R. 1988. Déformations d'origine compressive d'âge intra-éocène à l'Ouest de l'Adrar des Iforas (Mali). *C.R. Ac. sci. Paris*, **307**, série II, 529-532.
- BELLION.Y., SAINT MARC P. et DAMOTTE R. 1989. Contribution à la connaissance des dépôts marins au passage Crétacé-Tertiaire dans la vallée du Tilemsi (Nord Mali). *Journ. Afr. Earth sci.*, **9**, 1, 187-194.
- BENAN C.A.A. et DEYNOUX M. 1996. Associations de faciès et stratigraphie séquentielle sur une plate-forme cratonique au Protérozoïque supérieur: Adrar mauritanien, bassin de Taoudeni, Afrique de l'Ouest. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **322**, IIa, 625-632.
- BENKHELIL J. 1986. Structure et évolution géodynamique du bassin intracontinental de la Bénoué (Niger). *Thèse D. Sc. Nice*, 1 vol., 231 p., 1 vol., annexes.
- BERGSTROM S.M. et MASSA D. 1991. Stratigraphic and biogeographic significance of Upper Ordovician conodonts from northwestern Libya. *in Geology of Libya* (Salem et al., eds), 1323-1342.
- BERNARD-GRIFFITHS J., PEUCAT J.J., FOURCADE S., KIENAST J.R. et OUZEGANE Kh. 1988. Origin and evolution of 2 Ga carbonatite complexe (Ihouhaouène, Hoggar, Algeria) : Nd and Sr isotopic evidence. - *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **98**, 277-292.
- BERRY W.B.N. et BOUCOT A.J. 1972. Silurian Graptolite depth zonation. *Cong. geol. intern. Montreal*, **7**, 59-65.
- BERRY W.B.N. et BOUCOT A.J. 1973. Correlation of the African Silurian rocks. *Geol.Soc.Amer. Special paper*, **147**, 1 vol., 2 pl. ht., 1 carte, 83 p.
- BERTRAND H. 1991. The Mesozoic tholeiitic province of northwest Africa : a volcanotectonic record of the early opening of Central Atlantic. *in: magmatism in extensional structural setting. The Phanerozoic African plate (Kampunzu and Lulaba eds)*, Springer verlag, Berlin, 147-188.
- BERTRAND H. et PRIOTON J.M. 1975. Les dolérites marocaines et l'ouverture de l'Atlantique : étude pétrologique et géochimique. *Thèses D. 3^e cycle, Univ. Claude Bernard, Lyon. Géol.* 425-426, 2 fasc. 321 p.
- BERTRAND J.M. 1974. Evolution polycyclique des gneiss du Précambrien de l'Aleksod (Hoggar central, sud algérien). Aspects structuraux, pétrologiques, géochimiques et géochronologiques. - *Mém. CRZA, série géologie*, **19**, 350 p. (CNRS ed.).
- BERTRAND J.M. et CABY R. 1977. Carte géologique et géologique du Hoggar. - *SONAREM Alger*, 1/1.000.000, 2 feuilles.
- BERTRAND J.M. et CABY R. 1978. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt : a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara).- *Geol. Rundsch.*, **67**, (2), 357-388.
- BERTRAND J.M. et LASSERRE M. 1976. Pan-African and Pre-Pan-African history of the Hoggar (Algerian Sahara) in the light of the new geochronological data from the Aleksod area. - *Precambrian Research*, **3**, 343-362.
- BERTRAND J.M., BOISSONNAS J., CABY R., GRAVELLE M. et LELUBRE M. 1966. Existence d'une discordance dans l'Antécambrien du «Fossé Pharusien» de l'Ahaggar occidental (Sahara central). - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **262**, D, 2197-2200.
- BERTRAND J.M., CABY R., LANCELOT J.R., MOUSSINE-POUCHKINE A. et SAADALLAH A. 1978. The late Pan-African intracontinental linear fold belt of the eastern Hoggar (Central Sahara, Algeria) : geology, structural development, U-Pb geochronology, tectonic implication for the Hoggar shield. - *Precamb. Res.* **7**, 349-376.
- BERTRAND J.M., MICHARD A., BOULLIER A.M. et DAUTEL D. 1986. Structural and U/Pb geochronology of central Hoggar (Algeria) : a reappraisal of its Pan-African evolution. - *Tectonics*, **5**, 7, 955-972.
- BERTRAND P., OUZEGANE Kh et KIENAST J.R. 1992. P-T-X relationships in the Precambrian Al-Mg-rich granulites from the In Ouzzal, Hoggar, Algeria. - *Journ. of Metamorphic Geology*, **10**, 17-31.

- BERTRAND-SARFATI J. 1968. Découverte de micro-organismes dans les stromatolites de la Série Pourprée. - *Bull. soc. géol. France*, (7), X, 569-576.
- BERTRAND-SARFATI J. 1972a. Les stromatolites colonnaires du Précambrien supérieur du Sahara nord occidental; inventaire, morphologie et microstructures des laminations; corrélations stratigraphiques. - *Mem. CRZA (CNRS)* 14, 1 vol., 30 pl., 280 p.
- BERTRAND-SARFATI J. 1972b. Stromatolites colonnaires de certaines formations carbonatées du Précambrien supérieur du bassin congolais (Bushimay, Lindien, Ouest congolien). - *Ann. Mus. Roy. Afr. Centr., Tervuren, série in-8°, Sc. géol.* 74, 10 pl., 45 p.
- BERTRAND-SARFATI J. et FABRE J. 1972. Les stromatolites des formations lacustres post-moscoviennes au Sahara occidental (Algérie). 24e cong. géol.intern. Montréal, sect. 7, 458-470.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1978. Le groupe d'Achaïkar à l'Ouest du Timétrine (Mali) : un témoin de l'aire sédimentaire cratonique saharienne au Précambrien supérieur. - *C.R. Som. Soc. géol. Fr.*, 2, 62-66.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1978. Mise en évidence d'une discordance du groupe de Bandiagara sur les formations sédimentaires du Précambrien supérieur (Gourma, Mali). - *C.R. Som. soc. géol. Fr.* 2, 59-61.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1983. Pedogenetic and diagenetic fabrics in the Upper Proterozoic Sarnyé formation (Gourma, Mali). - *Precambrian Research, Elsevier*, 20, 225-242.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1983. Platform-to-basin facies evolution : the carbonates of Late Proterozoic (Vendian) Gourma (West Africa). - *J. sed. petr.*, 53, 1, 275-293.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1992. Life and death of an intrashelf basin created by Stromatolites buildups. Upper Proterozoic, Saharan Algeria. - *Platform margins, Intern. symposium, Chichiliane, 1992*, 15-16.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1993. Structures sédimentaires (seismites), dans des carbonates néoproterozoïques du craton ouest africain (Algérie). - *4e Cong. fr. sédimentologie, Résumés 1993, publ. ASF n°19*, 45-46.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1998. Mauritanian microbial buildups : Meso-Neoproterozoic stromatolites and their environment. - *Field trip Guide-book, Publication ASF, Paris*, 31, 107 p.
- BERTRAND-SARFATI J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. et AIT KACI AHMED A. 1996. Subdivisions stratigraphiques nouvelles dans la couverture Néoproterozoïque au nord-est du bassin de Taoudenni (Sahara, Algérie). - *Mém. Serv. Géol. Alger*.
- BERTRAND-SARFATI J. et VICAT J.P. 1987. Les Stromatolites colonnaires du schisto-calcaire du Protérozoïque supérieur du Congo et leur place dans la sédimentation. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, III, 2, 289-298.
- BERTRAND-SARFATI J., FLICOTEAUX R., MOUSSINE-POUCHKINE A. et AIT KACI AHMED A. 1997. Lower Cambrian apatitic stromatolites and phospharenites related to the glacio-eustatic cratonic rebound (Sahara, Algeria). - *Journ. Sedim. Research*, 67, 5, 957-974.
- BERTRAND-SARFATI J., MOUSSINE-POUCHKINE A. et CABY R. 1987. Les corrélations du Protérozoïque au Cambrien en Afrique de l'Ouest. Nouvelle interprétation géodynamique. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 8, III, 5, 855-865.
- BERTRAND-SARFATI J., MOUSSINE-POUCHKINE A., AFFATON P., TROMPETTE R. et BELLION Y. 1991. Cover sequences of the West African craton. - *In: West African orogens and circum-Atlantic correlatives (Dallmeyer & Lecorché eds), Springer*, 65-84.
- BERTRAND-SARFATI J., MOUSSINE-POUCHKINE A. et AÏT KACI AHMED A. 1996. Subdivisions stratigraphiques nouvelles dans la couverture Néoproterozoïque au nord-est du bassin de Taoudenni (Sahara, Algérie). - *Mém. Serv. Géol., Alger*.
- BERTRAND-SARFATI J., MOUSSINE-POUCHKINE A., AMARD B. et AIT KACI AHMED A. 1994. Une faune d'Ediacara découverte pour la première fois dans le groupe de Cheikria (Grès supérieurs), Néo-Protérozoïque saharien (Algérie). - *Bull. serv. géol. Algérie*, 5, 2, 115-128.
- BERTRAND-SARFATI J., MOUSSINE-POUCHKINE A., AMARD B. et AÏT KACI AHMED A. 1995. First Ediacaran fauna found in Western Africa and evidence for an Early Cambrian glaciation. - *Geology*, 23, 133-136.
- BERTRAND-SARFATI J., MOUSSINE-POUCHKINE A., FLICOTEAUX R. et AIT KACI A. 1993. Ministromatolites phosphatés liés à la transgression glacio-eustatique d'âge Cambrien inférieur (Sahara, Algérie). - *4e Cong. fr. Sédimentologie, Résumés, Publ. ASF n°19*, 43-44.
- BESSELES B. 1977. Géologie de l'Afrique. Le craton Ouest Africain. - *Mém. BRGM, Paris*, 88, 1 vol., 402 p.
- BEUF S., BENNACEF A., BIJU-DUVAL B., de CHARPAL O., GARIEL O. et ROGNON P. 1968. Les grands ensembles sédimentaires du Paléozoïque inférieur du Sahara. *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 8, 260-263.
- BEUF S., BIJU DUVAL B., STEVAUX J. et KULBICKI G. 1966. Ampleur des glaciations "siluriennes" au Sahara : leurs influences et leurs conséquences sur la sédimentation. *Rev. Inst. Fr. Pétr.*, XXI, 3, 363-381.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., DE CHARPAL O., ROGNON P., GARIEL O. et BENNACEF A. 1971. Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuités. Evolution structurale d'un craton. *Publ. Inst. Fr. Pétr., collection Sci. et techniques., n°18, Technip ed. Paris*. 1 vol., 480 p.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., MAUVIER A. et LEGRAND Ph. 1968. Nouvelles observations sur le Cambro-Ordovicien du Bled El Mass (Sahara Central). *Serv. Geol. Algérie, Bull.*, 38, 39-52.
- BEYDOUN Z.R. 1993. Evolution of the Northeastern arabian plate margin and shelf : hydrocarbon habitat and conceptual future potential. *Rev. Inst. Fr. Petrole.* 48, 4, 311-345.

- BIGOTTE G. et OBELIANNE J.M. 1968. Découverte de minéralisations uranifères au Niger. *Mineral. deposita*, **3**, 317-333.
- BIJU-DUVAL B. et GARIEL O. 1969. Nouvelles observations sur les phénomènes glaciaires éocambriens de la bordure nord de la synclise de Taoudenni, entre le Hank et le Tanezrouft (Sahara occidental). - *Pal., Pal., Pal., Elsevier*, **6**, 283-315.
- BIJU-DUVAL B., DE CHARPAL O., BEUF S. et BENNACEF A. 1968. Lithostratigraphie du Dévonien inférieur dans l'Ahnet et le Mouydir (Sahara central). *Publ. serv. géol. Algérie, n. s., Bull.*, **38**, 81-104.
- BIRKENMAJER K., SOLIANI E. et KAWASHITA K. 1989. Geochronology of Tertiary glaciations on King George Island, West Antarctica. *Bull. Polish Acad. Sci. Earth sci.* **37**, 1-2, 27-48.
- BITAM L., CHAUVEL J.J., GOURVENNEC R., GUERRAK S., LARDEUX H. et ROBARDET M. 1993. Etude géologique des formations dévoniennes dans le sous-bassin de Djebilet, flanc Sud du bassin de Tindouf (Nord-Ouest du Sahara algérien). *Rapport mission ONIG, Alger*. 32 p. dactyl.
- BITAM L., GOURVENNEC R. et ROBARDET M. 1996. Les formations paléozoïques anté-carbonifères du sous-bassin de Djebilet (flanc Sud du bassin de Tindouf, Nord-Ouest du Sahara algérien). in : *Géodynamique du craton ouest africain central et oriental, Mém. serv. géol. Algérie*, **8**, 91-111.
- BIZARD C., BONNET A., FREULON J.M., GERARD G., DE LAPPARENT A.F., VINCENT P. et WACRENIER P. 1955. La série géologique entre le Djado et le Tibesti (Sahara oriental). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **241**, 1320-1323.
- BLACK R. 1966. Sur l'existence d'une orogénie riphéenne en Afrique occidentale. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **262**, 1046-1049.
- BLACK R. 1967. Sur l'ordonnance des séries métamorphiques en Afrique occidentale. - *Chron. Mines*, **364**, 225-238.
- BLACK R. 1978. Propos sur le Pan-Africain. - *Bull. soc. Géol. Fr., Paris*, **7**, 6, 843-850.
- BLACK R. 1984. The Pan-African event in the Geological Framework of African. - *Pangea*, **2**, 6-16.
- BLACK R. 1992. Mission géologique au Tchad, du 14 Janvier au 8 Février 1992. - *Rapport DRGM, N'Djamena*, 13 p., 8 cartes, 8 planches photos coul.
- BLACK R. et GIROD M. 1970. Late Proterozoic to Recent igneous activity in West Africa and its relationship to basement structures. in : *African mag-matism and tectonics, Clifford and Gass eds, Oliver and Boyd publ. Edimburg*, 185-210.
- BLACK R. et LIEGEOIS J.P. 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks, and continental lithospheric mantle. The Pan-African testimony. *Journ. geol. soc. London*, **150**, 1993, 89-98.
- BLACK R. et VOGT J. 1963. Remarques sur la géomorphologie de l'Aïr. *Bull. B.R.G.M. Paris*, **1**, 1-29.
- BLACK R., CABY R., MOUSSINE-POUCHKINE A., BAYER R., BERTRAND J.M., BOULLIER A.M., FABRE J. et LESQUER A. 1979. Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. - *Nature*, **278**, 5701, 223-227; *Comment: Thomas, Gibbs & al.*, **284**, 5752, 192 and reply.
- BLACK R., JAUJOU M. et PELLATON C. 1967. Notice explicative sur la carte géologique de l'Aïr à l'échelle 1/500.000 - *Rep. Niger, Dir. Mines et géol., Niamey, et B.R.G.M. Paris*.
- BLACK R., LATOUCHE L., LIEGEOIS J.P., CABY R. et BERTRAND J.M. 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). - *Geology*, **22**, 641-644
- BLAIN M. 1963. Découverte de la zone à *Dictyonema flabelliforme* Eichwald dans l'Ordovicien inférieur du Sahara algérien. *Bull. soc. Géol. Fr.*, (7), **5**, 1105-112.
- BLANC A., CABY R., CARUBA Ch., CARUBA R. et OHENSTETTER D. 1991. Les complexes annulaires : l'exemple mauritanien de Bou Naga. Pétrologie, géochimie et géodynamique. - In : *Géologie de la Mauritanie, Caruba et Dars eds, Inst. Sup. scientifique de Nouakchott et Université de Nice-Sophia Antipolis*, 41-54.
- BLANCHOT L. (1953) 1955. Le Précambrien de Mauritanie occidentale (esquisse géologique). - *Thèse univ. Nancy 1953, Bull. Dir. Féd. Mines et Géol. Afr. Occid.*, **17**, Dakar, 308 p.
- BOHER M., ABOUCHAMI W., MICHARD A., ALBAREDE F. et ARNDT N. 1992. Crustal growths in west Africa at 2.1 GA. - *Journ. Geophysical Research*, **97**, 345-369.
- BONHOMME M. 1962. Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme africaine. - *Ann. Fac. Sci. Clermont-Ferrand*, **5**, n°36, 62 p.
- BONHOMME M., FABRE J. et KADDOUR M. 1996. Datations K-Ar d'événements varisques dans le Cambrien de l'Ougarta (Sahara occidental algérien). *Mém. serv. Géol. Algérie*, **8**, 117-125.
- BONHOMME M., FABRE J., LESQUER A. et LOUBAT H. 1986. Les metabasites birrimiennes de Tagnout Chaggueret (NE Mali). - In : *Les formations birimiennes en l'Afrique de l'Ouest. CIFEG, Paris, public. occasion. 1986/10*, 65-70.
- BONHOMME M.G., FABRE J., MONOD Th., LECORCHE J.P., LAMARCHE B., DOS SANTOS R.P., APRAHAMIAN J. et DEMENJEON J.C. 1996. Lentilles d'argile kaolinique dans le Paléozoïque inférieur de Tabelbala (Sahara occidental algérien) et de Chinguetti (Adrar de Mauritanie). *Mém. service géologique de l'Algérie*, **8**, 6 fig., 237-247.
- BONIN B. 1982. Les granites des complexes annulaires. *Manuels et méthodes, n°4, BRGM*, 183 p.
- BONIN B. 1995. Pétrologie endogène. *Dunod, Paris*, 336 p.
- BONNET A. 1961. La «pebble culture» in situ de l'Idjerane et les terrasses de piedmont du Sahara central. *Bull. soc. Préhist. Fr.*, LVIII, 51-61.
- BONNET A., FABRE J. et FEYS R. 1960. Le Carbonifère post-tassilien du bassin de Reggan (Sahara occidental). *Bull. soc. géol. Fr., Paris, 7 sér.*, **2**, 534-539.
- BONNICI J.P. 1960-1961. Rapport de fin de mission. Mission de prospection systématique et de Géologie. Description sommaire des cartes au 1/50.000 du permis de Laouini. - *BRGM, Direction d'Alger*, non publié.
- BORDET P. 1952. Les appareils volcaniques récents de l'Ahaggar. *19ème Cong. Int. Geol. (Alger) Monogr. Région, Ser. 1*, **11**, 63 p.

- BORDET P. 1954. La Série de Sérrouenout (Ahaggar oriental) est d'âge Continental Intercalaire (Crétacé moyen). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **238**, 500-502.
- BORDET P. 1955. La série de Serouenout (Continental Intercalaire) et son substratum Précambrien en Ahaggar oriental. *Bull. serv. Carte géol. Algérie*, Nlle série, **5**, 7-10.
- BOROCCO J. et NYSSSEN R. 1959. Nouvelles observations sur les "grès inférieurs" cambro-ordoviciens du Tassili interne (Nord-Hoggar). *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, **7**, **1**, **2**, 197-206.
- BOSSIERE G. 1971. Les roches éruptives du camp d'Haoud Berkaoui et l'importance du volcanisme permo-triasique dans l'espace nord-saharien. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, Alger*, **62**, 1-2, 47-54.
- BOSSIERE G. et MEGARTSI M. 1982. Pétrologie des nodules de pyroxénolites associés à la rushayite d'In Téria (NE d'Illizi, ex fort-Polignac), Algérie. *Bull. Minéral.*, **105**, 89-98.
- BOSSIERE G., BONKOUNGOU I., PEUCAT J.J. et PUPIN J.P. 1996. Origin and age of Palaeo-Proterozoic conglomerates and sandstones of the Tarkwaian group in Burkina Faso, West Africa. - *Prec. Research*, **80** (1986), 153-172.
- BOSWORTH W., GUIRAUD R. et KESSLER L.G. 1999. Late Cretaceous (ca. 84 Ma) compressive deformation of the stable platform of northeast Africa (Egypt) : far-field stress effects of the "Santonian event" and origin of the Syrian arc deformation belt. *Geology*, **27**, **7**, 633-636.
- BOUALEM M. 1985. Contribution à l'étude hydrogéologique du Tanezrouft oriental. *Mém. ing. hydrogéol. Alger*, 1983-1984, 1 vol. 68 p.
- BOUCOT A.J. 1990. Silurian Biogeography. in: *Palaeozoic palaeogeography and biogeography. Mc Kerrow & Scotese (eds)*, *Geol. soc. London, Mem.* **12**, 191-196.
- BOUCOT A.J. et GRAY J. 1982. Geologic correlates of early land plant evolution. *3d North American Paleont. Convention, Proceed.* **1**, Aug. 1982, 61-65.
- BOUCOT A.J., MASSA D. et PERRY D.G. 1983. Stratigraphy, biogeography and taxonomy of some Lower and Middle Devonian brachiopods bearing beds of Libya and Northern Niger. *Palaeontographica. Abt. A, Bd. 180, Lfg 4-6*, Stuttgart, 91-125.
- BOUDJEMA A. 1987. Evolution structurale du bassin pétrolier «triasique» du Sahara nord occidental (Algérie). *Thèse univ. Orsay, 24 Mars 1987*, 1 vol., 290 p.
- BOUDOURESQUE L., DUBOIS D., LANG J. et TRICHET J. 1982. Contribution à la stratigraphie et à la paléogéographie de la bordure occidentale du bassin des Iullemeden au Crétacé supérieur et au Cénozoïque (Niger et Mali, Afrique de l'Ouest). *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, **XXIV**, **4**, 685-695.
- BOUGHRARA M. 1999. Analyse pétrologique et géochronologique de la région de Tin Begane (Hoggar, Algérie) : un exemple de la datation d'une série métamorphique en contexte polycyclique. - *Thèse de doctorat, MNHN, Paris*.
- BOUILLIN J.P., POUPEAU G. et SABIL N. 1994. Etude thermo-chronologique de la dénudation du pluton du Monte Capanne (île d'Elbe, Italie) par les traces de fission. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **165**, **1**, 19-25.
- BOUIMA T. 1986. Le gîte de Rahmani (Monts d'Ougarta, Algérie) : sédimentologie du Cambrien inférieur et étude des minéralisations stratiformes cuprifères associées. Mise en évidence d'un processus de remobilisation de type Roll. - *Thèse Dr. ing. Paris XI*, 1 vol., 211 p.
- BOULLIER A.M. 1991. The Pan-African Trans-Saharan belt in the Hoggar shield (Algeria, Mali, Niger) : a review. - In: *The West African orogens and circum-Atlantic correlatives* (Dallmeyer R.D. et Lécorché J.P. eds.). Berlin, Springer-Verlag, 85-105.
- BOULLIER A.M., LIEGEOIS J.P., BLACK R., FABRE J., SAUVAGE M. et BERTRAND J.M. 1986. Late Pan-African tectonics marking the transition from subduction-related calc-alkaline magmatism to within-plate alkaline granitoids (Adrar des Iforas, Mali). - *Tectonophysics*, **132**, 233-246.
- BOULLIER A.M., ROCCI G. et COSSON Y. 1991. La chaîne pan-africaine d'Aouzegueur en Afr (Niger) : un trait majeur du bouclier Touareg. - *C.R. Acad. Sci., Paris*, **313**, 63-68.
- BOULTON G. et DEYNOUX M. 1981. Sedimentation in glacial environments and the identification of tills and tillites in ancient sedimentary sequences. - *Prec. Research*, **15**, 397-422.
- BOUMENDJEL Kh. 1985. Nouvelles espèces de Chitinozoaires dans le Silurien et le Dévonien du bassin d'Illizi (SE du Sahara algérien). *Rev. Micropal., Paris*, **28**, **3**, 155-166.
- BOUMENDJEL Kh. 1987. Les Chitinozoaires du Silurien supérieur et Dévonien du Sahara algérien. Cadre géologique, systématique, biostratigraphie. *Thèse D. Sc. Univ. Rennes*, 1 vol., 181 p., 26 pl.
- BOUMENDJEL Kh., BRICE D., COPPER P., GOURVENNEC R., JAHNKE H., LARDEUX H., LE MENN H., MELOU J., MORZADEK M., PARIS F., PLUSQUELLEC Y. et RACHEBOEUF P. 1997. Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidentale, Algérie). *Soc. Géol. Nord, (2^e série)*, **5**, 89-116.
- BOUREAU E., CLARACQ P. et NOUGAREDE F. 1957. Sur la paléobotanique et la stratigraphie du bassin de Fort Polignac (Sahara). *C. R. Ac. Sci. Paris*, **245**, 544-545.
- BOURGEOIS M. 1958. Etude du Continental Intercalaire et du Crétacé supérieur-Eocène du Sud Tanezrouft (Sahara Central). Implantation d'un sondage à Bidon V. *Rapport Dir. Hydraulique, Birmandreis, 2 Août 1958*, 4 pl. h. t., 17 p.
- BOURGEOIS M. 1960. Observations hydrogéologiques dans le Tanezrouft. *Note soumise aux Travaux Inst. Recherches Sahariennes, Alger*. 16 p. dactyl. Inédit.
- BOURGEOIS M., FABRE J. et GREBER Ch. 1953. Le Carbonifère supérieur du bord nord du bassin de Tindouf (Sahara occidentale). Mission géologique de reconnaissance. *Rapport B.R.G.G. Paris, n°A 629*, 1 vol. 67 p., 20 pl., 1 carte h.t.
- BOURMATTE A. 1977. Mission géophysique 1975. Carte gravimétrique du Tanezrouft. Anomalies de Bouguer (d=2.67). Ech. 1/1.000.000. - *Ed. ONRS-SONATRACH-ORSTOM-CGG (CNRS Montpellier)*.
- BOURQUE P.A., MADI A. et MAMET B. 1995. Waulsortian-type bioherm development and response to sea-level fluctuations : upper Viséan of Bechar basin, western Algeria. *Journ. sed. research*, vol. **B65**, **1**, 80-95.

- BOZHKO N.A. 1969. Stratigraphy and tectonics on the Voltaian basin. - *5e Coll. Geol. Afr. Ann. Fac. Sci. Clermont, Géol.* **19**, 41, 3-4.
- BOZHKO N.A. 1979. Some aspects of the tectonic correlation of the Precambrian of Western Africa and North Brazil. - *IGCP 108-144 Report*, 3, p. 62.
- BRACACCIA V., CARCANO C. et DRERA K. 1991. Sedimentology of the Silurian-Devonian series in the Southeastern part of the Ghadamis basin. in: *Geology of Libya, Elsevier*, vol. V, 1727-1744.
- BRAIMAH T. 1978. Geological map of Ghana 1/2.000.000.- *Budapest*.
- BRIEDJ M. 1993. Etude géologique de la région de Tahifet (Hoggar central, Algérie). Implications géodynamiques. - *Thèse, Univ. Nancy I*.
- BROIN F. (de) 1983. Chéloniens. In : *Sahara ou Sahel ? (Petit-Maire et Riser eds), CNRS, Marseille*, 233-237.
- BROIN F. (de), GRENOT C. et VERNET R. 1971. Sur la découverte d'un nouveau gisement de vertébrés dans le Continental Intercalaire saharien : la Gara Samani (Algérie). *C.R. Ac. sci. Paris*, **272**, 1219-1221.
- BRONNER G. 1992. Structure et évolution d'un craton archéen. La Dorsale Reguibat occidentale (Mauritanie). Tectonique et métallogénie des formations ferrifères. - *Doc. B.R.G.M. 201, Orléans, 1992*, 1 vol., 448 p., 8 cartes ht.
- BRONNER G. et FABRE J. 1978. Carte géologique du Nord-Ouest de l'Afrique au 1/5.000.000. *SNED ed. Alger*.
- BRONNER G. et SOUGY J. 1969. Extension de la glaciation fini-orдовicienienne à la région d'Aoucert (Sahara espagnol méridional). *Ann. Fac. Sci. Clermont Ferrand*, **41**, *Géol. et Minér.*, **19**, 79-80.
- BRONNER G., CHAUVEL J.J. et TRIBOULET C. 1992. Les formations ferrifères du Précambrien de Mauritanie : origine et évolution des quartzites ferrugineux. - *Chron. Rech. Min., Paris*, **508**, 3-28.
- BRONNER G., ROUSSEL J., TROMPETTE R. et CLAUER N. 1980. Genesis and geodynamic evolution of the Taoudeni cratonic basin (Upper Precambrian and Paleozoic, Western Africa). - In: *Dynamic of Plate Interiors. Geodynamic ser.*, 1, Amer. Geophys. Un., 81-90.
- BRONNER G., TRIBOULET C. et CHAUVEL J.J. 1984. The Archean and Early Proterozoic iron formations of the Reguibat shield (West African craton) : an important link between North and South Africa. - *Trav. Lab. sc. Terre, St Jérôme*, **X**, 60, 27 (abstract) et B, 24, 55 (abstract).
- BROUTIN J., DOUBINGER J., EL HAMET M.O. et LANG J. 1990. Palynologie comparée du Permien nigérien (Afrique occidentale) et péri-téthysien. Implications stratigraphiques et phytogéographiques. *Rev. Paleobotany and Palynology*, **66**, 243-261.
- B.R.P. (Bureau de Recherches de Pétrole). 1956. Mission au Sahara Central, Erg Cherch, Tanezrouft. Carte géologique au 1/500.000. *Bureau des Etudes Géologiques, Inst. Fr. Pétrole, Paris*.
- B.R.P. (Compagnie pétrolières). 1964. Essai de nomenclature lithostratigraphique du Cambro-Ordovicien saharien. Colloque tenu par les compagnies pétrolières. - *Mém. hors série Soc. Géol. Fr.*, **2**, 56 p.
- B.R.P., CEP, CFPA, CREPS, IFP, SEREPT, SN et REPAL. 1959. Contribution à l'étude du Cambrien et de l'Ordovicien du Sahara. *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 194-195.
- BRUNET M. 2000. L'histoire de notre histoire. L'Homme premier. *Soc. Géol. Fr., Lettre semestrielle*, 7-9.
- BÛCHER A. et LUCAS C. 1984. Sédimentation éolienne intercontinentale, poussières sahariennes et géologie. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, **8-1**, Pau, 151-165.
- BUFFIERE J.M., FAHY J.C. et PETEY J. 1965. Notice explicative de la carte géologique au 1/500.000e de la région des Eglab et de la bordure Nord du Yetti. - *SERMI, Paris*, 38 p.
- BUFFIERE J.M., FAHY J.C. et PETEY J. 1967. Les formations volcaniques du massif des Eglab (Sahara occidental). - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **264**, 197-199.
- BUFFIERE J.M., FAHY J.C. et RANCHIN G. 1966. Présence d'horizons cuprifères dans la série sédimentaire infratilitique du Hank algérien. - *Chron. Rech. Min. Paris*, **353**, 167-173.
- BUFFIERE J.M., FAHY J.M. et PETEY J. 1966. Sur l'ensemble Précambrien Yetti-Eglab et sur sa couverture infratilitique en territoire algérien. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **262**, 1513-1516.
- BULTINCK P. et WALLISER O.H. 2000. Devonian boundaries in the Moroccan Anti-Atlas. *Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, Frankfurt a M.*, **225**, 211-226.
- BURBANK D.W. 1992. Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin. *Nature*, **357**, 680-682.
- BURKE K. et KRAUS J. 1998. Are thick, quartz rich, Cambro-Ordovician, sandstone sequences in northern Africa and Arabia products of the collapse and erosion of huge, Pan-African, Tibetan-style plateaus ? *Journ. Afr. Earth sci.*, **27**, 1A, July 1998, p. 42.
- BUROLLET P.F. 1965. Sédimentologie du Dévonien inférieur en Libye. in: *colloque sur le Dévonien inférieur et ses limites, Rennes 1965, Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, **33**, 205-214.
- BUSSON G. 1964. Fort Flatters (Temassinine). Carte géologique de l'Algérie au 1/500.000°. *Service géologique, Alger*.
- BUSSON G. 1966. Sur les déformations tectoniques affectant la hamada crétacée du Tinrherth dans la région d'El Biod (Sahara algérien, feuille Inifel). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **262**, 36-39.
- BUSSON G. 1971. Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien. *Thèse D. sc. Paris, et Mém. Mus.nat.hist.nat. (1972)*, C, XXVI, 1 vol., 441 p.
- BUSSON G. et CORNEE A. 1991. The Sahara from the Middle Jurassic to the Middle Cretaceous. Data on environments and climates based on outcrops in the algerian Sahara. *Journ. Afr. earth sci., Pergamon press*, **12**, 1/2, 85-106.

- BUSSON G. et CORNEE A. 1996. L'évènement océanique anoxique du Cénomanién supérieur-terminal. Une revue et une interprétation mettant en jeu une stratification des eaux marines par le CO₂ mantellique. *Ann. soc. géol. Nord, Lille*, publ. 23, 1 vol., 143 p.
- BUSSON G. et GRAMBAST L. 1965. Sur la découverte de Charophytes oligocènes à la base du Continental Terminal de la région d'El Biod (Tinrhert, feuille au 1/500.000 Hassi Inifel, Sahara algérien). *C.R. Ac. sci. Paris*, **261**, 5554-5557.
- BUTTLER C. et MASSA D. 1996. Late Ordovician bryozoan from carbonate buildups, Tripolitania, Libya. in *Bryozoans in Space and Time* (Gordon, Smith, Grant Mackie eds). Wellington, 63-68.
- CABY R. 1965. Les formations précambriennes de l'extrémité orientale de l'axe cristallin Yetti-Eglab (Sahara algérien occidental). - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, VII, 341-352.
- CABY R. 1970. La chaîne pharusienne dans le NW de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie); sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. - *Serv. géol. Algérie, Mém. n°47, 1983*, 1 vol., 288 p.
- CABY R. 1971. Niveaux et imprégnations cuprifères du Précambrien supérieur et de la Série Pourprée au Tanezrouft oriental (Sahara algérien). *Serv. géol. Algérie, Bull. 1*, 129-137.
- CABY R. 1978. Paléogéodynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur : leur collision dans la chaîne panafricaine du Mali. - *Bull. soc. géol. Fr.*, **20**, 857-862.
- CABY R. 1989. Precambrian terranes of Benin-Nigeria and northeast Brazil and the Late Proterozoic south Atlantic fit. - *Geol. Soc. America, Special paper*, **230**, 145-158.
- CABY R. 1994. Precambrian coesite from northern Mali : first record and implications for plate tectonics in the trans-Saharan segment of the Pan-African belt. - *European J. of Mineral.*, **6**, 2, 235-244.
- CABY R. 1996. Rapport de la mission de terrain dans le Grand Sud-Ouest algérien (7-22 Novembre, 1992). - *Mém. Serv. Géol. Algérie*, **8**, 49-51.
- CABY R. 2002. Terrane assembly and geodynamic evolution of the central-western part of Hoggar. - *Soumis à Journ. Afr. Earth Sci.* 40 p, 11 fig. Janv. 2002.
- CABY R. et ANDREOPOULOS-RENAUD U. 1983. Le Proterozoïque moyen dans la chaîne Pan-africaine du Sahara. Géochronologie U-Pb du magmatisme alcalin associé. - *Journ. African Earth sci., Pergamon press*.
- CABY R. et ANDREOPOULOS-RENAUD U. 1987. Le Hoggar oriental, bloc cratonisé à 730 Ma dans la chaîne panafricaine du Nord du continent africain. - *Prec. Res.*, **36**, 335-344.
- CABY R., ANDREOPOULOS-RENAUD U. et GRAVELLE M. 1982. Cadre géologique et géochronologie U/Pb sur zircon des batholites précoces dans le segment pan-africain du Hoggar central (Algérie). - *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris, XXIV*, **4**, 677-684.
- CABY R., ANDREOPOULOS-RENAUD U. et PIN C. 1989. Late Proterozoic arc-continent and continent-continent collision in the Pan-African trans-saharan belt of Mali. - *Can. Journ. Earth Sci.*, **26**, 1136-1146.
- CABY R. et MONIE P. 2001. Multiples subductions, collisions and differential exhumation of the western terranes of the Neoproterozoic Trans-Saharan belt (western Hoggar, southwest Algeria) : new structural, petrological and geochronological evidence. - *Soumis à Journ. Afr. Earth sci.* 15 fig., 30 p.
- CABY R. et MOUSSU H. 1968. Une grande série détritique du Sahara. Stratigraphie, paléogéographie, évolution structurale de la Série Pourprée dans l'Aseg'rad et le Tanezrouft oriental (Sahara algérien). - *Bull. soc. géol. France, IX*, **6**, 876-882.
- CABY R., BERTRAND J.M.L. et BLACK R. 1981. Pan-African closure and continental collision in the Hoggar-Iforas segment, Central Sahara. - *In : Precambrian plate tectonics*, (A. Kröner ed.), Elsevier, 407-434.
- CABY R., DAVISON I. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1978. Les nappes précambriennes du Gourma oriental (Mali, Niger). - *6e réun. an. Sc. Terre, Orsay*, p. 83.
- CABY R., DELOR C. et AGOH O. 2000. Lithologie, structure et métamorphisme des formations birimiennes dans la région d'Odienné (Côte d'Ivoire) : rôle majeur du diapirisme des plutons et des décrochements en bordure du craton de Man. - *Journ. Afr. Earth Sci., Pergamon, Elsevier*, **30**, 2, 351-374.
- CAEN-VACHETTE M., TEMPIER P. et CAMIL J. 1984. Age Rb/Sr de 1670 Ma pour les mylonites de l'accident de Sassandra (Côte d'Ivoire). Conséquences pour la datation des mouvements fini-éburnéens dans le craton ouest-africain. - *Journ. Afr. Earth Sci.*, **2**, 4, 359-363.
- CAHEN L., SNELLING N.J., DELHAL J., VAIL J.R., BONHOMME M. et LEDENT D. 1984. The geochronology and evolution of Africa. *Clarendon Press, Oxford*, 1 vol., 512 p.
- CAILLE R. 1830. Voyage à Tombouctou et à Jenné. *Nouvelle édition, 1985, La Découverte, Paris, Préface de J. Berque*, 2 vol. 367 et 397 p.
- CALLOT Y. 1988. Evolution polyphasée d'un massif dunaire sub-tropical : le Grand Erg Occidental (Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), IV, **6**, 1073-1079.
- CALLOT Y. 1991. Histoire d'un massif de dunes : le Grand Erg Occidental (Algérie). *Sécheresse*, **2**, 26-39.
- CALLOT Y. 1992. Paléolacs holocènes du Nord du Grand Erg Occidental (NW du Sahara algérien). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, **160**, 19-26.
- CALLOT Y. et FONTUGNE M., 1992. Les étagements de nappes dans les paléolacs holocènes du Nord Est du Grand Erg Occidental (Algérie). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **315**, II, 471-477.
- CALLOT Y., ESADAFAL R. et SIMONIN A. 1991. Apport de la télédétection à l'étude des structures et édifices éoliens du Grand Erg Occidental (NW du Sahara algérien). *116e cong. nat. soc. sav. Chambéry, Déserts, PICG*, **252**, 11-21.
- CAMIL J. 1987. Schéma d'évolution des vieux noyaux d'Afrique de l'Ouest à partir du modèle de Man (Côte d'Ivoire). - *14e coll. Geol. Afr. Berlin, Abstract*, 25-28.
- CAMIL J., TEMPIER P. et CAEN-VACHETTE M. 1984. Schéma pétrographique, structural et géochronologique des formations archéennes de la région de Man (Côte d'Ivoire). Leur rôle dans la cratonisation de l'Ouest Africain. - *In : Geologie africaine-African geology*, (Klerkx & Michot eds.), M.R.A.C. Tervuren, 1-10.

- CAMPBELL I.H. et GRIFFITHS R.W. 1990. Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth Planet Sci. letters*, **99**, 79-93.
- CANALS-SABATE A., TOURAY J.C. et FABRE J. 1990. Fluid inclusions in thenardite from northern Mali : experimental stretching and microthermometric investigations. *Miner. magazine, June, 1990*, **54**, 305-309.
- CAPETTA H. 1972. Les poissons crétacés et tertiaires du bassin des Iullemeden (République du Niger). *Palaeo-vertebrata, Montpellier*, **5**, 179-251.
- CAPOT-REY R. 1953. Le Sahara français. *P.U.F. Paris*.
- CAPUTO M.V. et CROWELL J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. *Geol. Soc. America Bull.*, Boulder (Colorado), **96**, 1020-1036.
- CARSON M.A. 1986. Characteristics of high-energy "meandering" rivers : the Canterbury plains, New Zealand. *Geol. Soc. America bull.*, **97**, 886-895.
- CAUSSE Ch., CONRAD G., FONTES J.Ch., GASSE F., GIBERT E. et KASSIR A. 1988. Le dernier „Humide„, Pleistocène du Sahara nord-occidental daterait de 80-100.000 ans. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **306**, II, 1459-1464.
- CAVAROC V.V., PADGETT G., STEPHENS D.G., KANES W.H., BOUDDA A. et WOOLLEN I.D. 1976. Late Paleozoic of the Tindouf basin, North Africa. *Journ. sed. petr.*, **46**, **1**, 77-88.
- CHAIN A. 1970. Etude pétrographique du basalte d'Abadla. *Mém. de maîtrise, univ. Alger*, 1 vol., 83 p., texte et fig. coul.
- CHALONER W.G. et GREBER G.T. 1990. Do fossil plants give a climatic signal ? *Journ. geol. soc. London*, **147**, 343-350.
- CHANTON N. 1963. Etude de la micro-faune du Viséen et du Moscovien de différents bassins sahariens (Tindouf, Taoudenni, Colomb-Bechar, Reggane, Polignac, Fezzan Ouest). *Bull. Soc. géol. Fr. Paris*, (7), **5** (3), 383-392.
- CHANUT C. et NYSSSEN R. 1958. Sur une discordance de ravinement dans les Grès Inférieurs de la région d'Amguid et de Takoumbaret (Mouydir). - *C.R. somm. Soc. géol. France*, 102-105.
- CHARLOT R. 1978. Caractérisation des événements éburnéens et panafricains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb-Sr. - *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, **313**, 106 p.
- CHAUMEAU J., LEGRAND Ph. et RENAUD A. 1962. Contribution à l'étude du Couvinien dans le bassin de Fort Polignac (Sahara). *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, (7), **3** (5), 449-456.
- CHAUVEL J.J. et MASSA D. 1981. Paléozoïque de Libye occidentale. Constantes géologiques et pétrographiques; signification des niveaux ferrugineux oolitiques. *Cie Fr. Petr. Notes et Mém.*, **16**, Paris, 25-66.
- CHAUVET A., PIANTONE P., BARBANSON L., NEHLIG P. et PEDROLETTI I. 2001. Gold deposit formation during collapse tectonics : structural, mineralogical, geochronological and fluid inclusion Constraints in the Ouro Preto Gold Mines, Quadrilatero ferífero, Brazil. *Economic geology*, **96**, 25-48.
- CHAVAILLON J. 1964. Les formations quaternaires du Sahara nord occidental. *Mém. CRZA (CNRS), série géologie*, n°5.
- CHENNAUX G. 1967. Les Tintinnoïdiens et micro-organismes *incertae sedis* du Siluro-Dévonien saharien. *Publ. serv. géol. Algérie, Bull.* **35**, 93-100.
- CHIKHAOUI M. 1975. Les ignimbrites du Précambrien supérieur des Monts d'Ougarta (Saoura, Sahara algérien nord occidental). - *Bull. soc. hist. nat. Afr. Nord*, **66**, 3/4, 127-185.
- CHIKHAOUI M. 1981. Les roches volcaniques du Protérozoïque supérieur de la chaîne Pan-Africaine dans le Nord-Ouest de l'Afrique (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Iforas). Caractérisation géochimique et minéralogique. Implications géodynamiques. - *Thèse, univ. Montpellier*, 246 p.
- CHIKHAOUI M., DUPUY C. et DOSTAL J. 1978. Geochemistry of Late Proterozoic volcanic rocks from Tassendjanet Area (NW Hoggar, Algeria). - *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **66**, 2, 157-164.
- CHIKHAOUI M., DUPUY C. et DOSTAL J. 1980. Geochemistry and petrogenesis of late Proterozoic volcanic rocks from northwestern Africa. - *Contr. Miner. Petro.*, **73**, 375-388.
- CHIRON J.C. 1973. Etude géologique de la chaîne des Mauritanides entre le parallèle de Moudjeria et le fleuve Sénégal (Mauritanie). *Thèse D. Sc. Univ. Lyon*.
- CHOROWICZ J. et FABRE J. 1996. Mise en évidence par l'imagerie spatiale de réseaux de drainage dans le Tanezrouft (Sahara occidental). Implications sur les déformations intracratoniques récentes. - *Mém. Serv. Géol. Alger*, **8**, 273-293.
- CHOROWICZ J. et FABRE J. 1997. Organization of drainage networks from space imagery in the Tanezrouft plateau (Western Sahara) : implications for recent intracratonic deformations. *Geomorphology*, **21**, (1997) 139-151.
- CHOUBERT G. 1952. Histoire géologique du Domaine de l'Anti-Atlas. - *In : Géologie du Maroc. Notes Serv. Géol. Maroc*, 100 (1) et XIX Cong. Géol. Intern. Alger, Monog. Région., 3e sér., Maroc, 6, 77-194.
- CHOUBERT G. 1963. Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. - *Notes et Mém. serv. géol. Maroc*, **162**, 352 p.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. 1970. Livret-guide de l'excursion Anti-Atlas occidental et central. - *Colloque intern. CNRS-DMG sur les corrélations du Précambrien, Notes et Mém. serv. Géol. Maroc*, **229**, 250 p.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. 1976. Atlas Géologique du Monde - Geological World Atlas au 1/1.000.000. - *Unesco, C.G.M.W., Paris, Feuille n° 6, Afrique*.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. 1983. Anti Atlas. - *In Lexique stratigraphique International, Afrique de l'ouest - West Africa (Fabre ed.)*, Pergamon press, 80-95.
- CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. 1987. Carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5.000.000. Feuilles 1 et 2. *C.G.M.W. UNESCO, Paris*.
- CHOUKROUNE P., BOUHALLIER H. et ARNDT N.T. 1995. Soft lithosphere during periods of Archean crustal growth or crustal reworking. - *In : Early Precambrian processes (Coward M.P. & Ries A.C., eds)*, Geol. Soc. London, spec. publ. 95, 67-86.

- CHUDEAU R. 1907. Excursion géologique au Sahara et au Soudan. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, (4), 7, 310-346.
- CHUDEAU R. 1909. Missions au Sahara. Tome II, Sahara soudanais.- 1 vol. in 8°, Armand Colin éd. Paris, 326 p, 80 fig. 38 pl. 1 carte.
- CIZZAK, BEAUDET, et GONORD H. 1982. *Sémin. Sci.Terre, Alger, 1982*, p. 34.
- CLARACQ P. 1959. Des "shoestrings" du type chenal sous-marin dans le Namurien inférieur du bassin de Fort Polignac (Sahara central). *C.R. som. soc. géol. Fr.*, 9, p. 174.
- CLARACQ P. et NOUGAREDE. 1957. v. in Boureau E. et al. 1957 et Lapparent AF. et al. 1958.
- CLARET J. et TEMPERE C. 1965. Le Paléozoïque du bassin de Tamesna (Sud de l'Ahaggar). *Z. deutsch. geol. Ges.* 117, 460-468.
- CLAUER N. 1976. Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie du craton ouest-africain. - *Thèse D. Sc. univ. Strasbourg*, 227 p. et *Mém. Sci. Géol. Strasbourg*, 45, 1 vol., 256 p.
- CLAUER N. 1993. La datation isotopique à usage stratigraphique de minéraux sédimentaires : une mise au point. - *Colloque G. Millot, Ac. Sci. Paris*, 259-276.
- CLAUZEL J. 1960. L'exploitation des salines de Taoudenni. *Inst. Rech. Sahar. Alger, Monog. région.*, 3, 147 p.
- CLAVEL M. et LEBLANC M. 1971. Liaison entre tectonique et minéralisations cuprifères dans les dolomies infracambriennes de la région du Jbel N'Zouk (Anti-Atlas central, Maroc). - *Notes serv. géol. Maroc*, 31, 237, 229-252.
- CLERMONT J., YAHAYA M., LANG J. et OUMAROU J. 1991. Un bassin Paléozoïque et Mésozoïque dans une zone de décrochement : le Tim Mersoï dans la région d'Arlit à l'Ouest de l'Air (Niger). *C.R. Ac. Sci. Paris*, 312, II, 1189-1195.
- COCKS L.R.M. et FORTEY R.A. 1990. Biogeography of Ordovician and Silurian faunas. In : Palaeozoic palaeogeography and biogeography. (McKerrow & Scotese eds), Geol. Soc. London, 139, 465-478.
- COLHOUN E.A., MABIN M.G.C., ADAMSON D.A. et KIRK R.M. 1992. Antarctic ice volume and its contribution to sea-level fall at 20.000 yr BP. From raised beaches. *Nature*, 358, 6384, 316-319.
- COLLIGNON M., LEFRANC J.Ph. et TOUTIN N. 1970. Une série turonienne type dans le Nord du Sahara : les formations à l'Ouest de Fort Miribel (Algérie). *C.R. Ac. Sci. Paris*, 270, 3014-3016.
- COLLIN J.J., GAUTIER F., KIEKEN M. et TOUREL Y. 1960. Mission de reconnaissance dans le bassin d'In Guezzam. *Mission Fév.-Avril 1959. Rapport ronéoté*.
- COLLOMB G.R. 1962. Etude géologique du Djebel Fezzan et sa bordure paléozoïque. *Notes et Mém. Cie Fr. Petr., Paris*, 1, 35 p.
- COMBAZ A. 1967. Un microbios du Tremadocien dans un sondage d'Hassi Messaoud. *Actes soc. Lin. Bordeaux*, 104, B, 29, 1-26.
- COMMELIN D., RAIMBAULT M. et SALIEGE J.F. 1993. Nouvelles données sur la Chronologie du Néolithique au Sahara malien. *C.R. Ac. Sci.*, 317, II, 543-550.
- CONEY P.J., JONES D.L. et MONGER J.W.H. 1980. Cordilleran suspect terranes.- *Nature*, 288, 329-333.
- CONRAD G. 1969. L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech, Tanezrouft, Ahnet, Mouydir). *Mém. CRZA, CNRS ed., Paris, série géologie*, 10, 1 vol., 527 p.
- CONRAD G. 1970. Altérations et morphogenèse dans les régions émergées du nord de la plate-forme saharienne pendant le Secondaire et le Tertiaire. *C.R. som. S.G.F. Paris*, 5, 146-147.
- CONRAD J. 1966. Les goniatites des argiles viséennes du Mouydir. *Bull. soc. géol. Fr.*, VIII, 6, 905-907.
- CONRAD J. 1972. Distension Jurassique et tectonique éocrétacée sur le nord-ouest de la plate-forme africaine (bassin de Reggan, Sahara central). *C.R. Ac. Sci. Paris*, 274, 17, 2423-2426.
- CONRAD J. 1972. La régression namurienne sur le nord de la plate-forme africaine. *C.R. Ac. Sci. Paris*, 274, 14, 2003-2005.
- CONRAD J. 1973. Les grandes lignes stratigraphiques et sédimentologiques du Carbonifère de l'Ahnet et du Mouydir (Sahara central algérien). *Rev. Inst. Fr. Petr., Paris*, XXVIII, 1, 3-18.
- CONRAD J. et LEMOSQUET Y. 1984. Du craton vers sa marge : évolution sédimentaire et structurale du bassin Ahnet-Timimoun-Béchar (Sahara algérien) au cours du Carbonifère; données paléoclimatiques. *Trav. lab. sci. Terre, Marseille-St Jérôme*, 7, XXVI, 6, 987-994.
- CONRAD J., LEGRAND-BLAIN M., LEMOSQUET Y., LYS M., PAREYN C., SEMENOFF P. et WEYANT M. 1983. The Carboniferous system in the north-western part of the african platform. in: *Xe congrès intern. stratigraphie Carbonifère, Madrid*.
- CONRAD J., LEGRAND-BLAIN M., LEMOSQUET Y., LYS M., PAREYN C., SEMENOFF TIAN CHANSKY P. et WEYANT M. 1985. The Carboniferous system in the north-western part of the African platform. *Cong. intern. Géologie Carbonifère, Madrid 1982*.
- CONRAD J., PAREYN C. et WEYANT M. 1970. Mise en évidence du Tournaisien inférieur dans la vallée de la Saoura (Sahara nord-occidental) et conséquences paléogéographiques. *C. R. Ac. Sci. Paris*, 271, II, 900-903.
- CONWAY-MORRIS S. 1990. Late Precambrian and Cambrian soft-bodied faunas. - *Ann. Rev. Earth Plan. sci.* 1990, 18, 101-122.
- CONWAY-MORRIS S. 1993. The fossil record and the early evolution of the Metazoa. - *Nature*, 361, 219-225.
- COQUEL R., LANG J. et YAHAYA M. 1995. Palynologie du Carbonifère du Nord Niger et de la plate-forme saharienne - implications stratigraphiques et paléogéographiques. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, Amsterdam (Elsevier), 89, 319-334.

- CORNEE J.J., DESTOMBES J. et WILLEFERT S. 1987. Stratigraphie du Paléozoïque de l'extrémité NW du Haut Atlas occidental (Maroc hercynien); interprétation du cadre sédimentaire du Maroc occidental. - *Bull. soc. Géol. Fr.*, (8), III, 2, 327-336.
- CORNET A. 1948. Sur la réalité des mouvements post-Crétaé au Sahara. *Inst. Rech. Sahar. Alger*, V, 30-46.
- CORNET A. 1952. Essai sur l'hydrogéologie du Grand Erg Occidental et des régions limitrophes. Les foggaras. *Trav. Inst. Rech. Sahar. Univ. Alger*, 8, 71-122.
- CORNEVIN M. 1982. Les néolithiques du Sahara central et l'Histoire générale de l'Afrique. *Bull. soc. préhist. fr.*, Paris, 79, 10/12, 432-450.
- CORRIGER J.C. et SURCIN J. 1963. Les séries "cambro-ordoviciennes" dans les sondages de la partie orientale du bassin de Fort Polignac. *Rev. Inst. Fr. Petr.*, XVIII, 10-11, 144-149.
- COTTIN J.Y. 1985. The Late Pan-African ultramafic-mafic intrusions of the Laouini area (Southern Hoggar, Algeria) : occurrence and petrological significance. - *13th coll. African geology, St Andrews. Publ. occasionnelle CIFEG, Paris*, 3, p. 127.
- COTTIN J.Y. et LORAND J.P. 1986. Particularités de la partie basale des massifs ultrabasiqes-basiques de Laouini-Ouest (Hoggar central, Algérie). - *Soc. Fr. Min. Cristallogr., séance spec. Réservoirs magmatiques, Bull. liaison SFMC, Paris*, 109, p. 39.
- COTTIN J.Y. et LORAND J.P. 1990. Nouvelles données pétrologiques sur les massifs ultramafiques-mafiques de la région de Laouini (Hoggar central, Algérie). - *Bull. soc. Géol. Fr. Paris*, 8^e série, VI, 523-536.
- COTTIN J.Y., LORAND J.P., AGRINIER P., BODINIER J.L. et LIEGEOIS J.P. 1998. Isotopic (O, Sr, Nd) and trace element geochemistry of the Laouini layered intrusions (Pan-African belt, Hoggar, Algeria) : evidence for post-collisional continental tholeiitic magmas variably contaminated by continental crust. - *Lithos*, 45, 197-222
- COUDE-GAUSSSEN G. 1988. Contribution à l'étude sédimentologique des poussières sahariennes et à leur identification dans les sédiments continentaux et marins. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 1988, (8), IV, 6, 1063-1072.
- COUDE-GAUSSSEN G. et ROGNON P. 1983. Les poussières sahariennes. *La Recherche*, 147, 1050-1061.
- COUDE-GAUSSSEN G. et ROGNON P. 1988. Caractérisation sédimentologique et conditions paléoclimatiques de la mise en place de loess au Nord du Sahara à partir de l'exemple du Sud-Tunisien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1988, (8), IV, 6, 1081-1090.
- COUDE-GAUSSSEN G., OLIVE Ph., ROGNON P. 1983. Datation de dépôts loessiques et variations climatiques à la bordure nord du Sahara algéro-tunisien. *Rev. géol. dyn.* 24, 1, 61-74.
- COUREL M.F. 1984. Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites. *Thèse Lettres, Paris, 20 juin 1984*, 1 vol., 7 pl., 4 cartes, 407 p.
- COX K.G. 1970. Tectonics and vulcanism of the Karroo period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland. in : *African magmatism and tectonics (Clifford and Gass eds), Oliver and Boyd publ. Edimburg, chap. 10*, 211-235.
- CRENN Y. 1957. Mesures gravimétriques et magnétiques dans la partie centrale de l'AOF. - *ORSTOM, Paris*, 39 p.
- CRENN Y., METZGER J. et RECHENMANN J. 1959. Relations de la carte gravimétrique du centre de l'Afrique occidentale Française avec les grandes unités géologiques. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, 248, 1200-1203.
- CRIMES T.P. 1970. The significance of trace fossils in sedimentology, stratigraphy and palaeoecology with examples from Lower Palaeozoic strata. In : *Crimes et Harper (eds), Trace fossils. Geol. journ. spec. issue*, 3, 101-126.
- CROUGH S.T. 1981. Free-air gravity over the Hoggar massif, North West Africa : evidence for alteration of the lithosphere. *Tectonophysics*, 77, 189-202.
- CULVER J. and HUNT D. 1990. Lithostratigraphy of the Precambrian-Cambrian Boundary sequence in the Southwestern Taoudenni basin, West Africa. - *Journ. Afr. Earth sci.*, 13, 407-413.
- CULVER J., POJETA J., REPETSKI J.E. et ROBINEAU B. 1988a. Signification stratigraphique des microfossiles du Cambrien inférieur dans le bassin de Taoudenni, à la frontière Guinée-Sénégal. - *C.R. Ac. Sci., Paris*, 307, II, 651-656.
- CULVER J., POJETA J. et REPETSKI J.E. 1988b. First record of Early Cambrian shelly microfossils from West Africa. - *Geology*, 16, 596-599.
- CULVER S.J., WILLIAMS H.R. et VENKATAKRISHNAN R. 1991. The Rokelide orogen. - In : *West African orogens and circum-Atlantic correlatives (Dallmeyer & Lécorché eds), Springer*, 123-150.
- DALLMEYER R.D. et LECORCHE J.P. 1989. ⁴⁰Ar/³⁹Ar polyorogenic mineral age record within the Central Mauritanides orogen, West africa. - *Geol. Soc. America Bull.*, 101, 55-70.
- DALLMEYER R.D. et LECORCHE J.P. 1990. ⁴⁰Ar/³⁹Ar polyorogenic mineral ages record within the Southern Mauritanides orogen. (M'Bout-Bakel region), West Africa. - *Am. Journ. Sci.* 290, 1136-1168.
- DALLMEYER R.D. et VILLENEUVE M. 1987. ⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral age record of a polyphase tectonothermal evolution in the Southern Mauritanide orogen, South Eastern Senegal, *Geol. Soc. America Bull. Boulder USA*, 98, 602-611.
- DALMAYRAC B., LAUBACHER G. et MAROCCO R. 1980. Géologie des Andes péruviennes. Caractères généraux de l'évolution géologique des Andes péruviennes. *Thèses Montpellier, Trav. et doc. ORSTOM*, 122, 1 vol., 501 p.
- DALY M.C., LAWRENCE S.R., DIEMO-TSHIBAND K. et MATOUANA B. 1992. Tectonic evolution of the cuvette centrale, Zaïre. *Journ. geol. soc. London*, 149, 1992, 539-546.

- DANSGAARD W. *et al.* 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice record. *Nature*, **364**, 218-220.
- DARS R. 1956. Observations pétrographiques sur des échantillons de calcaire gréseux mauritanien. *C.R. somm. soc. géol. Fr.*, 127-129
- DARS R. 1957. Sur l'existence du Continental Intercalaire au NE de Nara (Afrique occidentale française). *Comptes rendus som. S.G.F.*, 279-280.
- DARS R. 1961. Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan occidental (Afrique de l'Ouest). *Thèse univ. Paris 1960. Mém. Bur. Rech. Géol. et Min., Paris*, 12, 1 vol., 27 pl. h.t., 329 p.
- DAUTRIA J.M. 1988. Relations entre les hétérogénéités du manteau supérieur et le magmatisme en domaine continental distensif : exemple des basaltes alcalins du Hoggar (Sahara central, Algérie). *Thèse Doct. d'état, Univ. Montpellier*, 239 p.
- DAUTRIA J.M. et GIROD M. 1991. Relationship between Cainozoic magmatism and upper mantle heterogeneities as exemplified by the Hoggar volcanic area (Central Sahara, Southern Algeria). In *Magmatism in extensional structural settings : the Phanerozoic African Plate* (Eds A.B. Kampunzu, R.T. Lubala), Springer Verlag, Berlin, 250-268.
- DAUTRIA J.M. et LESQUER A. 1989. An example of relationship between rift and dome : recent geodynamic evolution of the Hoggar swell and of its nearby regions (Central Sahara, Southern Algeria and Eastern Niger). *Tectonophysics*, **163**, 45-61.
- DAUTRIA J.M., DOSTAL J., DUPUY C. et LIOTARD J.M. 1988. Geochemistry and petrogenesis of alkali basalts from Tahalra (Hoggar, N.W. Africa). *Chem. Geol.*, **69**, 17-35.
- DAUTRIA J.M., DUPUY C., TAKHERIST D. et DOSTAL J. 1992. Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle : peridotitic xenoliths from a melilititic district of the Sahara basin. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**, 37-52.
- DAUTRIA J.M., LIOTARD J.M., CABANES N., GIROD M. et BRIQUEU L. 1987. Amphibole-rich xenoliths and host alkali basalts : petrogenetic constraints and implications on the recent evolution of the upper mantle beneath Ahaggar (Central Sahara, southern Algeria). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **95**, 133-144.
- DAVISON I. 1980. A tectonic, petrographical and geochronological study of a Pan-African belt in the Adrar des Iforas and Gourma (Mali). - *Ph. D. Thesis, Leeds, & CGG (CNRS, Montpellier)*. 1 vol., 334 p., 3 cartes h.t.
- DAVISON I. et FABRE J. 1976. Les formations nigritiennes - Série Pourprée, témoins des événements tardifs de la chaîne. - *Rap. activité C.G.G. (C.N.R.S.) Montpellier*.
- DE WIT M., DUNN N., BOWRING S., DUDAS F.O., WARD J.D., MORELLI C., ZERROUKI A. et BENRAMDANE H. 2002. Age and composition of the basement rocks of the Eglab massif, SW Algeria : implications for the origin and evolution of the Palaeoproterozoic Craton of West Africa. - *19e Colloquium of African geology, El Jadida, Morocco, Abstract volume*, p. 6162. *Dept. Geology, El Jadida*.
- DE WOLF Y., JOLY F., RAYNAL R. et ROUGERIE G. 1972. Premières observations sur une traversée du Sahara central. *Ass. Géog. Fr., Paris, Coll. Déserts, Bull.* **355**, 191-211.
- DEBENAY J.P. et SY I. 1989. Production annuelle de coquilles par *Arca senilis* (mollusque ouest africain). Application à la durée d'édification de la terrasse nouakchottienne. *Bull. Soc. Géol. Fr. (8)*, V, **6**, 1227-1234.
- DEBRENNE F. et COURJAULT-RADE P. 1994. Répartition paléogéographique des Archéocyathes et délimitation des zones intertropicales au Cambrien inférieur. - *Bull. Soc. Géol. France*, 1994, **165**, n°5, 459-467.
- DEBRENNE F. et DEBRENNE M. 1995. Limite Précambrien-Cambrien : évolution des concepts. 36 ans pour planter un clou à la Pointe de la Fortune ! - *Bull. Soc. géol. France*. 1995, **166**, n°5, 311-320.
- DEBYSER J., DE CHARPAL O. et MERABET O. 1965. Sur le caractère glaciaire de la sédimentation de l'Unité IV au Sahara central. *C.R. Ac. Sci., Paris*, **261**, 5575-5576.
- DEFLANDRE G. 1970. Présence de nano-fossiles calcaires (coccolites et incertae sedis) dans le Siluro-Dévonien d'Afrique du Nord. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **270**, 24, 2916-2918.
- DEFRETIN S., JOULIA F. et LAPPARENT J. (de). 1956. Les *Estheria* de la région d'Agadès (Niger). *Bull. soc. géol. F.*, VI, **6**, 679-690.
- DELEAU P. 1951. Les bassins houillers du Sud-Oranais dans la région de Colomb-Béchar, Abadla. Livre I. Stratigraphie, sédimentation, paléogéographie. *Bull. serv. Carte géol. Algérie, 2^e série*, **20**, 278 p.
- DELEAU P. 1962. Le bassin houiller d'Abadla. *Serv. carte géol. Algérie, nle sér. Bull.* **14**.
- DELEAU P. et MARIE P. 1959. Les fusulinidés du Westphalien C du bassin d'Abadla et quelques autres Foraminifères du Carbonifère algérien (bassin de Colomb-Béchar). *Serv. carte géol. Algérie, nle sér., bull.* **25**, 43-160.
- DELFAUD J. 1973. Sur l'appartenance de certains pseudo-flyschs aux faciès pro-deltaïques de plate-forme. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **277**, 1125-1128.
- DELFAUD J. 1974. Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. soc. géol. Fr.*, (7), XVI, **6**, p. 643 et s.
- DELOCHE C., GONORD H., KLEIN J.L. et ZOUINE M. 1985. Niveaux rouges intra-Dévonien en Basse Meseta marocaine : signification paléogéographique et structurale. *110^e Cong. Nat. Soc. Savantes, Montpellier, sect. Sciences*, VI, 93-99.
- DELOR C, SIMEON Y., VIDAL M., KONAN G., YAO D., KOUAMELAN A., COCHERIE A. et PEUCAT J.J. 1995. Carte géologique de la Côte d'Ivoire, feuille Nassian. - *Dir. Géologie Côte d'Ivoire, Abidjan, feuille 9, 1/200.000*, 19 p.
- DEMAIFFE D., MOREAU C., BROWN W.S. et WEISS D. 1991. Geochemical and isotopic (Sm-Nd and Pb) evidence of the origin of the anorthosite-bearing anorogenic complexes of the Air province, Niger. *Earth and Planetary sci. lett.*, **105**, 28-46.

- DENAYER M.E. 1934. Matériaux pour l'étude chimico-minéralogique des roches éruptives du Sahara central et soudanais. - *Bull. Soc. Fr. Minéralogie, Paris*, **57**, 185 et 284-337.
- DENIEL C., VIDAL P., COULON C., VELLUTINI P.J. et FIGUET P. 1994. Temporal evolution of mantle sources during continental rifting; the volcanism of Djibouti (Afar). *Journal of Geophysical Research, B, Solid Earth and Planets*, **99**, 2, 2853-2869.
- DENNISON J.M. 1985. Remarques à l'article de Johnson G.A. et al., 1985.
- DEPITOUT A. 1962. Etude des Gigantotraccés siluriens du Sahara Central. *C.N.R.S., Publ. Centre rech. Sahar., série géologie*, **2**, 1 vol. 141 p.
- DERDER M.E.M., SMITH B., HENRY B., YELLES A.K., BAYOU B., DJELLIT H., AÏT OUALI R. et GANDRICHE H. 2001. Juxtaposed and superimposed paleomagnetic primary and secondary components from the folded middle carboniferous sediments in the Reggane Basin (Saharan craton, Algeria). *Tectonophysics*, **332** (2001) 403-422.
- DES MARAIS D.J., STRAUSS H., SUMMONS R.E. et HAYES J.M., 1992. Carbon isotopes evidence for the stepwise oxidation of the Proterozoic environment. - *Nature*, **359**, n°6396, 605-609.
- DESTOMBES J. 1963. Le Cambrien et la base de l'Ordovicien dans la partie orientale et méridionale du Tafilalt (Maroc). - *Bull. Soc. Géol. France*, **7**, V, 6, 938-945.
- DESTOMBES J. 1968a. Sur la présence d'une discordance générale de ravinement d'âge Ashgill supérieur dans l'Ordovicien terminal de l'Anti Atlas (Maroc). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **267**, 565-567.
- DESTOMBES J. 1968b. Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du 2e Bani, Ashgill supérieur de l'Anti Atlas, Maroc. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **267**, 684-686.
- DESTOMBES J. et FEIST R. 1987. Découverte du Cambrien supérieur en Afrique (Anti-Atlas central, Maroc). - *C.R. Acad. Sci. Paris*, **304**, II, n°13, 719-724.
- DESTOMBES J. et WILLEFERT S. 1988. The Ordovician-Silurian boundary in Morocco. *Bull. Br. Mus. Nat. Hist. (geol.)*, **43**, 165-170.
- DESTOMBES J., HOLLARD H. et WILLEFERT S. 1959. Sur la présence du Llandovery à faciès schisto-gréseux dans le Tafilalt (Maroc présaharien). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **249**, 1119-1121.
- DESTOMBES J., HOLLARD H. et WILLEFERT S. 1985. Lower Palaeozoic rocks of Morocco. - *In : Lower palaeozoic rocks of NW and W Central Africa* (Holland ed.), John Wiley publ., 291-325.
- DEYNOUX M. 1980. Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest. Deux exemples de glaciation d'inlandsis sur une plateforme stable. - *Trav. lab. sci. Terre, St Jérôme-Marseille*, **B**, **17**, 1 vol. 554 p.
- DEYNOUX M. 1983. Les formations de plateforme d'âge Précambrien supérieur et Paléozoïque dans l'ouest africain. Corrélation avec les zones mobiles. - *In : Afrique de l'ouest-West Africa, Lexique strat. intern. n°1*, Pergamon press (Fabre ed.), 46-74.
- DEYNOUX M. 1991. Les formations glaciaires du Précambrien et de la fin de l'Ordovicien en Mauritanie. - *In : Géologie de la Mauritanie*, Caruba et Dars eds, Inst. Scient. Nouakchott et Univ. Nice, 57-78.
- DEYNOUX M., SOUGY J. et TROMPETTE R. 1985. Lower Palaeozoic rocks of West Africa and the western part of Central Africa. - *In : Lower Palaeozoic of NW and W central Africa*, (Holland ed.), John Wiley publ., 337-495.
- D'HONDT S. et LINDINGER M. 1994. A stable isotopic record of the Maastrichtian ocean-climate system : South Atlantic DSDP site 528. *Pal. Pal. pal.* **112**, 363-378.
- D'HONDT S., HERBERT T.D., KING J. et GIBSON C. 1996. Planktic foraminifera, asteroids, and marine production : Death and recovery at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Geol. Soc. America, sp. paper* 307, 303-317.
- D'HONDT S., KING J. et GIBSON C. 1996. Oscillatory marine response to the Cretaceous-Tertiary impact. *Geology*, **24**, 7, 611-614.
- DIA O. 1984. La chaîne panafricaine et hercynienne des Mauritanides face au bassin protérozoïque supérieur à dévonien de Taoudeni dans le secteur-clé de Mejeria (Taganet, sud RIM) : lithostratigraphie et tectonique. Un exemple de tectoniques tangentielles superposées. *Thèse D. Sc. Univ. Aix-Marseille*, 516 p.
- DIA O., SOUGY J. et TROMPETTE R. 1969. Discordances de ravinement et discordance angulaire dans le "Cambro-ordovicien" de la région de Mejeria (Taganet occidental, Mauritanie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **7**, XI, 207-221.
- DILLON W.P. and SOUGY J.M.A. 1974. Geology of West Africa and Canary and Cape Verde islands. - *In : A. Nairn and F. Stelhi eds., The ocean basins and margins*. Plenum press, New York-London, 315-390.
- DOMMANGET A., DIALLO H. et GUILLOUX L. 1985. Un nouveau type de gisement d'or : Loulo (Mali). - *Chron. Rech. Min., Paris*, **481**, 5-18.
- DONVILLE B. 1962. Le massif de roches éruptives basiques et ultrabasiques de Laouini Ouest (Hoggar méridional). - *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, **7**, 504-508.
- DONZEAU M. 1971. Etude structurale dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta. *Thèse D. 3e Cycle, univ. Orsay*.
- DONZEAU M. 1983. Tectonique des Monts d'Ougarta. *In : Afrique de l'Ouest-West Africa, Lexique strat.intern. (Fabre ed.), n. sér., Pergamon*, 118-120.
- DORE F. 1981. The Late Ordovician tillite in Normandy (Armorican massif). *in : Earth's Pre-Pleistocene glacial record, Hambrey & Harland (eds), Cambridge University press*, 582-584.
- DOSTAL J., CABY R., KEPPIE J.D. et MAZA M. 2000. Neoproterozoic magmatism in Southwestern Algeria (Sebkha el Melah inlier) : a northerly extension of the Transaharan orogen. - *Journ. Afr. Earth sci. sous presse* (Déc. 2000).
- DOUBINGER J. et FABRE J. 1983. Mise en évidence d'un Autunien à "flore mixte" dans le bassin de Béchar-Abadla (Sahara occidental algérien). *Pollen et Spores*, Paris, **XXV**, **1**, 91-116.

- DOUBINGER J. et FABRE J. 1995. Microflore Crétacé supérieur du Tanezrouft (Sahara algérien). *Bull. serv. géol. Algérie*, **6**, 1, 107-121.
- DOURTHE P. et SERRA O. 1961. Nouvelles observations sur la série de la Gara Sayada (bordure nord-est de l'Eglab, Sahara occidental). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 7, III, 2, 1961, 127-132.
- DRARENI A. 1995, 1996. voir MAHDHJOUR *et al.* (1994) et KAHOU *et al.* (1996).
- DRARENI A., PEUCAT J.J., LATOUCHE L. et VIDAL Ph. 1993. Isotopic evolution and age of the Archean from Gour Oumelalen, Hoggar massif (Algeria). - *EUG VII, TERRA abstracts n°1, TERRA NOVA, V5, A3, (D20)*, 34, 9.
- DRESCH J., JOLY F. et RAYNAL R. 1951. Evolution des versants et creusement à la bordure nord-occidentale du Sahara. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, **216-217**, 58-63.
- DROT J. 1964. Rhynchonelloidea et Spiriferoidea siluro-dévonien du Maroc pré-saharien. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, **178**, 238 p.
- DROT J. 1986. Un nouveau gisement saharien à *Amphigenia* (brachiopode Terebratulidea Dévonien). Implications paléogéographiques. *Geobios*, **19**, 4, 511-516.
- DROUET J.J., AFFATON P., SEDDOH K.F. et GODONOU K.S., LAWSON L.T. 1984. Synthèse lithostratigraphique du Précambrien supérieur infra-tillitique du bassin des Volta au Nord Togo. - *In : Géologie africaine-African geology* (Klerkx & Michot eds.), M.R.A.C., Tervuren, 217-225.
- DU DRESNAY R. 1972. Sédiments carbonatés intercotidaux et supracotidaux du Lias inférieur dans le domaine atlasique marocain. *C.R. Ac. sci., Paris*, **275**, 341-343.
- DU DRESNAY R. 1988. Répartition des dépôts carbonatés du Lias inférieur et moyen le long de la côte atlantique du Maroc : conséquences sur la paléogéographie de l'Atlantique naissant. *Journ. afr. earth sci. Pergamon press*, **7**, 2, 385-396.
- DU DRESNAY R. et HUPE P. 1953. La série cambrienne du jebel Tibalicine (confins algéro-marocains du Sud). - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **236**, 1061-1063.
- DU TOIT A.L. 1954. The geology of South Africa. *Oliver & Boyd, 3th ed.*, 1 vol., 611 p., 1 carte coul.
- DUBOIS P. et MAZELET P. 1964. Stratigraphie du Silurien du Tassili N'Ajjer. *Bull. Soc. géol. Fr.*, VI, **4**, 586-591.
- DUBOIS P., BEUF S. et BIJU-DUVAL B. 1965. Lithostratigraphie du Dévonien inférieur gréseux du Tassili N'Ajjer. *In colloque sur le Dévonien inférieur et ses limites, Rennes, 1964. Mém. B.R.G.M.*, Paris, **33**, 29-31.
- DUCROCQ S. et JAEGER J.J. 1998. Anthroïdes : la piste asiatique. *La Recherche*, **306**, 45-57.
- DUCROT J., LEBLANC M. et LANCELOT J. 1976. Datation U-Pb du volcan du Jbel Boho (Anti-Atlas, Maroc). Problème de la limite Précambrien-Cambrien. - *4e Réunion. ann. Sciences de la Terre, Paris*, p. 146.
- DUEE G., KAZI-TANI N., ZERROUKI A., BOUSMAHA M. et AIT-KACI A. 1992. Les boutonnières pan-africaines du Haut Atlas algérien : aspects structuraux et sédimentaires. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **314**, II, p. 1477-1484.
- DUPARQUE A. et DELATTRE Ch. 1953. Caractères généraux des houilles de Kenadza (Algérie). *Ann. soc. géol. Nord, Lille*, LXXIII, 238-346.
- DUPLAN L. 1959. Les conditions de sédimentation de la série de l'Egéré dans l'Antécambrien du Hoggar (Sahara central). - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **249**, 2359-2361.
- DUPLESSY J.C. et MOREL P. 2000. Gros temps sur la planète. - *Publ. Odile Jacob, ed. Poche*, **15**, 1 vol., 337 p.
- DUPUIS D., PONS J. et PROST A.E. 1991. Mise en place de plutons et caractérisation de la déformation birimienne au Niger occidental. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **312**, 769-776.
- DUPUY C., CHIKHAOU M. et DOSTAL J. 1993. Trace element and isotopic geochemistry of Cenozoic alkali basaltic lavas from the Atakor (Central Sahara). *Geochemical Journal*, **27**, 131-145.
- DUPUY C., DOSTAL J., DAUTRIA J.M. et GIROD M. 1986. Geochemistry of spinel peridotite inclusions in basalts from Hoggar, Algeria. *Journ. African Earth Sci.*, vol. 5, **3**, 209-215.
- DURAND A. 1993. Enregistrement sédimentaire de la dynamique climatique au Quaternaire supérieur dans le Sahel central (Niger et Tchad). *Thèse D. Sc. Dijon*, 9 sept. 1993.
- DURAND DELGA M. 1955. Etude géologique de l'ouest de la chaîne numidique. *Bull. serv. carte géol. Algérie, 2e sér.* **24**, 533 p.
- DUTIL P., MARTINEZ C. et QUEZEL P. 1959. Etude pétrologique et palynologique d'un profil de formations quaternaires de la daya M'Rara (W de l'oued Rhir). *Bull. soc. Hist. Nat. Afr. Nord, Alger*, **50**, 196-203.
- DUTOUR O. 1992. Hommes, environnements et climats Holocènes au Sahara méridional. *Actes 116e cong. nat. Soc. savantes, Déserts : passé, présent, futur. Paris, éditions du CTHS*, 71-80.
- EDWARDS D. 1990. Constraints on Silurian and Early Devonian phytogeographic analysis based on megafossils. *in: Palaeozoic palaeogeography & biogeography, Mc Kerrow & Scotese (eds), Geol. soc. London, Memoir 12*, 233-242.
- EISENLOHR B.N. et HIRDES W. 1992. The structural development of the Early Proterozoic Birimian and Tarkwaian rocks of Southwest Ghana, West africa. - *J. Afr. Earth Sci., Pergamon*, **14**, 3, 313-325.
- EL ABBAS T., PERSON A., GERARD M., ALBOUY Y., SAUVAGE M., SAUVAGE J.F. et BERTIL D. 1993. Arguments géophysiques et géologiques en faveur de manifestations volcaniques récentes dans la région du lac Faguibine (Mali). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **316**, II, 1303-1310.
- EL HAMET M.O. 1983. Analyse géologique et pétrographique de la formation de Tarat dans les carrières SOMAÏR (Paléozoïque supérieur). Essai d'interprétation paléoclimatique à la lumière de l'épisode glaciaire Devono-Carbonifère (région d'Arlit, Niger septentrional). *Thèse 3^e cycle, Dijon*, 1 vol.
- EL HASSANI A., HUON S., HOEPFNER C., WHITECHURCH H. et PIQUE A. 1991. Une déformation d'âge OrdoVICIEN moyen dans la zone des Sehoul (Meseta marocaine septentrionale). Regard sur les segments "calédoniens" au NW de l'Afrique. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **312**, 1027-1032.

- EL YOUSSE M. 1993. La Hamada du Guir (SE marocain) : lithostratigraphie, encroûtements carbonatés et argilogenèse. *Dipl. habilitation, Grenoble, 2 Sept. 1993*, 1 vol., 11 pl. coul., 174 p.
- ELLENBERGER F. 1988. Histoire de la Géologie. Tome I. Des Anciens à la première moitié du XVII^e siècle. *Coll. Technique et documentation, Lavoisier, Paris*, 1 vol., 352 p.
- ELMI S. et HAMEUR M. 1984. Quelques environnements des faciès noduleux mésogènes. *Geologica Romana, Roma*, XXIII, 13-22.
- ELSASS Ph. 1975. Gîtes stratiformes de cuivre de l'Anti-Atlas marocain. - *Thèse ing. doct. Paris VI, n° CNRS AO 10931*.
- ENNIH N. et LIEGEOIS J.P. 2001. The Moroccan Anti-Atlas : the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Prec. Research, sous presse*.
- ENNIH N., ERRAMI E., LADURON D., GREILING R.O. et MASI U. 2000. Les dykes basiques protérozoïques de la boutonnière de Zenaga (Anti-Atlas central, Maroc) : signification géotectonique. - *18th coll. Afr. Géol., Graz, Austria, Abstract, J. Afr. Earth Sci*, 30, 29-30.
- ENNIH N., LADURON D., GREILING R.O., ERRAMI E., de WALL H. et BOUTALEB M. 2001. - *Journ. Afr. Earth Sci.* (sous presse).
- ERRAMI E. 1993. Granitoïdes d'Oussilkane et roches associées (Précambrien du Saghro oriental, Anti-Atlas, Maroc). Petrographie, minéralogie et géochimie. Approche structurale. - *Thèse univ. Marrakech*, 225 p.
- ESTORGES P. 1967. Recherches de morphologie quaternaire au M'Zab en 1967. *Trav. Inst. Rech. Sahariennes, Alger*, XXVI, 139-140.
- EVANS D.A., BEUKES N.J. et KIRSCHVINK J.L. 1997. Low-latitude glaciation in the Palaeoproterozoic era. - *Nature*, 386, 262-266.
- FABRE J. 1955. Deux polypiers Viséen sup. de Tindouf (Sahara NW) : *Carcinophyllum archiaci* var. *densa* et *Carcinophyllum coronatum* n.sp. *Ann. Soc. Geol. Nord, Lille*, 75, 8-15.
- FABRE J. 1961. La genèse du gypse viséen de Tindouf (Sahara nord-occidental) dans la perspective de L.L. Sloss. *C.R. som. soc. géol. Fr.* 1, 9-11.
- FABRE J. 1961. Les formations continentales post-viséennes de Taoudenni (Sahara occidental). *C.R. Ac. sci. Paris*, 253, 2090-2092.
- FABRE J. 1967. Le Paléozoïque terminal à faciès «Grès Rouge» au Sahara central et occidental. *6^e cong. Intern. Géol. Carbonifère, Sheffield*, Sept. 1967, II, 1970, 737-744.
- FABRE J. 1976. Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. - *SNED, Alger*, 422 p.
- FABRE J. 1983. (Ed.). Afrique de l'ouest - West Africa. Introduction géologique et termes stratigraphiques. *Lexique strat. intern. Nouv. série, n°1, I.U.G.S., stratig. com., Pergamon press*, 1 vol., 396 p.
- FABRE J. 1983. Esquisse stratigraphique préliminaire des dépôts lacustres quaternaires. In : *Sahara ou Sahel ? (Petit Maire et Riser eds.)*. C.N.R.S., lab. Géol. Quat. Marseille, 421-441.
- FABRE J. 1988. Les séries Paléozoïques d'Afrique : une approche. - *Journal of African Earth Sciences*, 7, 1, 1-40.
- FABRE J. 1991. Le lac Holocène de Haijad. Le lac Holocène de Taoudenni-Agorgott. Cadre géologique et évolution. in : *Petit-Maire (ed). paléoenvironnement du Sahara. Publ. CNRS, Marseille*, 81-89 et 117-130.
- FABRE J. 1997. Th. Monod, géologue saharien. I. De recherches en découvertes. II. Modelé et déformations : une vie tellurique s'éveillerait-elle au Sahara occidental ? *Ed. Mus. Natn. Hist. Nat. Paris*, 35-54.
- FABRE J. et GREBER Ch. 1956. Le Carbonifère continental au nord de Tindouf (Sahara). *Bull. Serv. carte géol. Algérie*, B, 8, 7-23.
- FABRE J. et HUARD D. 1967. Un arthropode nouveau des Upper Dwyka Shales : *Pygaspis ginsburgi* n.sp. *Ann. Paleont.*, t.III, fasc. 2, 121-141.
- FABRE J. et MAINGUET M. 1984. L'ablation éolienne en climat hyper-aride : son rôle dans la genèse de la dépression de Taoudenni (Mali). *C.R. Ac. Sci. Paris*, 299, 887-892.
- FABRE J. et MAINGUET M. 1990. Continental sedimentation and Palaeoclimates in Africa during the Gondwanian Era (Cambrian to Lower Cretaceous) : the importance of wind action. *Journ. Afr. Earth sciences*, vol. 12, 1/2, 107-115.
- FABRE J. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1971. Régressions et transgressions permio-carbonifères sur le Nord-Ouest de la plate-forme africaine : épigénèses ou variations eustatiques ? *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XIII, 162, 140-145.
- FABRE J. et PETIT-MAIRE N. 1988. Holocene climatic evolution at 22-23°N from two palaeolakes in the Taoudenni area (Northern Mali). *Pal. Pal. Pal. 65, Elsevier, Amsterdam, 1988*, 133-148.
- FABRE J. et VILLEMUR J.R. 1959. Le Carbonifère continental du bassin de Taoudenni (Sahara occidental). *Ann. soc. géol. Nord*, 79, 89-113.
- FABRE J., AIT-KACI A., BOUIMA T. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1988. Le cycle molassique dans le rameau trans-saharien de la chaîne panafricaine. - *Journal of African Earth Sciences*, 7, 1, 41-55.
- FABRE J., ARNAUD-VANNEAU A., BELHADJ Z. et MONOD Th. 1996. Evolution des terrains méso-cénozoïques d'une marge à l'autre du craton ouest-africain, entre le Tanezrouft (Algérie) et l'Adrar de Mauritanie. In : *Géodynamique du craton ouest-africain, Mém. serv. géol. Algérie*, 8, 187-229.
- FABRE J., BA H., BLACK R., CABY R., LEBLANC M. et LESQUER A. 1982. La chaîne panafricaine, son avant-pays et la zone de suture au Mali. Notice explicative de la carte géologique et gravimétrique de l'Adrar des Iforas au 1/500.000. *Dir. Nat. Géol. Mines, Bamako*, 85 p.

- FABRE J., BA H., BLACK R., CABY R., LEBLANC M., LESQUER A., ANDREPOULOS-RENAUD R., BALL E., BERTRAND H., BERTRAND J.M., BOULLIER A.M., CHIKHAOUI M., DAVISON I., LIEGEOIS J.P., LY S., MOUSSINE-POUCHKINE A. et WRIGHT L. 1982. La chaîne panafricaine, son avant-pays et la zone de suture au Mali. Notice explicative de la carte géologique et gravimétrique de l'Adrar des Iforas au 1/500.000e. *Direction nat. géologie et mines du Mali, Bamako*, 1 vol., 85 p., 1 carte coul.
- FABRE J., CARBONEL P., RISER J. et OXNEVAD I. 1989. Déformations récentes au coeur du craton ouest-africain (Taoudenni, Mali). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **308**, II, 1561-1566.
- FABRE J., FREULON J.M. et MOUSSU H. 1962. Présence d'une tillite dans la partie inférieure de la Série Pourprée de l'Ahnet (NW de l'Ahaggar). - *C.R. Acad. sci. Paris*, **255**, 1965-1967.
- FABRE J., KAZI-TANI N. et MEGARTSI M. 1969. Le "rond" de l'Ouarkiz, un astroblème ? *C.R. Ac. sci. Paris*, **270**, 1212-1215.
- FABRE R. et MOREL B. 1993. Stratigraphie des unités birrimiennes dans le centre de la Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). - *Bull. Soc. Géol. Fr. Paris*, 1993, **164**, 4, 609-621.
- FABRE R., LEDRU P. et MILESI J.P. 1990. Le Protérozoïque inférieur (Birrimien) du centre de la Côte d'Ivoire. Evolution tectonique et corrélations. - *C.R. Ac. sci. Paris*, **311**, 8, 971-976.
- FABRE R., MATHEIS G. et UTKE A.W. 1987. Caractérisation géochimique du magmatisme birrimien dans le centre de la Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest) : ses implications géodynamiques. - *Current Res. Afr. earth sci. (Matheis & Schandelmeier eds.)*, Balkema, 21-24.
- FABRIES J. et LATOUCHE L. 1973. Présence de fuchsite dans les quartzites de la série charnockitique des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie). - *Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallog.*, **96**, 148-149.
- FANNING U., EDWARDS D. et RICHARDSON J.B. 1990. Further evidence for diversity in Late Silurian land vegetation. *Journ. geol. soc. London*, **147**, 1990, 725-728.
- FAURE H. 1966. Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. *Mém. BRGM, Paris*, **47**, 1 vol., 607 p., 1 carte coul. h.t.1/1.000.000.
- FAURE H. et GAC J.Y. 1981. Will the sahelian drought end in 1985 ? *Nature*, **291**, 475-478.
- FAURE H., FAURE-DENARD L., SABAR M.O., LO Kh. et VERNET R. 1998. La Mauritanie au Quaternaire. In : *Palaeoecology of Africa (K. Heine ed.)*, vol. 25, Balkema, Rotterdam, 1-11.
- FAURE H., PIRAZZOLI P. et MONTEILLET J. 1982. Où était situé le niveau de la mer le long du littoral ouest africain à 7000ans BP ? *Ass. Sénégal. ét. Quatern. Afr., Bull. de liaison*, **66**, 67.
- FEDOROFF N. et COURTY M.A. 1989. Indicateurs pédologiques d'aridification. Exemples au Sahara. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (8), V, I, 43-53.
- FEIST R. et ORTH B. 2000. Trilobites de la limite Eifelien-Givetien de la région stratotypique (Tafilat, Maïder, Maroc). *Trav. Inst. Sci. Rabat, série géol. et géogr. Phys.*, **20**, 78-91.
- FEKKAK A., BOUALOUL M., BADRA L., AMENZOU M., SAQUAQUE A. et EL IMRANI I.E. 1999. Origine et contexte géotectonique des dépôts détritiques du Groupe néoprotérozoïque inférieur de Kelâat Mgnouna (Anti-Atlas oriental, Maroc). - *Journ. Afr. Earth sci.*, **30**, 295-311.
- FELLAHI M., FEYS R. et GREBER Ch. 1970. Le Carbonifère continental de la province de Tarfaya. *6e cong. intern. géol. Carbonifère, Sheffield 1967*, vol. II, 745-754.
- FERRARA G. et GRAVELLE M. 1966. Radiometric ages from western Ahaggar (Sahara) suggesting an eastern limit for the west african craton. - *Earth and planetary Sci. letters*, **1**, 319-324.
- FEYBESSE J.L., MILESI J.P., OUEDRAOGO M.F. et PROST A. 1990. La "ceinture" Proterozoïque inférieur de Boromo-Goren (Burkina Faso) : un exemple d'interférence entre deux phases transcurrentes éburnéennes. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **310**, II, 1353-1360.
- FINNEY S.C. et XU Ch. 1990. The relationship of Ordovician Graptolite provincialism to palaeo-geography. in : *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography, Mc Kerrow & Scotese (eds)*, *Geol. soc. London, Mem. n°12*, 123-128.
- FLAMAND G.B.M. 1911. Recherches géologiques et géographiques sur le Haut Pays de l'Oranais et sur le Sahara (Algérie et territoires du Sud). - *Thèse, Univ. Lyon, Rey éd.*, 1002 p.
- FOLLOT J. 1952. Ahnet et Mouydir. *19e cong. géol. intern. Alger, Monographies régionales*, le sér. n°1, 80 p.
- FOLLOT J. 1952. Le Carbonifère inférieur du Sahara central. *19e cong. géol. intern. Alger*, II, 11-28.
- FORBES P. 1988. Rôle des structures sédimentaires et tectonique du volcanisme alcalin régional et des fluides diagénétiques-hydrothermaux pour la formation des minéralisations à U-Zr-Zn-V-Mo d'Akouta (Niger). *Thèse, univ. Dijon*.
- FRAKES L.A. et FRANCIS J.E. 1989. A guide to Phanerozoic cold polar climate from high latitude ice-rafting in the Cretaceous. *Nature*, **333**, 6193, 547-549.
- FRANCIS E.H. 1982. Magma and sediments. I. Emplacement mechanism of Late Carboniferous tholeiite sills in northern Britain. *Journ. geol. soc. London*, **139**, 1-20. II. Problems of interpreting palaeovolcanics buried in the stratigraphic columns. *Journ. geol. soc. London*, **140**, 2, 165-184.
- FRANCIS E.H. and WALKER B.H. 1987. Emplacement of alkali-dolerite sills relative to extrusive volcanism and sedimentary basins in the Carboniferous of Fife, Scotland. *Trans. roy. soc. Edinburgh : earth sci.*, **77**, 309-323.
- FREETH S.J. 1978. A model for tectonic activity in West Africa and the gulf of Guinea during the last 90 my based on membrane tectonics. *Geol. Rundschau, Bd 67*, **2**, 675-688.
- FREETH S.J. 1979. Deformation of the African plate as a consequence of membrane stress domains generated by post Jurassic drift. *E.P.S.L., Elsevier*, **45**, 93-104.
- FRENCH B.M., HARTUNG J.B., SHORT N.M. et DIETZ R.S. 1970. Tenoumer crater, Mauritania : age and petrologic evidence for origin by meteorite impact. *Journ. Geophys. Res.*, vol. 75, **23**, 4396-4406.

- FREULON J.M. 1964. Etude géologique des séries Primaires du Sahara central (Tassili N'Ajjers et Fezzan). *Thèse D. Sc. Paris, 1959. C.N.R.S. Mém. C.R.Z.A., série géologie, 2*, 1 vol., 17 pl., 198 p.
- FRIZON de LAMOTTE D., GHANDRICHE H. et MORETTI I. 1990. La flexure saharienne : trace d'un chevauchement aveugle post-Pliocène de flèche pluri-kilométrique au Nord du Sahara (Aurès, Algérie). *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II, 310*, 1527-1532.
- FRIZON de LAMOTTE D., SAINT BEZAR B. et BRACENE R. 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics, 19*, 4, 740-761.
- FRYBERGER S.G., SCHENK C.J. et KRYSSTINIK L.F. 1988. Stokes surfaces and the effects of near-surface ground-water table on aeolian deposition. *Sedimentology, 35*, 1, 21-42.
- FURON R. 1932. La série schisto-calcaire du Soudan; son conglomérat de base et sa position stratigraphique par rapport aux séries antérieures. - *C.R. Ac. sci. Paris, 195*, 56-58.
- FURON R. 1955. Histoire de la géologie de la F.O.M. *Mém. Mus. Hist. Nat., Paris, nouv. Sér. C, t. V, fasc. unique*.
- FURON R. 1956. Lexique stratigraphique international. *vol. IV, Afrique, fasc. 2, Sahara-Afrique occidentale française et portugaise. Ed. CNRS, Paris, 1 vol., 77 p.*
- FURON R. 1957. Le Sahara. *1 vol. Paris, Payot*.
- FURON R. 1964. Le Sahara. Géologie, Ressources minérales. *Payot edit. Paris, 313 p.*
- FURON R., KILIAN C. et MENCHIKOFF N. 1946. Du Cambrien en Afrique. - *C.R. Ac. Sci. Paris, 222*, 904-905.
- GAC J.Y. et FAURE H. 1987. Le vrai retour à l'humide au Sahel est-il pour demain ? *C.R. Ac. Sci. Paris, 305*, 777-781.
- GALL Q. 1992. Precambrian paleosols in Canada. - *Can. J. Earth sci., 29*, 2530-2536.
- GATINSKY G., KLOTCHKI V.P., ROZMAN K.S. et TROFIMOV D.M. 1966. Nouvelles données sur la stratigraphie des dépôts paléozoïques du Sahara méridional. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR. Géol. 170*, 5, 1154-1157, Moscou. (trad. M. Legrand-Blain).
- GAVEN C. 1982. Radiochronologie isotopique ionium-uranium. In : Le Shati, lac pleistocène du Fezzan (Libye). N. Petit-Maire ed, CNRS Marseille, 44-54.
- GAVEN C., HILLAIRE-MARCEL C. et PETIT-MAIRE N. 1981. A Pleistocene lacustrine episode in South eastern Libya. *Nature, 290*, 5802, 131-133.
- GERLACH D.C., CLIFF R.A., DAVIES G.R., NORRY M. et HODGSON N. 1988. Magma sources of the Cape Verde Archipelago; isotopic and trace element constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta, 52*, 12, 2979-2992.
- GEVIN P. 1958. Cartes géologiques Tindouf, Eglab au 1/500.000. - *Serv. carte géol. Algérie, 2 cartes coul., coupes. Notice explicative 28 p.*
- GEVIN P. 1960. Etude et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires (1^e partie). *Serv. carte géol. Algérie, Bull. 23*, 1 vol. 300 p.
- GEVIN P. 1968. Nouvelles observations sur la tillite de la Gara Sayada, frange sédimentaire du NE de l'Eglab (Sahara occidental). *C.R. Ac. Sci. Paris, 266*, 1356-1359.
- GEVIN P., DAVID L. et MONTGEREAU N. 1972. Les structures plissées d'Oum El Assel (région de Tindouf, Sahara occidental). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr., Paris, 173-175*.
- GEVIN P., FEIST R. et MONTGEREAU N. 1975. Découverte de Charophytes d'âge Eocène au Glib Zegdou (Sahara algérien). *Bull. soc. Hist. Nat. Afr. Nord, Alger. 65*, 1/2, 371-376.
- GEVIN P., LAVOCAT R., MONTGEREAU N. et SUDRE J. 1975. Découverte de mammifères dans la moitié inférieure de l'Eocène continental du Sahara. *C.R. Ac. sci., Paris, 280*, 967-968.
- GINSBURG L. 1964. Les régressions marines et le problème du renouvellement des faunes au cours des temps géologiques. - *Bull. Soc. géol. France, VI, 1*, 13-22.
- GINSBURG L. 1962. *Likhoelia ellenbergeri*, Tritylodonte du Trias supérieur du Basutoland (Afrique du Sud). *Ann. de paléontologie, Paris, XLVIII*, 79-194.
- GINSBURG L. 1962a. Les Tritylodontes. *Coll. CNRS, 104*, Paris 1961.
- GINSBURG L. 1964. Les régressions marines et le problème des renouvellements des faunes au cours des temps géologiques. *Bull. Soc. Géol. Fr., VI, 1*, 13-22.
- GINSBURG L. 1979. Les Vertébrés ces méconnus. 600 millions d'années d'évolution, des origines à l'Homme. *Hachette, 1 vol., 222 p.*
- GIRAUD P. 1959. Etude pétrographique de quelques échantillons du sondage MD 13 (Hassi Messaoud, SN REPAL). - *SN REPAL, labo. géologie, rapport ronéoté, 26 Mars 1959*.
- GIROD M. 1971. Le massif volcanique de l'Atakor (Hoggar, Sahara algérien). Etude pétrographique, structurale et volcanologique. *Mém. CRZA n°12, série géologie. CNRS ed. Paris, 1 vol., 158 p.*
- GIROD M., DAUTRIA J.M. et DE GIOVANNI R. 1981 A first insight into the constitution of the uppermantle under the Hoggar area (Southern Algeria) : the lherzolites xenoliths in the alkali basalts. *Contrib. Mineral. Petrol., 77*, 66-73.
- GOMEZ SILVA M., PACAUD M. et WIEL F. 1963. Contribution à l'étude du Cambro-Ordovicien des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). *Bull. soc géol. Fr., 7, V, 1*, 134-141.
- GOUDARZI G.H. 1970. Geology and mineral resources of Libya. A reconnaissance. *Geol. surv. USA, prof. paper 660*, Washington.
- GOURVENNEC R., FABRE J. et MONOD Th. 1996. Une faune dévonienne dans les grès de la Majâbat septentrionale (Mauritanie) et ses implications paléogéographiques. *Mém. Serv. géol. Algérie, 8*, 113-115.

- GOWER C.F., SCHARER U. et HEAMAN L.M. 1992. The Labradorian orogeny in the Grenville Province, eastern Labrador, Canada. - *Can. J. earth sci.*, **29**, 1944-1957.
- GRADSTEIN F. et OGG J. 1996. A Phanerozoic Time Scale. *Episodes*, **19**, n°s 1 et 2.
- GRADSTEIN F.M., AGTERBERG F.P., OGG J.G., HARDENBOL J., VAN VEEN P., THIERRY J. et HUANG Z. 1994. A Mesozoic time scale. *Journ. geophys. research*, **99**, B12, 24.051-24.074.
- GRAVELLE M. 1969. Recherches sur la géologie du socle précambrien de l'Ahaggar centro-occidental dans la région de Silet-Tibehaouine.- *Thèse Paris 1968, CNRS n° AO 2032*, 3 vol.
- GRAVELLE M. et LELUBRE M. 1957. Découverte de stromatolithes du groupe des Conophyton dans le Pharusien de l'Ahaggar occidental (Sahara central). - *Bull. Serv. Géol. Fr.*, **6**, VII, 435-442.
- GREIGERT J. 1966. Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des Iullemeden. *Publ. Dir. Mines et géol. Rép. Niger*, 234 p.
- GUELORGET O. et PERTHUISOT J.P. 1983. Le domaine paraliq. Expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement. *Trav. lab. géol. Ec. Normale Sup.*, **16**, 1 vol. 136 p.
- GUERANGE B. 1966. L'Antécambrien de Temasint. - *Rapport B.R.M.A., Alger*, 66 Al., 14, inédit.
- GUERANGE B. et VIALON P. 1959. Mission hélicoptère. Feuilles à 1/200.000 Tiririne, Erg Kilian, Mt du Métal, Afalelah, Oued Tafassasset. - *Rapport B.R.M.A., inédit*.
- GUERRAK S. 1984. Les minéralisations ferrifères du bassin de Tindouf: le gisement de fer oolithique dévonien de Mecheri Abdelaziz (Sahara algérien). *Thèse 3^e cycle Alger*. 1 vol., 317 p., 14 planches photos.
- GUERRAK S. 1987. Etude des minerais de fer oolithiques du Paléozoïque saharien. *Thèse D. Sc. univ. Rennes*, 1 vol., 109 p. + 9 articles en annexe.
- GUERRAK S. 1987. Metallogenesis of cratonic ironstone deposits in the Bled El Mass, Azzel Matti, Ahnet and Mouydir basins, Central Sahara, Algeria. *Geol.Rundschauf*, Bd 76, **3**, 903-922.
- GUERRAK S. 1987. Paleozoic oolitic ironstone deposits of the Algerian Sahara : a review. *Journ. Afr. Earth Sci. Pergamon*, **6**, 1, 1-8.
- GUERRAK S. 1988. Ordovician ironstone sedimentation in Ougarta ranges : North Western Sahara (Algeria). *Journ. Afr. Earth Sci.*, **7**, 4, 657-678.
- GUERRAK S. 1988. Paleozoic marine sedimentation and associated oolitic iron-rich deposits, Tassilis N'Ajjers and Illizi basin, Saharan platform, Algeria. *Eclogae geol. Helv.* **81**, **2**, 457-485.
- GUERRAK S. et CHAUVEL J.J. 1985. Les minéralisations ferrifères du Sahara algérien : le gisement de fer oolithique de Mecheri Abdelaziz (bassin de Tindouf). *Mineralium deposita*, Springer, **20**, 249-259.
- GUERRE A. 1984. Création d'oasis sur la Route du Sel. *Projet MLI/82/005. Rapport préliminaire 20 Juin 1984*, 18 ronéotées.
- GUERRE A. 1985. Création d'oasis le long de la Route du Sel. Récapitulation sommaire des travaux et résultats du Projet. *Projet MLI 80/005*, 13 p. de texte, 1 carte, 6 tabl.
- GUILLOT F. 1996. Brèche à anorthosite de Teggeur (Dorsale Reguibat, Algérie): pétrologie, données de la cathodoluminescence, conséquences géologiques. - *Mém. Serv. Géol. Algérie*, **8**, 35-47.
- GUIRAUD R. 1997. Mesozoic rifting and basin inversion along the northern African Tethyan margin; an overview. In: *Petroleum geology of North Africa. MacGregor D., Moody R., Clark-Lowes D. (editors), Geological Society Special Publications*. **132**, 217-229.
- GUIRAUD R. 1999. Paleozoic geodynamic Evolution of the north-eastern African epicratonic Basins. An outline. - *Abh. Geol. B.A., Bd 54, s. 15-26, Wien, Oktober 1999*.
- GUIRAUD R. et BOSWORTH W. 1997. Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia : synthesis and implications to plate scale tectonics. *Tectonophysics*, **282**, 39-82.
- GUIRAUD R. et BOSWORTH W. 1999. Phanerozoic geodynamic evolution of northeastern Africa and the northwestern Arabian platform. *Tectonophysics*, **315**, 73-108.
- GUIRAUD R. et MAURIN J.C. 1991. Le rifting en Afrique au Crétacé inférieur : synthèse structurale, mise en évidence de deux étapes dans la genèse des bassins, relations avec les ouvertures océaniques péri-africaines. *Bull. soc. géol. Fr., Paris*, **162**, 811-823.
- GUIRAUD R., DOUMNANG-MBAIGANE J.C., CARRETIER S. et DOMINGUEZ S. 2000. Evidence for a 6000 km length NW-SE striking lineament in northern Africa : theTibesti Lineament. *Journ. Geol. Soc., London*, **157**, 897-900.
- GUIRAUD R., FAIRHEAD J.D. et WILSON M. 1992. Chronology and geodynamic setting of Cretaceous-Cenozoic rifting in West and Central Africa. *Tectonophysics*, **213**, 227-234.
- GUIRAUD R., ISSAWI B. et BELLION L. 1985. Les linéaments guinéo-nubiens : un trait structural majeur à l'échelle de la plaque africaine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **300**, 17-20.
- GUIRAUD R., ISSAWI B. et BOSWORTH W. 2001. Phanerozoic history of Egypt and surrounding areas. In: PA. Ziegler, W. Cavazza, AHF. Robertson, S. Crasquin-Soleau. (eds). Peri-Tethys Memoir 6, Peri-Tethys Rift/Wrench Basins and passive margins, Mem. Mus. natn. Hist. Nat., Paris, **186**, 469-509.
- HADDOUM H. 1992. Etude structurale des terrains archéens du môle In Ouzzal (Hoggar occidental, Algérie). - *Thèse univ. Alger*.
- HADDOUM H., CHOUKROUNE P. et PEUCAT J.J. 1994. Evolution of the Precambrian In Ouzzal block (Central Sahara, Algeria). - *Precambrian Res.*, **65**, 155-166.

- HADDOUM H., GUIRAUD R. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 2001. Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Saharan platform : far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. *Terra Nova*, vol. 13, 3, 22-226.
- HADJ KADDOUR Z., LIEGEOIS J.P., DEMAÏFFE D. et CABY R. 1998. The alkaline-peralkaline granitic post-collisional Tin Zebane dyke swarms (Pan-African Tuareg shield, Algeria) : prevalent mantle signature and late agpaïtic differentiation. - *Lithos*, **45**, 223-243.
- HAFID A., SAGON P., SAQUAQUE A., EL BOUKHARI A. et SAIDI A. 1999. Pétrologie et contexte géodynamique du magmatisme basique néoprotérozoïque de la boutonnière d'Iguerda-Taïfast (Anti-Atlas central, Maroc). - *Africa geosci. Rev.* **6**, 121-133.
- HALLIOUCHE D. 1995. Etude de l'altération du socle précambrien à la périphérie du bassin de Tin Seririne (Hoggar sud, Algérie) et minéralisations uranifères et thorifères associées. *Thèse univ. Rennes I*, 1 vol., 20 p., 15 pl. photo, Annexes.
- HAMBREY M.J. et HARLAND W.B.(eds) 1981. Earth's Pre-Pleistocene glacial record. - *Cambridge University press*, 1 vol. 1004 p.
- HAMBREY M.J., BARRETT P.J., EHRMANN W.O. et LARSEN B. 1992. Cenozoic sedimentary processes on the Antarctic continental margin and the record from deep drillings. *Z. geomorph. N.F., suppl.*, Bd. 86, 77-103, Berlin.
- HAMEL A. et BROQUET P. 1988. Applications de la thermoluminescence à l'étude des grès de Hassi R'Mel (Algérie). *Réun. an. sci. Terre, Lille*, p. 73 (résumé).
- HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In : *Sea-level changes, an Integrated Approach. soc. Econ Palaeont and Miner, sp. publ.* **42**, 71-108.
- HARGRAVES R.B. et VAN HOUTEN F.B. 1985. Palaeogeography of Africa in early-middle Palaeozoic : paleomagnetic and stratigraphic constraints and tectonic implications. *Coll. geol. afr. St Andrews, abstract*, 160-161.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. et SMITH D.G. 1990. A geologic time-scale 1989. *Cambridge Earth sci. Seri.*, 263 p.
- HASSANI *et al.* 1991 (voir El Hassani)
- HAUGHTON S.H. 1969. Geological history of southern Africa. - *Geol. soc. South Africa, Cape Town*, 1 vol., 1 carte coul. h.t., 535 p.
- HAVLICEK V. et MASSA D. 1973. Brachiopodes de l'Ordovicien supérieur de Libye occidentale : implications stratigraphiques régionales. *Geobios*, **6**, 4, 267-290.
- HAYNES C.V. 1989. Bagnold's barkhan : a 57 yr record of dune movement in the Eastern Sahara and implications for dune origin and palaeoclimate since Neolithic time. *Quaternary Research*, **32**, 153-167.
- HEBRARD L., ELOUARD P. et FAURE H. 1983. Synthèse stratigraphique du Quaternaire du littoral mauritanien entre Nouakchott et Nouhadibou. In : *Afrique de l'Ouest-West Africa, (Fabre ed.), Lexique str. Intern., nlle sér., n°1, Pergamon*, 158-170.
- HEFLIK W. et JASIONOWICZ J. 1991. Produits de transformation dans les dolérites à Zerigat (Algérie). *Bull. Polish acad. sci., Earth sci.*, **39**, 1, 23-37.
- HEINZELIN J. (de) et STOCKMANS F. 1969. Flores carbonifères du jebel Oweinat. *C.R. som. soc. géol. Fr.*, **8**, 324-325.
- HELLER P.L. et ANGEVINE Ch.L. 1985. Sea level cycles during the growth of Atlantic-type oceans. *Earth and Planetary Sci. Letter*, **75**, 417-426.
- HERVOUET Y. et DUEE G. 1996. Analyse morphostructurale par imagerie satellitaire et coupes structurales modélisées des Monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie) : une chaîne hercynienne chevauchante à plis passifs. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, **8**, 57 fig., 127-173.
- HINDERMEYER J. 1977. Carte géologique du Jbel Saghro-Dadès au 1/200.000. - *Notes et Mém. serv. Géol. Maroc*, 161.
- HIRDES W., DAVIES D.W., LUDKE G. et KUNAN G. 1996. Two generations of Birimian (Palaeoproterozoic) volcanic belts in north-eastern Côte d'Ivoire (West Africa). Consequences for the Birimian controversy. - *Prec. Res.*, **80**, 173-191.
- HIRDES W., LEUBE A., MAUER R. et MOORBATH S. 1987. The evolution of the Birimian supergroup in Ghana, West Africa. - *14e coll. geol. Afr. Berlin, Abstracts*, 48-49.
- HOERNLE K., TILTON G. et SCHMINCKE H.U. 1991. Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria; evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters.*, **106**, 1/4, 44-63.
- HOFFMANN P.F. and SCHRAG D.P. 2002. The snowball Earth hypothesis : testing the limits of global change. - *Terra Nova*, **14**, 129-155.
- HOLLARD H. 1960. Une phase tectonique intra-famennienne dans le Tafilalt et le Maïder (Maroc pré-saharien). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **250**, 1303-1305.
- HOLLARD H. 1967. Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental. *Intern.sympos. Devonian system, Calgary 1967, Alberta petr.geol. publ.*, 203-244.
- HOLLARD H. 1970. Silurien-Dévonien- Carbonifère. *Notes et mém. serv. géol. Maroc*, **229**, 161-168.
- HOLLARD H. 1973. La mise en place au Lias des dolérites dans le Paléozoïque moyen du NE des plaines du Dra et du bassin de Tindouf (sud de l'Atlas central, Maroc). *C.R. Ac. sci., Paris*, **277**, 553-555.
- HOLLARD H. et LAFUSTE J. 1961. *Trachypora limbata (Coelenterata, Tabulata)* dans le Dévonien du sud marocain. *Notes serv. géol. Maroc*, **20**, Notes et mém. **152**, 71-79.
- HOLLARD H. et MORIN Ph. 1973. Les gisements de *Dzieduszykia (Rhychonellida)* du Famennien inférieur du massif hercynien central du Maroc. *Notes serv. géol. Maroc*, **33**, 249, 7-14.

- HSU K.J. 1972. Origin of saline giants : a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporites. *Earth Science Reviews*, **8**, 4, 371-396.
- HUFF W.D., BERGSTROM S.M. et KOLATA D.R. 1992. Gigantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe. Biological, tectonomagmatic and event-stratigraphic significance. *Geology*, **20**, 875-878.
- HUON S., BRONNER G. et VAUCHEZ A.. 1992. Le groupe allochtone d'Idjil (dorsale Reguibat , Mauritanie) : témoin d'une chaîne intra-cratonique du Protérozoïque inférieur. *14^e RAST, Toulouse*, p. 80.
- HUPE P. 1952. Contribution à l'étude du Cambrien inférieur et du Précambrien III de l'Anti-Atlas marocain. - *Notes et mém. serv. géol. Maroc*, **103**, 1 vol., 402 p.
- HUPPERT H.E. et SPARKS R.S.J. 1989. Chilled margins in igneous rocks. - *Earth and planet. sci. Let.*, **92**, 397-405.
- HUVELIN P. 1975-1977. Etude géologique et géologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental). 1. Etude géologique. 2. Etude géologique. - *Thèse D. Sc. Nancy (1975)*. 2 vol., 379 p., 76 fig., 47 h.t. et *Notes et mém. Serv. Géol. Maroc*, **252**, 408 p., (1977).
- IBN BATTOUTAH . 1321-1356 (1968). Voyages.
- ICOLE M. et PAGE N. 1987 Les lumachelles quaternaires du Sahara central et leur diagenèse. Implications paléogéographiques et stratigraphiques. In : *Paléocologie des régions sahariennes. Colloque intern., Béni-Abbès, oct. 1983, Alger, Centre nat. Et hist.* 7 p.
- ICOLE M. et RISER J. 1982. Les formations paléo-lacustres : cadre géologique et morphologie. In : *Le Shati, N.Petit-Maire ed. C.N.R.S. Marseille*, 11-27.
- IDSO S.B. 1976. Dust Storms. *Scientific American*, oct. 1976, 108-114.
- IKENNE M., GASQUET D., BARBEY P. et MACAUDIERE J. 1997. Relations entre déformation, métamorphisme et magmatisme dans le Paléoprotérozoïque du massif du Bas-Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). - *C.R. Acad. sci., Paris*, **234**, IIa, 237-243.
- IKENNE M., MORTAJI A., GASQUET D. et STUSSI J.P. 1997. Les filons basiques des boutonnières du Bas Drâa et de la Tagrara d'Akka : témoins des distensions néoprotérozoïques de l'Anti-Atlas occidental (Maroc). - *Journ. Afr. Earth sci.*, **25**, 209-223.
- ISAACSON P.E., HLADIL J., SHEN J.W., KALVODA J., DIAZ MARTINEZ E. et GRADER G. 1999. Late Devonian glaciation in Gondwana : Setting the stage for Carboniferous Eustasy. *Subcommission on Devonian Stratigraphy (December 1999), Newsletter* **16**, 37-46.
- JABLONSKI D. 1993. The Tropics as source of evolutionary novelty through geological time. *Nature*, **364**, 6433, 142-144.
- JACOBSON R.R.E., MACLEOD W.N. et BLACK R. 1952. Ring-complexes in the Younger granites province of Northern Nigeria. *Geol. Soc. London, Memoir n°1*.
- JACQUE M. 1963. Reconnaissance géologique du Fezzan oriental. *Notes et Mém. C.Fr. Petr., Paris*, **5**, 1 vol. 43 p., 1 fig., 1 carte h.t.
- JALIL N. et TAQUET Ph. 1994. Les vertébrés triasiques de la série de Zarzaitine (Algérie). Liste faunique et implications stratigraphiques. *Mém. serv.géol.Algérie, Trias* **93**, 99-104.
- JANVIER Ph. 2000. Les premiers poissons pris dans les filets chinois. - *La Recherche*, **329**, 18-19.
- JARDINE S., COMBAZ A., MAGLOIRE L., PENIGUEL G. et VACHEY G. 1972. Acritarches du Silurien terminal et du Dévonien du Sahara algérien. *7e cong. intern Carbonifère, Krefeld, I*, 295-312.
- JARRARD R.D. 1986. Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. - *Geology*, **14**, 780-783.
- JAOUJOU M. 1970. Levé géologique du degré carré de Bouaké. - *Dir. Mines et géol., serv. géol. Abidjan*, 151 p. inédit.
- JEPPSSON L. 1990. An oceanic model for lithological and faunal changes tested on the Silurian record. *Journ. geol. soc. London*, **147**, 663-674.
- JODOT P. 1938. Recherches sur les mollusques continentaux : un nouveau *Clavator* fossile dans les calcaires lacustres hammadiens des confins algéro-marocains du Sud. *Bull. soc. Géol. Fr. Paris, 5^e sér.*, **8**, 185-194.
- JOHNSON G.A., KLAPPER G. et SANDBERG C.A. 1985. Devonian eustatic fluctuation in Euramerica. *Geol. soc. America bull.*, **96**, 5, 567-587. Discussion : J.M. Dennison, 1595-1597.
- JOHNSON G.A., KLAPPER G. et SANDBERG C.A. 1986. Late Devonian eustatic cycles around margin of Old Red continent. *Ann. Soc. Geol. Belg.*, **109**, 1, 141-147.
- JOLY F. 1962. Etudes sur le relief dans le sud-est marocain. *Thèse Paris 1962 et Mém. inst. scient. chérif., sér. géol. et géog. phys.* **10**, 1 vol., 96 fig., 4 cartes coul., 578 p.
- JONES W.B. 1990. The Buem volcanics and associated sedimentary rocks, Ghana : field and geochemical investigations. - *J. Afr. Earth sci.* **11**, 3/4, 373-383.
- JOULIA F. 1959. Les séries primaires au N et NW de l'Air (Sahara central). Discordances observées. *Bull. soc. géol. Fr.*, **7**, 2, 192-196.
- JUNNER N.R. 1940. Geology of the Gold Coast and Western Togoland. - *Bull. Gold Coast geol. surv.* **11**, 40 p.
- JUNNER N.R. 1973. Gold in the Gold Coast. - *Geol. Survey Gold Coast, Accra, Mem.* **4**.
- JUNNER N.R. et HIRST T. 1946. Geology and hydrology of the Voltaian basin. - *Geol. survey Gold Coast, Mém.* **8**, 50 p.
- JUNNER N.R., HIRST T. and SERVICE H. 1942. The Tarkwa goldfield. - *Gold Coast geol. surv. Accra*, **8**, 75 p.
- KAHOUI M. 1988. Etude d'un complexe granitique différencié et de sa couverture volcanique. Incidence métallogénique. Cas du djebel Drissa, massif des Eglab (Algérie). - *Thèse Nancy, 28 Nov. 1988*, 1 vol. 258 p.
- KAHOUI M., DRARENI A., FABRE J., PEUCAT J.J. et KADDOUR M. 1996. Age éburnéen du complexe annulaire alcalin du djebel Drissa (Est de la Dorsale Reguibat, Algérie). - *Mém. service géologique de l'Algérie*, **8**, 15-22.

- KANTE D. 1980. Série birrimienne du Mali et l'or de Kalana. - *I.G.C. report 108-44, 4-5*, p. 37.
- KAPLAN G. et FAURE D. 1967. Analyse géochronologique du Cambro-Ordovicien et du socle de la région d'El Gassi, Sahara. *Bull. Centres Rech. Pau, SNPA*, 1, 2, 249-257.
- KARCHE J.P. et VACHETTE M. 1978. Age et migration de l'activité magmatique dans les complexes paléozoïques du Niger. Conséquences. *Bull. soc. géol. Fr., Paris*, (7), XX, 6, 941-954.
- KARPOFF R. 1960. La géologie de l'Adrar des Iforas. - *Thèse Paris, 1958, Bur. Rech. Géol. Min. Dakar, n°30*, 1 carte h.t. au 1/1.000.000.
- KARPOFF R. 1960. Le Cambro-Ordovicien de l'Adrar des Iforas (Sahara soudanais). *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, p. 16.
- KARPOFF R. 1989. Déformations récentes dans la vallée du Niger. *Géochronique*, 29, 7-8.
- KAZI-TANI N. 1986. Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intra-plaque Nord algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse D. Sc. Pau*, 59, 3 vol., 872 p., 348 fig.
- KAZI-TANI N. 2000. Corrélations électroséquentielles dans le Siluro-Dévonien des synclises est-sahariennes (Berkine, Tinrhert, Illizi) et centrale-saharienne (Ahnet, Timimoun). *Document SONATRACH*.
- KAZI-TANI N. 2000. Rapport de mission SONATRACH dans les Tassilis N'Ajers. *Alger*. Nov. 2000.
- KAZI-TANI N. et BOUMENDJEL Kh. 1998. Courbe de la variation eustatique 435-375 Ma. *SONATRACH, inédit*.
- KAZI-TANI N., NEDJARI A. et DELFAUD J. 1991. Modalités de fonctionnement d'un bassin d'avant-fosse : l'exemple du Carbonifère de Béchar (Sud Oranais, Algérie). *C.R. Ac. Sci., Paris*, 313, II, 579-586.
- KELLER C.K. et WOOD B.D. 1993. Possibility of chemical weathering before the advent of vascular plants. - *Nature*, 364, 223-225.
- KENNEDY W.Q. 1964. The structural differentiation of African in the Pan-African (± 500 my) tectonic episode. - *Leeds Univ. Inst. Afr. Geol., Ann. rep. sci. Results (abstracts)*, 8, 48-49.
- KESSE G.O. 1975. Limestone deposits of Ghana. - *Geol. Survey Ghana, Report 75/4*.
- KESSE G.O. 1986. The Birrimian system in Ghana. - *CIFEG, Paris, occ. Publ.*, 10, 85-98.
- KIENAST J.R. et OUZEGANE Kh. 1987. Polymetamorphic Al, Mg rich granulites with orthopyroxene-sillimanite and sapphirine parageneses in Archean rocks from the Hoggar, Algeria. - *Geological Journal*, 22, 57-79.
- KILIAN C. 1922. Aperçu général de la structure des Tassilis des Ajers. *C.R. Ac. Sci. Paris*, 175, 825-827.
- KILIAN C. 1922. Essai de synthèse de la géologie du Sahara sud-constantinois et du Sahara central, telle qu'elle se présente à ce jour avec les changements apportés aux connaissances antérieures par les observations faites au cours de notre mission de 1922. - *C.R. XIIIe Congr. Géol. Intern., Bruxelles, fasc. 2*, 887-945.
- KILIAN C. 1928. Sur la présence de Silurien à l'Est et au Sud de l'Ahaggar. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 186, 508-509.
- KILIAN C. 1931. Des principaux complexes continentaux du Sahara. *C.R. somm. S.G.F. Paris*, 109-111.
- KILIAN C. 1932. Sur des conglomérats précambriens du Sahara central : le Pharusien et le Suggarien. - *C.R. Somm. Soc. géol. Fr., Paris*, 7, 87-88.
- KILIAN C. 1957. Pétrole et cuivre dans le Sahara Central. *C.R. Ac. Sci., Paris*, 245, 15, p. 1255 (pli cacheté déposé le 22 Nov. 1948).
- KING L. 1963. South African scenery. A textbook of geomorphology. 3e édition révisée, Oliver and Boyd, Edinburg, 1 vol., 308 p.
- KING S.D. et ANDERSON D.L. 1995. An alternative mechanism of flood basalt formation. *Earth Planet. Sci. letters*, 136, 269-279.
- KITSON A.E. 1928. Carte géologique provisoire de la Gold Coast et du Togo occidental avec notice explicative. - *Bull. Gold Coast Geol. Surv. Accra*, 2, 13 p.
- KLITZSCH E. 1963. Geology of the North-East flank of the Murzuq basin (Djebel Ben Ghnema - Dor El Goussa area). *Rev. Inst. Fr. Petr.*, 18, (10), 1411-1427.
- KLITZSCH E. 1966. Geology of the northeast flank of the Murzuq basin. *Petr. explor. soc. Libya, 8th ann. field conf., South central Libya*. Tripoli, 19-32.
- KLITZSCH E. 1981. Lower Palaeozoic rocks of Libya, Egypt and Sudan. in: *Lower Palaeozoic of Middle East, East and South Africa, Antarctica. (C.H. Holland ed.)*, John Wiley & sons, 132-163.
- KLITZSCH E. 1984. Northwestern Sudan and bordering areas : geological development since Cambrian times. *Berliner geowiss. Abh.*, (A), 50, n° special, 23-45.
- KLITZSCH E. et LEJAL-NICOL A. 1984. Flora and fauna from strata in southern Egypt and northern Sudan (Nubia and surrounding areas). *Berliner geowiss. Abh.*, 50, n° special, 47-79.
- KLITZSCH E., LEJAL-NICOL A. et MASSA D. 1973. Le Siluro-Dévonien à Psilophytes et Lycophytes du bassin de Mourzouk (Libye). *C.R. Ac. Sci. Paris*, 277, D, 2465-2467.
- KORNPROBST J., PINEAU F., DE GIOVANNI R. et DAUTRIA J.M. 1987. Primary igneous graphite in ultramafic xenoliths : I. Petrology of the cumulate suite in alkali basalts near Tissemt (Eggere, Algerian Sahara). *Journ. of Petrology*, 28, 2, 293-311.
- KOUAMELAN A.N. 1996. Géochronologie et géochimie des formations archéennes et protérozoïques de la Dorsale de Man, en Côte d'Ivoire. Implications pour la transition Archéen-Protérozoïque. - *Univ. Rennes I, Ph. D.* 263 p.
- KOUAMELAN A.N., DELOR C. et PEUCAT J.J. 1997. Geochronological evidence for reworking of Archean terrains during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise, West African craton). - *Prec. Res.* 86, 177-199.

- KOUAMELAN A.N., PEUCAT J.J. et DELOR C. 1997. Reliques archéennes (3.15 Ga) au sein du magmatisme birimien (2.1 Ga) de Côte d'Ivoire, craton ouest-africain. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **324**, 11a, 719-727.
- KRÖNER A. 1984. Late Precambrian plate tectonics and orogeny: a need to redefine the term Pan-African. - In: African geology-Géologie africaine, (J. Klerck & J. Michot eds), M.R.A.C., Tervuren, 22-28.
- KRUSE P.D., ZHURAVLEV A.Yu. et JAMES N.P. 1995. Primordial Metazoan calcimicrobial reefs: Tommotian (Early Cambrian) of the Siberian platform. - *Soc. Sed. Geology, Research report*, 291-321.
- LAFRANCE B. et WILLIAMS P.F. 1992. Silurian deformation in eastern Notre Dame Bay, Newfoundland. *Can. J. Earth Sci.* **29**, 1899-1914.
- LAGOE M.B., EYLES C.H., EYLES N. et HALE Ch. 1993. Timing of Late Cenozoic Tidewater glaciation in the Far North Pacific. *Geol. soc. America bull.* **105**, 12, 1542-1560.
- LAMEYRE J. et LASSERRE M. 1967. Etude géochronologique des syénites alcalines et néphéliniques du massif annulaire d'Hassi El Fogra, Mauritanie septentrionale. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **265**, 733-736.
- LAMEYRE J. et LASSERRE M. 1970. Compte rendu de mission. Campagne de prélèvements pour études géochronologiques dans la région des Eglab, Sud Algérien. - *Rap. ronéoté, CRZA, CNRS*.
- LAMEYRE J., MAROT A., ZIMINE S., CANTAGREL J.M., DOSSO L. et VIDAL P. 1976. Chronological evolution of the Kerguelen islands syenite-granite ring complex. *Nature*, **263**, 306-307.
- LAMING-EMPERAIRE A. 1963. L'archéologie préhistorique. *Le Seuil, coll. Rayons de la science*, 1 vol., 187 p.
- LANCASTER N. 1988. Control s of eolian dune-size and spacing. *Geology*, **16**, 11, 972-975.
- LANCASTER N. 1988. On desert sand seas. *Episodes*, **11**, 1, 12-17.
- LANCASTER N. 1992. Relations between dune generations in the Gran Desierto of Mexico. *Sedimentology*, **39**, 4, 631-644.
- LANCELOT J.R., VITRAC A. et ALLEGRE C.J. 1976. Uranium and lead isotopic dating with grain-by-grain zircon analysis: a study of a complex geological history with a single rock. - *Earth and planet. Sci. Letters*, **29**, 357-366.
- LANDING E. 1994. Precambrian-Cambrian boundary global stratotype ratified and new perspective of Cambrian time. - *Geology*, **22**, 179-182.
- LANG J., YAHAYA M., EL HAMET M.O., BESOMBES J.C. et CAZOULAT M. 1991. Dépôts glaciaires du Carbonifère inférieur à l'ouest de l'Air (Niger). *Geol. Rundschau*, **3**, 80, 611-622.
- LANGFORD R. 1989. Fluvial-aeolian interactions. Part I, Modern systems, *Sedimentology*, **36**, 1023-1035.
- LANGFORD R. et CHAN M. 1988. Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa sandstones (Permian), Southeastern Utah. *Geol. Soc. America Bull.*, **100**, 10, 1541-1549.
- LANGFORD R. et CHAN M. 1989. Fluvial-aeolian interactions. Part II. Ancient systems. *Sedimentology*, **36**, 1037-1051.
- LANZONI E. et MAGLOIRE L. 1968. Associations palynologiques et leurs applications stratigraphiques dans le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur du Grand erg Occidental. *Rev. Inst. Fr. Petr.* (1969), XXIV, 4, 441 et s.
- LAPPARENT A.F. (de) et LELUBRE M. 1948. Interprétation stratigraphique des séries continentales entre Ohanet et Bourharet (Sahara central). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **227**, 1106-1108.
- LAPPARENT A.F. (de), CLARACQ P. et NOUGAREDE F. 1958. Nouvelles découvertes de Vertébrés dans les séries continentales au Nord d'Edjeleh (Sahara central). *C. R. Ac. Sci. Paris*, **247**, 25, 2399-2402.
- LAPPARTIENT J.R. et NAHON D. 1970. Les formations cuirassées sur les grès argileux Tertiaires du bassin sénégalomauritanien (bordure centrale et septentrionale). *Ann. Fac. sci. Marseille, XLIV*, 213-227.
- LASSERRE M., LAMEYRE J. et BUFFIERE J.M. 1970. Données géochronologiques sur l'axe Précambrien Yetti-Eglab en Algérie et en Mauritanie du Nord. - *Bull. Bur. Rech. Géol. Min. Paris, 2^e sér.*, IV, 2, 5-13.
- LATHAM A. et RIDING R. 1990. Fossil evidence for the location of the Precambrian-Cambrian boundary in Morocco. - *Nature*, **344**, 6268, 752-754.
- LATOUCHE L. 1972. Les tectoniques superposées dans la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie). - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **275**, 899-902.
- LATOUCHE L. 1975. Structure et formation des couloirs plissés Pan-Africains dans la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar- Algérie). - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVII, 4, 594-603.
- LATOUCHE L. 1978. Etude pétrographique et structurale du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (Nord-Est de l'Ahaggar, Algérie). - *Thèse D.Sc. Paris VII*.
- LATOUCHE L. 1983. L'orthoferrosilite et les roches associées de la région des Gour Oumelalen (NE Ahaggar, Algérie). - *Bull. Minéralogie*, **106**, 329-339.
- LATOUCHE L. 1985. Les collisions intra-cratoniques et la tectonique tangentielle dans le Pan-Africain du Hoggar central. In: «Evolution géologique de l'Afrique» (R. Black ed), Publ. Occas. CIFEG, n°4.
- LATOUCHE L. et VIDAL P. 1974. Géochronologie du Précambrien de la région des Gour Oumelalen (NE de l'Ahaggar, Algérie). Un exemple de mobilisation du strontium radiogénique. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **16**, 193-203.
- LATOUCHE L., BOUGHRARA M., LIEGEOIS J.P., NAVEZ J. et GUIRAUD M. 2000. Pan-African thrust sheets and eclogites in the central Hoggar terranes (Tuareg shield, Algeria). - 18th. *Coll. African geology, Graz, 3-7 July 2000, Journ. Afr. Earth sci.*, **30**, 4A, p. 52.
- LAVOCAT R. 1948. Sur l'existence de plissements affectant les terrains récents de la Hammada du Guir. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, 7, p. 134.

- LAVOCAT R. 1949. Les gisements de vertébrés crétacés du sud marocain. *C.R. som. Soc. Geol. Fr.* 7, 125-126.
- LAVOCAT R. 1949. Quelques observations dans les hammas du sud marocain. *C.R. som. Soc. Geol. Fr.* 9, 158-159.
- LAVOCAT R. 1950. Sur l'âge de la Hammada du Dra. *C.R. som. Soc. Géol. Fr.*, 9, 141-142.
- LAVOCAT R. 1954. Reconnaissance géologique dans les hammas des confins algéro-marocains du Sud. *Notes et mém. serv. Géol. Maroc*, 116, 1 vol. 121 p., 10 pl., 2 cartes h.t.
- LAY C. et REICHEL T. 1971. Sur l'âge et la signification des intrusions de dolérites tholéitiques dans le bassin de Taoudenni (Afrique occidentale). *C.R. Ac. Sci. Paris*, 272, 3, 374-376.
- LE GOFF E., GUERROT C., MAURIN G., JOHAN V., TEGYEV M., BEN ZERGA M. 2001. Découverte d'éclotites hercyniennes dans la chaîne septentrionale des Mauritanides (Afrique de l'Ouest). *C.R. Ac. Sci. Paris*, 333, 711-718.
- LE MAITRE D. 1952. Contribution à l'étude des faunes paléozoïques de l'Adrar mauritanien (Sahara occidental). *Bull. Dir. Mines et géol. A.O.F.*, 15, Dakar, 299-383, 6 pl.
- LE MAITRE D. 1952. La faune du Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg Djemel (Sud oranais). *Matériaux carte géologique d'Algérie, 1^{re} série, Paléontologie*, 12, 1 vol., 170 p., 22 pl.
- LE MAITRE D. 1952. Terrains dévoniens. In : ALIMEN *et al.* Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. *XIXe Cong. Géol. Intern. Alger, Monographies régionales. 1^{re} série*, 15, 49-51.
- LE PAGE A. 1983. Les grandes unités des Mauritanides, aux confins du Sénégal et de la Mauritanie. L'évolution structurale de la chaîne, du Précambrien supérieur au Dévonien. *Thèse D. Sc. Univ. Aix-Marseille*, 518 p.
- LE PAGE A. et LECORCHE J.P. 1991. La chaîne des Mauritanides. Un exemple d'orogène polyphasé, panafricain à hercynien, en Mauritanie. - In : Géologie de la Mauritanie, Ch. Caruba et R. Dars eds, Inst. Sup. sci. Nouakchott et Univ. Nice-Sophia-Antipolis, 81-94.
- LEAKE B.E. 1990 Granite magmas : their sources, initiation and consequences of emplacement. - *Journ. geol. Soc. London*, 147, 579-589.
- LEBLANC M. 1981. Ophiolites précambriennes et gîtes arsénisés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). - *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 280, 306 p.
- LEBLANC M. et LANCELOT J.R. 1980. Interprétation géodynamique du domaine Pan-Africain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. - *Can. Journ. Earth sci.*, 17, 142-155.
- LEBLANC M. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1994. Sedimentary and volcanic evolution of a Neoproterozoic continental margin (Bleida, Anti-Atlas, Morocco). - *Prec. Res.*, 70, 25-44.
- LEBLANC M., DAUTRIA J.M. et GIROD M. 1982. Magnesian ilmenite xenoliths in a basanite from Tahalra, Ahaggar (Southern Algeria). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 347-354.
- LECOLLE M., DERRE C., RJIMATI E., NERCI K., AZZA A. et BENNANI A.; 1991. Les distensions de la tectonique biphasée du Panafricain de l'Anti-Atlas oriental : dynamique de dépôt et de structuration des Précambriens II-2 et II-3 (Sagro, Maroc). - *C.R. Ac. Sci. Paris*, 313, 1563-1568.
- LECORCHE J.P. 1980. Les Mauritanides, face au craton ouest-africain. Structure d'un secteur-clef : la région d'Idjibiten (Est d'Akjoujt, Rep. Isl. Mauritanie). *Thèse D.Sc. univ. Aix-Marseille, et Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme*, B. 26, 1985, 446 p.
- LECORCHE J.P. et SOUGY J. 1969. Relations des formations d'Akjoujt (Mauritanie) avec le Paléozoïque de l'Adrar (bassin de Taoudenni) dans la région d'Irji (E d'Akjoujt, Mauritanie W). *Bull. soc. géol. Fr. Paris*, 7, XI, 233-250.
- LECORCHE J.P., DALLMEYER R.D. et VILLENEUVE M. 1989. Definition of tectonostratigraphic terranes in the Mauritanides, Bassarides and Rokelide orogens, West Africa. - *Geol. Soc. Am. sp. paper*, 230, 131-144.
- LEDRU P., MILESI J.P., FEYBESSE J.L., DOMMANGET A., JOHAN V., DIALLO M. et VINCHON Ch. 1989. Tectonique transcurrente et évolution polycyclique dans le Birrimien, Protérozoïque inférieur, du Sénégal-Mali (Afrique de l'Ouest). - *C.R. Ac. Sci. Paris*, 308, II, 117-122.
- LEDRU P., MILESI J.P., VINCHON Ch., JOHAN V., MARCOUX et ANKRAH 1989. Géologie et gîtologie de l'or des séries birimiennes du Ghana. - *BRGM, rapport dactyl.* 41 p.
- LEFRANC J.Ph. 1952. Des couches à bois fossiles tertiaires du Tinnert occidental et de Bel Guebbour (Sahara central). *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, II, p. 253.
- LEFRANC J.Ph. 1952. Physionomie générale de la série hamadienne du Sahara central (Crétacé supérieur-Nummulitique). *XIXe Cong. Géol. Intern. Alger, ASGA, XXI*, p. 135 (résumé).
- LEFRANC J.Ph. 1963. Morphologie, stratigraphie, structure et paléogéographie des formations continentales intercalaires du Fezzan nord-occidental (Libye). *Thèse univ. Paris*, 1 vol. 257 p.
- LEFRANC J.Ph. 1983. Continental Terminal. in : *Afrique de l'Ouest-West Africa. Lexique stratig. nouv. sér.*, (Fabre ed.), Pergamon press.
- LEFRANC J.Ph. 1983a. Corrélation vers le Nord et description stratigraphique détaillée du Continental Intercalaire (Mésozoïque continental) de la sebkha de Timimoun, Gourara, Sahara algérien. *C.R. Ac. Sci. Paris*, 296, 193-196.
- LEFRANC J.Ph. 1983b. Continental Intercalaire. in : *Afrique de l'Ouest-West Africa, Lexique stratig. intern. n. sér. 1*, (Fabre ed.), Pergamon press, 218-219.
- LEFRANC J.Ph. et TOUTIN N. 1971. Un gisement de *Desertella foureaui* (lamellibranche prétérodonte) dans le sousbassement Albien du Tademaït Ouest (Sahara algérien). *Bull. Soc. Hist. Nat. Af. Nord, Alger*, 62, 1/2, 103-110.
- LEGGETT J.K., McKERROW W.S., COCKS L.R.M. et RICKARDS R.B. 1981. Periodicity in the early Palaeozoic marine realm. - *Journ. soc. geol. London*, 138, 167-176, 2 figs.

- LEGIGAN Ph., LE RIBAUT L. et MONTRON St. 1989. Exoscopie des quartz fluviaux. Délai d'acquisition des caractères de la surface des grains au long du cours d'une rivière. *C.R. Ac. Sci., Paris*, **309**, II, 575-581.
- LEGRAND Ph. 1967. Le Dévonien du Sahara algérien. *Int. sympos. Devonian system, Calgary 1967, Alberta soc. petrol. geol. publ.* 245-284.
- LEGRAND Ph. 1967. Nouvelles connaissances acquises sur la limite des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara algérien. *Mém. BRGM, Paris*, **33**, 119-138.
- LEGRAND Ph. 1969. Découverte de graptolites entre Gara Djebilet et Aouinet Bel Egra (synéclyse de Tindouf, Sahara algérien). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord, Alger*, **59**, 1/4, 99-114.
- LEGRAND Ph. 1969. Un *Homalonotidae* du Wenlockien terminal des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien) : *Burmeisteria kseibi* n.p.- Découverte de Graptolites entre Gara Djebilet et Aouinet Bel Egra (synéclyse de Tindouf, Sahara algérien). *Bull. soc. hist. nat. Afr. Nord, Alger*, **59**, 1/4, 99-126.
- LEGRAND Ph. 1970. Les couches à *Diplograptus* du Tassili de Tarit (Ahnet, Sahara algérien). *Bull. soc. hist. nat. Afr. Nord, Alger*, **60**, 3/4, 3-58.
- LEGRAND Ph. 1974. Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien au Sahara algérien. *Mém. C. Fr. Petr.*, **11**, 121-138.
- LEGRAND Ph. 1981. Essai sur la paléogéographie du Silurien au Sahara algérien. *Notes et mém. C. Fr. Petr., Paris*, **16**, 13-23.
- LEGRAND Ph. 1983. Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie paléozoïque : le Paléozoïque inférieur et le Dévonien. *In : Lexique strat. Intern., Afrique de l'Ouest-West Africa* (Fabre ed.), Pergamon, 96-108.
- LEGRAND Ph. 1985. Lower Palaeozoic rocks of Algeria. *in: Lower Palaeozoic of north-west and west central Africa*, (C.H. Holland, ed.), John Wiley & sons, 52-84.
- LEGRAND Ph. 1985. Réflexions sur la transgression silurienne au Sahara algérien. *110e cong. Soc. sav., Montpellier, VI*, 233-344.
- LEGRAND Ph. 1995. Evidence and concerns with regard to the Late Ordovician glaciation in North Africa. *In Ordovician Odyssey, Cooper, Drosey and Finney eds., Pacific soc. Sed. Geol., Fullerton, California*.
- LEGRAND Ph. 1998. Approche stratigraphique de l'Ordovicien terminal et du Silurien inférieur du Sahara algérien par l'étude des Diplograptides (Graptolites). *Thèse D. Sc. Bordeaux*, 3 vol., 837 p.
- LEGRAND Ph. et NABOS G. 1962. Contribution à la stratigraphie du Cambro-Ordovicien dans le bassin saharien occidental. - *Bull. soc. géol. France*, **7**, IV, 1, 123-131.
- LEGRAND-BLAIN M. 1967. Précisions sur la stratigraphie de la série des calcaires du Djebel Béchar (Namurien-Moscovien) à l'Est de Béchar (Algérie). *Bull. soc. géol. Fr.*, **IX**, 2, 298-306.
- LEGRAND-BLAIN M. 1983. Le Carbonifère marin du Sahara algérien. *in : Afrique de l'Ouest-West Africa* (Fabre ed.), Pergamon press, 109-117 et p. 273.
- LEGRAND-BLAIN M. 1983b. Le Carbonifère des Iullemeden, de Taoudenni. *in: Conrad et al. Cong. géol. Carbonifère* Madrid. 1982.
- LEGRAND-BLAIN M. 1985. Dynamique des brachiopodes carbonifères sur la plate-forme carbonatée du Sahara algérien. Paléoenvironnement, paléobiogéographie, évolution. *Thèse D. Sc. Bordeaux I*, 2 vol. texte + un vol. planches.
- LEGRAND-BLAIN M. 1986. Spiriferacea (Brachio-podes) viséens et serpuckoviens du Sahara algérien. *Biostrat. Paléozoïque*, **5**, 1-85.
- LEGRAND-BLAIN M. 1999. Carboniferous Brachio-pod faunas from the Taoudenni basin (Mali, W Africa) : biostratigraphy, palaeobiogeography. *I.G.C.P. program n°421, abstracts*, (R. Feist, J. Talent, B. Orth, eds.), 29-31.
- LEGRAND-BLAIN M. 2001. Le Strunien et le Tournaisien au Sahara algérien : limites, échelles lithostratigraphiques et biostratigraphiques régionales. *Bull. Serv. Géol. Algérie, sous presse*.
- LEGRAND-BLAIN M. et PERRET-MIROUSE M.F. 2000. Brachiopodes et conodontes carbonifères du bassin de Taoudenni (Mali, Afrique de l'Ouest) : biostratigraphie et paléogéographie. *Trav. Inst. Scient. Rabat, série géologie et géographie physique*, **20**, 92-107.
- LEHMANN J.P. 1957. Les Stegocephales sahariens. *Ann.de paléontologie, Paris, Vertébrés*, **43**, 139-146.
- LEJAL-NICOL A. 1972. Contribution à l'étude de la flore paléozoïque à Lycophytes de Libye et des bassins du Djado et de Fort-Polignac (Illizy). *Thèse D. Sc. Paris, 23 Juin 1972, n° CNRS AO 7287*, 1 vol. 364 p., + 1 vol. 58 pl.
- LEJAL-NICOL A. 1972. Contribution à l'étude des Lycophytes paléozoïques du bassin de Fort-Polignac (Illizy). *Bull. soc. hist. nat. Afr. Nord, Alger*, **63**, 3/4, 49-80.
- LEJAL-NICOL A. 1985. Les premiers végétaux vasculaires africains : origine et évolution. *Min. Ed. Nat., Comité trav.scient., Bull. sect. sciences*, **VIII**, 83-92.
- LEJAL-NICOL A. 1991. The importance of Libyan Devonian-Carboniferous Palaeofloras : a comparison with Egyptian and New Nigerian ones. *in : Geology of Libya, Elsevier, Amsterdam*, **IV**, 1343-1350.
- LELUBRE M. 1949. Géologie du Fezzan oriental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **XIX**, 1-3, 251-262.
- LELUBRE M. 1952. Conditions structurales et formes de relief dans le Sahara. *Trav. Inst. Rech. Sah., Alger*, **VIII**, 189-238.
- LELUBRE M. 1952. Recherches sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central). - *Bull. carte géol. Algérie*, **2**, **22**, 2 vol., 354 p. et 386 p.
- LELUBRE M. 1955. Généralités sur la structure géologique et la géographie physique du Sahara. *Cahiers Charles de Foucault, Paris*, 9^{ème} sér., **38**, 19-29.
- LEMOIGNE Y 1971. (en coll. avec P. Gevin et J.C. Koeniguer). Bois fossiles du Dalaat el Admia (région de Tindouf, Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), **XIII**.

- LEMOIGNE Y. 1967. Reconnaissance paléobotanique dans le Sahara occidental (région de Tindouf et de Gara Djebilet). *Ann. Soc. Géol. Nord*, LXXXVII, 1, 31-38.
- LEMOINE S. 1985. Quelques aspects nouveaux de l'orogénèse éburnéenne en Côte d'Ivoire. - *110e Cong. nat. soc. sav., Montpellier*, VI, 53-65.
- LEMOINE S. 1988. Evolution géologique de la région de Dabakala (NE de la Côte d'Ivoire) au Protérozoïque inférieur. *Thèse D. Sc. Univ. Clermont-Ferrand*.
- LEMOSQUET Y. et LYS M. 1971. Attribution au Bashkirien supérieur de la série de l'oued El Hamar (Djebel Bechar, Sud oranais, Algérie). *C.R. Ac. sci. Paris*, 272, 3001-3004.
- LEMOSQUET Y. et PAREYN C. 1975. Karsts et chenaux de ravinement dans le Carbonifère marin du bassin de Béchar et ses bordures (sud oranais, Algérie). *3e Réun. ann. sci. Terre, Montpellier*, p. 230.
- LEMOSQUET Y. et PAREYN C. 1982. Evolution du processus récifal au cours du Carbonifère dans le bassin de Béchar (Sahara sud-oranais, Algérie). *Mem. géol. univ. Dijon*, 7, 433-442.
- LEMOSQUET Y., PAREYN C. et WEYANT M. 1975. Transgression dinantienne et mouvements hercyniens précoces sur la bordure septentrionale du craton africain (bassin de Béchar, Sahara sud-oranais, Algérie). *C.R. 8^e cong. Int. Strat. Géol. Carbonifère, Moscou*, VI, 199-209.
- LESQUER A. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1980. Les anomalies gravimétriques de la boucle du Niger. Leur signification dans le cadre de l'orogénèse pan-africaine. *Can. Journ. Earth sci.* 17, 1538-1545.
- LESQUER A. et VASSEUR G. 1992. Flux de chaleur et structure lithosphérique en Afrique de l'Ouest. In : *Programme dynamique et bilans de la Terre; résultats des travaux 1988-1992*. Inst. National Sci. Univers, Paris
- LESQUER A. et VASSEUR G. 1992. Heat flow constraints on the West African Lithosphere structure. *Geophys. Research letters*, 19, 6, 561-564.
- LESQUER A., BOURMATTE A. et DAUTRIA J.M. 1988. Deep structure of the Hoggar domal uplift (Central Sahara, Southern Algeria) from gravity and petrological data. *Tectonophysics*, 152, 71-87.
- LESQUER A., BOURMATTE A., LY S. et DAUTRIA J.M. 1989. First heat flow determination from the Central Sahara : relationship with the Pan-African belt and Hoggar domal uplift. *Journ. Afr. Earth Sci.*, 9, 1, 41-48.
- LESQUER A., TAKHERIST D., DAUTRIA J.M. et HADIOUCHE O. 1990. Geophysical and petrological evidence for the presence of an anomalous Upper Mantle beneath the Sahara basin (Algeria). *E.P.S.L.*, 96, 3/4, 407-418.
- LESQUER A., TAKHERIST D., DAUTRIA J.M. et HADIOUCHE O. 1990. Geophysical and petrological evidence for the presence of an "anomalous" upper mantle beneath the Sahara basins (Algeria). *Earth and Planetary Science Letters*, 96, 407-418.
- LESQUER A., VILLENEUVE J.C. et BRONNER G. 1991. Heat flow data from the Western margin of the West African craton (Mauritania). *Physics of the Earth and Planetary interiors*, 66, 320-329.
- LESSARD L. 1959. Note préliminaire sur la géologie des Tassilis Oua-N-Ahaggar (Sahara méridional). *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 6, 151-152.
- LESSARD L. 1961. Les séries primaires des Tassilis Oua-N-Ahaggar au Sud du Hoggar, entre l'Aïr et l'Adrar des Iforas (Sahara méridional). *Bull. soc. géol. Fr.*, 7, III, 501-513.
- LESSERTISSEUR J. 1955. Traces fossiles d'activité animale et leur signification paléobiologique. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 74, 1 vol., 150 p., 11 pl.
- LETHIERS F. 1998. Evolution de la biosphère et événements géologiques. *Gordon & Breach publ.*, 321 p.
- LEYRELOUP A., BODINIER J.L., DUPUY C. et DOSTAL J. 1982. Petrology and geochemistry of granulite xenoliths from Central Ahaggar (Algeria). Implications for the lower crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 68-75.
- L'HOMER A. 1967. Précisions sur la lithologie et la sédimentologie des grès du Cambrien (Ri et Ra) à Hassi Messaoud sud. - *Publ. serv. géol. Algérie, nlle sér.* 35.
- LIEGEOIS J.P. et BLACK R. 1984. Pétrographie et géochronologie Rb-Sr de la transition calco-alkaline finipanafricaine dans l'Adrar des Iforas (Mali) : accréction crustale au Précambrien supérieur. - In : *African Geology-Géologie africaine* (Klerkx et Michot eds) Mus. roy. Af. Centr., Tervuren, 115-146.
- LIEGEOIS J.P. et BLACK R. 2002. The nature of the Pan-African belt : the Tuareg shield lens.
- LIEGEOIS J.P., NAVEZ J., HERTOGEN J. et BLACK R. 1998. Contrasting origin of post collisional high K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliging normalization. *Lithos*, 585, Elsevier, 28 p.
- LIEGEOIS J.P., CLAESSENS W., CAMARA D. et KLERKX J. 1991. Short lived Eburnian orogeny in southern Mali : Geology, Tectonics and U-Pb and Rb-Sr Geochronology. - *Precambrian Research*, 50, 111-136.
- LIEGEOIS J.P., SAUVAGE J.F. et BLACK R. 1991. The Permo-Jurassic alkaline province of Tadhak, Mali : geology, geochronology and tectonic significance. *Lithos, Elsevier*, 27, 95-105.
- LIEGEOIS J.P., BLACK R., NAVEZ J. et LATOUCHE L. 1994. Early and Late Pan-African orogenies in the Aïr assembly of terranes (Tuareg shield, Niger). - *Precambrian Research*, 67, 59-88.
- LIEGEOIS, J.P., BENHALLOU, A., AZZOUNI-SEKKAL, A., YAHIAOUI, R. et BONIN, B. 2005. The Hoggar swell and volcanism : Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African volcanism. In : *Plates, Plumes and Paradigms* (Eds: Foulguer G.R., Natland J.H., Presnall D.C., Anderson D.L.) Geological Society of America).
- LOMPO M., CABY R. et ROBINEAU B. 1991. Evolution structurale du Birimien au Burkina-Faso : exemple de la ceinture de Boromo-Goren dans le secteur de Kwademen (Afrique de l'Ouest). - *C.R. Ac. Sci., Paris*, 313, II, 945-950.
- LOUIS P. 1970. Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du Tchad. *Mém. ORSTOM n°42*, 1 vol., 307 p., 1 vol. coupes et cartes.
- LOUVET P. 1968. Sur deux méliacées fossiles nouvelles du Tinnherth (Algérie). *Comité trav. hist. et scient., Bibl. Nat. Paris, sect. Sci., 2, Paléobot.*
- LY S. 1979. Etude gravimétrique de l'Adrar des Iforas (NE Mali). - *Thèse Montpellier*, 1 vol. 107 p.

- LY S., ALBOUY Y., CHAUVIN M., FOY R. et LACHAUD J.C., LESQUER A. 1980. Apport de la gravimétrie à la compréhension de la chaîne panafricaine dans l'Adrar des Iforas. - *ORSTOM, Geophys.*, 17, 37-57.
- LY S., LESQUER A., BA H. et BLACK R. 1984. Structure profonde du batholite occidental de l'Adrar des Iforas (Mali) : une synthèse des données gravimétriques et géologiques. - *Rev. geol. dyn. geog. phys.* 25, 1, 33-44.
- LYS M. 1963. La microfaune dans ses applications à la stratigraphie du Carbonifère. *Cong. intern. géologie du Carbonifère, Paris*, p. 189 et s.
- LYS M. 1979. Micropaléontologie (Foraminifères) des formations marines du Carbonifère saharien. *C.R. 8^e Cong. intern. géol. Carbonifère, Moscou, 1975*, II, 37-47.
- MADI A., BOURQUE P. et MAMET B. 1996. Depth-related Ecological zonation of a Carboniferous Carbonate ramp : Upper Viséan of Béchar basin, western Algeria. *Facies*, 35, 59-80.
- MAGARITZ M., KIRSCHVINK J.L., LATHAM A.J., ZHURAVLEV A.Yu et ROZANOV A.Y. 1991. Precambrian-Cambrian boundary problem : carbon isotope correlation for Vendian and Tommotian time between Siberia and Morocco. - *Geology*, 19, 8, 847-850.
- MAGLOIRE L. 1968. Etude stratigraphique par la palynologie des dépôts argilo-gréseux du Silurien et du Dévonien inférieur dans la région du Grand Erg occidental (Sahara algérien). *Intern. symp. Devonian system, Cagliari, soc. petrol. geol. Alberta*, 473-491.
- MAGNIER Ph. 1963. Etudes stratigraphiques dans le Gebel Nefousa et le Gebel Garian (Tripolitaine, Libye). *Bull. soc. Géol. Fr.*, (7), 5 (2), 89-94.
- MAHBOUBI M. 1994. Etude géologique et paléontologique des formations continentales paléocènes et éocènes de l'Algérie. *Thèse D. Sc., Univ. Oran*. 1 vol., 1 pl., 117 p.
- MAHDJOUB Y., DRARENI A. et GANI R. 1994. Accrétion crustale et tectonique verticale à l'Eburnéen dans les massifs des Eglab et du Yetti (Dorsale Reguibat, Algérie). - *Bull. serv. géol. Algérie*, 5, 1, 97-107.
- MAHDJOUB Y., DRARENI A. et GANI R. 1994. Mission de terrain Yetti-Eglab, Dorsale Reguibat (Algérie). (Projet MI 90 01). - *Rapport ronéoté ORGM, Boumerdès*, 7 p.
- MAHLBURG -KAY S., RAMOS V.A., MPODOZIS C., SRUOGA P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism in the Gondwana margin : analogy to the Middle Proterozoic in North America ? *Geology*, 17, 324-328.
- MAINGUET M. 1975. La sédimentation éolienne au Sahara. Apport des images du satellite NOAA3 dans l'étude des manifestations au sol des courants éoliens. *3e RAST, Montpellier*, p. 241.
- MAINGUET M. et CHEMIN M.C. 1983. Sand seas of the Sahara and Sahel. An explanation of their thickness and sand dune type by the sand budget principle. in: *Eolian sediments and processes. Brookfield & Ahlbrandt eds. Elsevier, Amsterdam, 1983*, 353-383.
- MAINGUET M., COSSUS L. et CHAPELLE A.M. 1980. Utilisation des images Meteosat pour préciser les trajectoires éoliennes au sol, au Sahara, et sur les marges sahéniennes. *Soc. fr. photogrammétrie et télédétection, Bull.* 78, 2, 1-12.
- MALEY J. 1981. Etude palynologique dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30.000ans à l'époque actuelle. *Palaeoecology of Africa, 1981*, 13, 45-52.
- MALUSKI H., MONIE P., KIENAST J.R. et RAHMANI A. 1990. Location of extraneous argon in granulite-facies minerals: a paired microprobe-laser ⁴⁰Ar/³⁹Ar analysis. - *Chemical Geology*, 80, 213-217.
- MAMET B., CHOUBERT G., HOTTINGER L. 1966. Note sur le Carbonifère du jebel Ouarkziz. Etude du passage du Viséen au Namurien d'après les foraminifères. *Notes serv. geol.*
- MARCHAND J., TROMPETTE R. et SOUGY J. 1972. Etude photogéologique de la région El Mreiti, Mejahouda - Agueraktem. *Trav. lab. sci. Terre, Marseille - St Jérôme*, X, 21, 30 p., 9 fig. Maroc., 27, 198, p. 7 et s.
- MARTY B., APPORA L., LUSSIEZ P. et VASSARD N. 1992. Les isotopes de l'hélium et de l'argon dans les laves des provinces volcaniques de Djibouti, de l'Italie du Sud et du Hoggar; implications pour l'origine des magmas. In : *Programme dynamique et bilans de la Terre; resultats des travaux 1988-1992, Univ. P. et M. Curie, Lab. MAGIE, Paris, Inst. National Sci. Univers, Centre National, Paris, France*.
- MASCLE G., DELCAILLAU B. et HERAIL G. 1990. La formation de l'Himalaya. *La Recherche*, 31, 31-39.
- MASCLE G., HERAIL G. et DELCAILLAU B. 1987. Paramètres contrôlant la géométrie des bassins d'avant chaîne dans les chaînes alpines. - *Mem. soc. geol. Ital.* 38, 19-33.
- MASSA D. 1988. Paléozoïque de Libye occidentale. Stratigraphie et paléogéographie.- *Thèse, D. Sc. Univ. Nice*, 2 vol. 554 p.
- MASSA D. et JAEGER H. 1971. Données stratigraphiques sur le Silurien de l'Ouest de la Libye. *Mém. BRGM*, 73, 313-321.
- MASSA D., COMBAZ A. et MANDERSCHIED G. 1965. Observations sur les séries Siluro-Dévoniennes des confins algéro-marocains du Sud. *Notes et mém. C. Fr. Petr., Paris*, 8, 1 vol., 18 fig., 11 h.t., 188 p.
- MATHIEU Ph. 1983. Le Post-Paléozoïque au Tchad. In : *Afrique de l'Ouest-West Africa (Fabre ed.), Lexique strat. intern. nlle sér. n°1, Pergamon*, 143-146.
- MAZA M. 1998. Transition magmatisme tholéitique-alcalin en contexte intra-continental : exemple du "point chaud" du Hoggar. Les complexes volcano-plutoniques annulaires du Sud-Amadghor et le district de Serouenout (Hoggar central Algérie). *Thèse Université de Montpellier 2*, 216 p.
- MAZA M., BRIQUEU L., DAUTRIA J.M. et BOSCH D. 1998. Le complexe annulaire d'âge Oligocène de l'Achkal (Hoggar central, Sud Algérie: témoin de la transition au Cénozoïque entre les magmatismes tholéitique et alcalin. Evidences par les isotopes du Sr, Nd et Pb. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 327, 167-172.
- MAZA M., DAUTRIA J.M., BRIQUEU L. et CANTAGREL J.M. 1995. Massif annulaire de l'Achkal : un témoin d'un magmatisme alcalin d'âge Oligocène supérieur au Hoggar centro-oriental. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, vol. 6, 1, 61-77.
- McCARTHY T.S., ELLERY W.N. et STANISTREET I.G. 1992. Avulsion mechanism on the Okavango fan, Botswana : the control of a fluvial system by vegetation. *Sedimentology*, 39, 5, 779-796.

- McELHINNY M.W., GIDDINGS J.W. et EMBLETON B.J.J. 1974. Palaeomagnetic results and Late Precambrian glaciation. - *Nature*, **248**, 557-561.
- McKERROW W.S. et SCOTESE C.R. 1990. (eds). Palaeozoic palaeogeography and biogeography. *Geol. soc. London, Memoir n° 12*.
- McKERROW W.S. et ZIEGLER A.M. 1972. Silurian palaeogeographic development of the proto-atlantic ocean. *Cong. geol. intern., Montréal, sect. 6*, 4-10.
- McKERROW W.S., MAC NIOCAILL C., AHLBERG P.E., CLAYTON G., CLEAL C.J. et EAGAR R.M.C. 2000. The Late Palaeozoic relations between Gondwana and Laurussia. In : *Orogenic processes : Quantification and Modelling in the Variscan belt (Frakes, Haak, Onken, Tanner, eds.)*, *Geol. Soc. London, special publ.* **179**, 21-34.
- McKERROW W.S., SCOTESE C.R. et BRASIER M.D. 1992. Early Cambrian continental reconstruction. *Journ. geol. soc. London*, **149**, 599-606.
- MEBROUK F., MAHBOUBI M. et FEIST M. 1994. L'apport des charophytes à la stratigraphie des formations continentales éocènes de l'Algérie. in : *Mahboubi 1994, annexe*, 10 p. 1 pl.
- MEERT J.G. et VAN DER VOO R. 1994. The Neoproterozoic (1000-540 Ma) glacial intervals, no more snowball Earth ? - *E.P.S.L.*, **123**, 1-4, 13 p., Elsevier.
- MEES F. 1999. Textural features of Holocene perennial saline lake deposits of the Taoudenni-Agorgott, northern Mali. *Sedim. Geology*, **127**, 65-84.
- MEGARTSI M. 1972. Etude des structures circulaires du NE d'Illizi (Sahara nord-oriental). *Thèse 3ème cycle, Alger*, 101 p.
- MEINDRE M. 1955. Etude géologique du massif de Bou Kais. - *Bull. Sci. et Econ. Bur. Rech. Min. Algérie, Alger*, **2**, 7-48.
- MENCHIKOFF N. 1930. Recherches géologiques et morphologiques dans le nord du Sahara occidental. *Rev. Géog. phys. et géol. Dyn. III*, **2**, 147 p.
- MENCHIKOFF N. 1935. Le Carbonifère de Tazoult, au Touat (Sahara). *C.R. Som. Soc. géol. Fr., Paris*, p. 50.
- MENCHIKOFF N. 1942. Un sondage dans le Tanezrouft. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **214**, p. 319.
- MENCHIKOFF N. 1945. Observations géologiques d'André Meyendorff dans le Tanezrouft méridional. *Trav. Inst. Rech. Sahar., Alger, III*, 3-14.
- MENCHIKOFF N. 1945. Sur la présence de Cambrien dans la région de Talzaza. - *C.R. Ac. sci. Paris*, **221**, 510-511.
- MENCHIKOFF N. 1949. Quelques traits de l'histoire géologique du Sahara occidental. *Ann. Hébert et Haug, Liv. jub. Ch. Jacob*, **7**, 303-325.
- MENCHIKOFF N. 1957. De l'Infracambrien au Sahara. - *Coll CNRS, LXXVI*, 169-172.
- MENCHIKOFF N. et JOLEAUD L. 1934. Gisement de mammifères et de mollusques quaternaires du Tanezrouft au Nord-Ouest de l'Adrar des Iforas. *C.R. Som. S. Géol. Fr., Paris*, p. 213.
- MENCHIKOFF N. et MONOD Th. 1936. Coupe géologique du Hank à Taoudeni, Sahara occidental. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **202**, 3, 230-232.
- MERGL M. et MASSA D. 2000. A Palaeontological Review of the Devonian and Carboniferous Succession of the Murzuq Basin and the Djado Sub-Basin. In : *Geological exploration in Murzuq Basin. (Sola and Worsley eds.) Elsevier science BV*, 41-88.
- MESTRAULT J.L., POUIT G., ROCCI G., BRONNER G., BARRERE J., MARCELLIN J., CHIRON J.C., TROMPETTE R., SOUGY J. et ELOUARD P. 1975. Notice explicative de la carte géologique à 1/1.000.000 de la Mauritanie. Monographies géologiques régionales. *Rép. Islam. Mauritanie Dir. Mines et Géol., BRGM ed., Paris*, 1 vol., 255 p., 1 carte coul.
- MEYENDORFF A. (de). 1938. Note sur le Gourara (Sahara occidental). *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.* **II**, 151-159.
- MEYENDORFF A. (de). 1939. Les couches de passage du Dévonien au Carbonifère dans le Gourara. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **209**, 228-229.
- MEYENDORFF A. (de). 1942. Mission à Taoudenni. Carnets. *inédits*.
- MEYER-BERTHAUD B., SCHECKLER S.E. et WENDT J. 1999. *Nature*, 23 avril 1999.
- MICHARD A. 1976. Eléments de géologie marocaine. - *Notes, Mém. Serv. géol. Maroc*, **252**, 2 cartes h.t., 408 p.
- MILES J.P., FEYBESSE J.L., LEDRU P., DOMMANGET A., OUEDRAOGO M.F., MARCOUX E., PROST A., VINCHON C., SYLVAIN J.P., JOHAN V., TEGUEY M., CALVEZ J.Y. et LAGNY Ph., 1989. Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leurs relations avec l'évolution lithostratigraphique au Protérozoïque inférieur. - *Chron. Rech. Minière, Paris*, **497**, 3-98.
- MILLER C. 1982. Geochemical constraints on the origin of xenoliths bearing alkali basaltic rocks and megacrysts from the Hoggar, Central Sahara. *Geochem. J.*, **16**, 225-236.
- MILLER C. et RICHTER V. 1982. Solid and fluid phase in lherzolite and pyroxenite inclusions from the Hoggar, Central Sahara. *Geochem. J.*, **16**, 263-277.
- MILLER H. 1981. Pre-andean orogenies of southern South America in the context of Gondwana. *51e int. Gondwana symposium, Wellington, 1980, Balkema publ.*, 237-242.
- MILLOT G. 1964. Géologie des argiles. *Masson, Paris*, 1 vol., 500 p.
- MISKOVSKY J.C. et al. 1985. Géologie de la Préhistoire. *Géopré (ed), 1 vol.*
- MOKKADEM M. 1990. Le bassin de Tin Seririne et ses minéralisations uranifères. (Hoggar, Algérie). *O.N.I.G. Alger, Mém.* **2**, 5 pl., 127 p.
- MONGIN D. 1963. Les mollusques du Continental Intercalaire (Mésozoïque) du Sahara central. Lamellibranches. *Mém. Soc. Géol. Fr. Paris*, n. sér., **96**, XLVII.

- MONOD Th. 1931-1932. L'Adrar Ahnet. Contribution à l'étude physique d'un district saharien. - *Rev. géog. phys. et géol. dyn.*, t. IV, fasc. 2, p.107-150, t. IV. fasc. 3, 223-262, t. V fasc. 3, 245-297.
- MONOD Th. 1937. Méharées. *Je Sers, Paris*, 1 vol. 300 p. 1 carte ht, Re-édition *Actes Sud, Arles, 1989, Babel n°102*.
- MONOD Th. 1949. Observations nouvelles sur l'Adrar mauritanien. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5, XIX, fasc. 4-5-6, 409-414.
- MONOD Th. 1952. L'Adrar mauritanien. *Publ. Dir. Mines A.O.F. Dakar*, 1 vol., 286 p.
- MONOD Th. 1952. L'Adrar mauritanien (Sahara occidental). Esquisse géologique. - *Bull. Dir. Mines A.O.F., Dakar*, 15, 2 vol.
- MONOD Th. 1952. Notes géologiques sur le Sahara occidental (itinéraires parcourus en 1935-1938, 1940-1942, 1949-1951). *Dir. Mines AOF, Dakar*, n°61, 93 p. dactyl. et 29 pl. h.t.
- MONOD Th. 1958. Majâbât âl Koubrâ, un "empty quarter" ouest saharien. *Mém. IFAN, Dakar*, 1 vol. 407 p.
- MONOD Th. 1973. Les Déserts. *Horizons de France ed., Paris*, 1 vol. 247 p.
- MONOD Th. 1985. La Terre nue. *Total information*, 100, 11-17.
- MONOD Th. et POMEROL Ch. 1973. Contributions à l'étude de l'accident circulaire des Richat (Adrar, Mauritanie). - *Sci. de la Terre, Nancy, Mém.* 28, 190 p.
- MONTENAT Ch., BAIDDER L., BARRIER P., HILALI R., LACHKEM H. et MENNIG J. 1996. Contrôle tectonique de l'édification des monticules biosédimentaires dévoniens du Hamar Lakhdad d'Erfoud (Anti-Atlas oriental, Maroc). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 323, série IIa, 297-304.
- MONTY C.V. 1973. Remarques sur la nature, la morphologie et la distribution spatiale des Stromatolites. - *Sc. Terre, Nancy, XVIII*, 3, 189-212.
- MOREAU-BENOIT A., COQUEL R. et LATRECHE S. 1993. Etude palynologique du Dévonien du bassin d'Ilizi (Sahara oriental algérien). Approche biostratigraphique. *Geobios*, 26, 1, 3-31.
- MOREL A. 1985. Géomorphologie de l'Aïr. *Thèse Doct. ès lettres, Grenoble*.
- MOREL P. et IRVING E. 1978. Tentative paleo-continental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic. *Journ. Geology, Chicago*, 86, 5, 535-561.
- MOREL P., IRVING E., DALY L. et MOUSSINE-POUCHKINE A. 1981. Paleomagnetic results from Permian rocks of the Northern Saharan craton and motions of the Moroccan Meseta and Pangea. *Earth and Planetary sci. lett.*, 55, (1981), 65-74.
- MORRE N. et VUILLEMENOT N. 1965. Sur l'existence de laves de nature spilitique dans les formations triasiques du Sahara. *C.R. Ac. Sci. Paris*, 260, 2544-2545.
- MORRE-BIOT N. 1974. Spilites et roches associées rencontrées dans plusieurs sondages de la région de Hassi Messaoud - Ouargla (Algérie). *2e Réunion. ann. sci. Terre, Pont à Mousson*, p. 295.
- MORTAJI A., IKENNE M., GASQUET D., BARBEY P. et STUSSI J.M. 2001. Les granitoïdes paléoproterozoïques des boutonnières du Bas Drâa et de la Tagrara d'Akka (Anti-Atlas occidental, Maroc), : un élément du puzzle géodynamique du craton ouest-africain. - *Journ. Afr. Earth Sci. vol. 31, 3/4*, 523-538.
- MORTIMER J. 1992. Lithostratigraphy of the Early Proterozoic Toumodi volcanic group in central Côte d'Ivoire. Implications for Birrimian stratigraphic models. - *J. Afr. earth Sci.* 14, 1, 81-92.
- MOUSSINE-POUCHKINE A. 1971. Les constructions récifales du Dévonien moyen du Pays Bas de l'Ahnet (Sahara central, Algérie). *Soc. Hist. Nat. Af. Nord, Alger*, 62, 3/4, 79-88.
- MOUSSINE-POUCHKINE A. 1976. Le Dévonien. in: *Introduction à la géologie du Sahara algérien (Fabre ed.)*, SNED, Alger, 117-169.
- MOUSSINE-POUCHKINE A. 1983. Définitions de termes stratigraphiques in: *Lexique stratigraphique "Afrique de l'Ouest-West Africa" (Fabre ed.)*, Pergamon press.
- MOUSSINE-POUCHKINE A. 1991. Les récifs paléozoïques. *Séminaire CIFEG, Nancy, Sept. 1990*.
- MOUSSINE-POUCHKINE A. et BERTRAND-SARFATI J. 1978. Le Gourma, un aulacogène du Précambrien supérieur. - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XX, 6, 851-857.
- MOUSSINE-POUCHKINE A. et BERTRAND-SARFATI J. 1980. Séquences sédimentaires algo-laminaires littorales : les dolomies de Sarnyé de du Protérozoïque supérieur (Vendien, Gourma, Mali). - *Rev. geol. dyn. geog. phys.*, 22, 89-99.
- MOUSSINE-POUCHKINE A. et BERTRAND-SARFATI J. 1993. Enregistrement sédimentaire de la distension panafricaine sur le craton ouest-africain : stratigraphie séquentielle. - *4e cong. fr. Sédimentologie, Résumés 1993, Publ. ASF, Paris*, n°19.
- MOUSSINE-POUCHKINE A. et BERTRAND-SARFATI J. 1997. Tectono-sedimentary subdivisions in the Neoproterozoic to Early Cambrian cover of the Taoudenni basin (Algeria-Mauritania-Mali). - *Journ. Afr. Earth Sci. Vol. 24, 4*, 425-443.
- MOUSSINE-POUCHKINE A., AIT-KACI AHMED A. et BERTRAND-SARFATI J. 1993. Glacio-eustatisme et rebond isostatique : le Cambrien inférieur du NE du bassin de Taoudenni (Sahara algérien). - *4e Cong. français de sédimentologie, Résumés, publ. A.S.F., Paris*, 19, 271-272.
- MOUSSINE-POUCHKINE A., BERTRAND-SARFATI J. et AIT KACI A. 1994. Du Néoprotérozoïque à l'Ordovicien dans l'Ouest africain : un essai de synthèse stratigraphique. - *1er cong. Fr. stratigraphie, Toulouse, sept. 1994*. Résumé.
- MOUSSINE-POUCHKINE A., BERTRAND-SARFATI J., BALL E. et CABY R. 1988. Les séries sédimentaires et volcaniques anorogéniques impliquées dans la chaîne Pan-Africaine : la région de l'Adrar Ahnet (NW Hoggar, Algérie). - *Journ. Afr. Earth sciences*, 7, 57-75.
- MOUSSINE-POUCHKINE A., BERTRAND-SARFATI J., WALTER H.R.W., TRICHET J., FABRE J. et LAMARCHE B. 2001. New occurrence of Meso-Proterozoic petroleum source rock. : Black shale formation within stromatolitic series of the Taoudenni basin (West African craton, Mauritania). Geology, geochemistry, comparisons. - *Terra Nova*, ms accepté.

- MRINI Z. 1993. Chronologie (Rb-Sr, U-Pb) et traçage isotopique (Sr-Nd-Pb) des sources de roches magmatiques éburnéennes, panafricaines et hercyniennes du Maroc. - *Thèse univ. Marrakech*, 276 p.
- MULLER E.H. et CALKIN P.E. 1993. Timing of Pleistocene glacial events in New York state. *Can. Journ. earth sci.* **30**, 1829-1845.
- MUNSTER S. 1544. *Cosmographiae per Sebastiamum Munsterum ex probatis autoribus & scriptoribus antiquis & recentioribus collectus & in unum conflatus*.
- N'DIAYE P.M., DIA A., VIALETTE Y., DIALLO D.P., NGOM P.M., SYLLA M., WADE S. et DIOH E., 1997. Données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques nouvelles sur les granitoïdes du Paléoprotérozoïque du supergroupe de Dialé-Daléma (Sénégal oriental) : implications pétrogénétiques et géodynamiques. - *Journ. Afr. Earth Sci.*, **25**, 193-208.
- NACHIT H., BARBEY P., PONS J. et BURG J.P. 1996. L'Eburnéen existe-t-il dans l'Anti-Atlas occidental marocain ? L'exemple du massif du Kerdous. - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **322**, 677-683.
- N'DIAYE P.M., ROBINEAU B. et MOREAU C. 1989. Métamorphisme et déformation des formations birimiennes en relation avec la mise en place de granite éburnéen de Saraya (Sénégal oriental). - *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **3**, 619-626.
- NEDJARI A. 1991. Dynamique du remplissage littoral et continental moscovo-permien du bassin d'avant-fosse de Béchar (Algérie). Electro-séquences, modèles sédimentaires, paléo-pedogenèses. *Thèse D.Sc. Alger*, 1 vol., 289 p.
- NEDJARI A. et DELFAUD J. 2002. Les paléosols du Moscovio-Permien du bassin de Béchar (Algérie), témoins des étapes du comblement d'un bassin syntecto-varisque. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol. 13, 1, 49-79.
- NOBLET Ch. et LEFORT J.P. 1990. Sedimentological evidence for a limited separation between Armorica and Gondwana during the early Ordovician. *Geology*, **18**, 303-306.
- OCZLON M.S. 1990. Ocean currents and unconformities : the North Gondwana Middle Devonian. *Geology*, **18**, 509-512.
- OCZLON M.S. 1992. Gondwana and Laurussia before and during the Variscan orogeny in Europe and related areas. *Heidelberger Geowiss Abh.*, **53**, S.1-56, 5 Abb. 1 Tab.
- ODIN G.S. et ODIN Ch. 1994. Geological Time scale. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **318**, II, 59-71.
- OLIVET J.L., GOSLIN J., BEUZART P., UNTERNERH P., BONNIN J. et CARRE D. 1987. The break-up and dispersion of Pangea. Carte 1. Coédition Elf Aquitaine, Pau, and Ifremer, Brest.
- OSGOOD R.C. Jr. 1970. Trace fossils of the Cincinnati area. *Palaeont. Amer.* VI, 41.
- OUZEGANE Kh. 1981. Le métamorphisme polyphasé granulitique de la région de Tamanrasset (Hoggar central). - *Thèse 3^e cycle, univ. Paris VII*, 1 vol. 171 p.
- OUZEGANE Kh. 1987. Les granulites Al-Mg et les carbonatites de la série de l'In Ouzzal, NW Hoggar, Algérie. - *Thèse D. Sc. Paris*.
- OUZEGANE Kh., et BOUMAZA. 1996. An example of ultrahigh temperature metamorphism with orthopyroxene-sillimanite-garnet, sapphirine-quartz and spinelle-quartz parageneses in Al-Mg granulites, In Hihaou, In Ouzzal, Hoggar. - *Journ. Metamorphic Geology*, **14**, 6, 693-708. *Special Issue on the In Ouzzal granulite unit, Hoggar, Algeria.* (Edited by J.R. Kienast, S. Fourcade, M. Guiraud and K. Ouzegane).
- OUZEGANE Kh., FOURCADE S., KIENAST J.R. et JAVOY M. 1988. New carbonatite complexes in the Archean In Ouzzal nucleus (Ahaggar, Algeria) : mineralogical and geochemical data. - *Contrib. Mineralogy and Petrology*, **98**, 277-292.
- OXNEVAD I. 1991. Sedimentology of the Taoudenni-Agorgott palaeolake. in: *Paléoenvironnements du Sahara. (Petit-Maire ed.)*, CNRS, Marseille, 131-139.
- PAGE N., SIMON B. et FABRE J. 1991. Apport des images SPOT à l'étude de la région de Taoudenni (Agorgott, Jerfa, Telig, Haijad). in: *Paléoenvironnements du Sahara. (Petit-Maire ed.)*, CNRS, Marseille, 65-69.
- PAQUET H. et RUELLAN A. 1993. Epigénie et encroûtements calcaires (calcretes). *Colloque sédimentologie et géochimie de la surface*, G. Millot, Ac. Sci. et CADAS, Paris, 19-41.
- PAQUET H., COUDE-GAUSSSEN G. et ROGNON P. 1984. Etude minéralogique de poussières sahariennes le long d'un itinéraire entre 19° et 35° de lat. N. *Rev. géol. dyn.*, **25**, 4, 257-265.
- PAQUETTE J.L., CABY R., DJOUADI M.T. et BOUCHEZ J.L. 1998. U-Pb dating of the end of the Pan-African orogeny in the Tuareg shield : the post-collisional syn-shear Tioueine pluton (Western Hoggar, Algeria). - *Lithos*, **45**, 245-253.
- PAREYN C. 1961. Les massifs carbonifères du Sahara sud-oranais. *Mém. CRS-CNRS, série géologie*, n°1, 2 t.
- PAREYN C., CONRAD G., CONRAD J. et LEMOSQUET Y. 1971. Mise en évidence d'une instabilité orogénique au Namurien inférieur entre les vallées du Guir et de la Zousfana (Bassin de Béchar, Sahara NW). *Bull. soc. géol. Fr.*, **7**, XIII, 5/6, 512-527.
- PARIS F., ELAOUAD-DEBBAJ Z., JAGLIN J.C., MASSA D. et OULEBSIR L. 1995. Chitinozoans and Late Ordovician Glacial Events on Gondwana. In : *Ordovician Odyssey, Cooper, Drosey and Finney eds, Pacific soc. Sed. Geol., Fullerton, California*.
- PARRISH J.T. 1982. Upwelling and petroleum source beds with reference to the Palaeozoic. *Am. ass. petr. geol. Bull.*, **66**, 750-774.
- PARRISH J.T. et SPICER R.A. 1988. Late Cretaceous terrestrial vegetation : a near polar temperature curve. *Geology*, **16**, 22-25.
- PERRIN M. 1987. Paléomagnétisme de séries rouges à aimantations multiples d'âge Protérozoïque et Paléozoïque d'Afrique et d'Amérique du Nord. *Thèse D. Sc., Montpellier, Documents et trav. C.G.G.M., Montpellier*, 1 vol., **11**, 365 p.
- PERRODON A. 1963. Les grandes étapes de la découverte géologique du Sahara. *Bull. Ass.Fr.Techn.Pétr., Paris, n° special à la mémoire de J. Follot*, 23-37.

- PETIT-MAIRE N. (ed). 1982. Le Shati : lac Pleistocène du Fezzan (Libye). *Publ. C.N.R.S., Marseille*, 1 vol., 118 p.
- PETIT-MAIRE N. 1986. Paleoclimates in the Sahara of Mali : a multidisciplinary study. *Episodes*, 9/1, 7-16.
- PETIT-MAIRE N. 1989. Interglacial environments in presently hyperarid Sahara : palaeoclimatic implications. in: *Leinen & Sarnthein (eds), Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, Kluwer Academic Publishers, 637-661.
- PETIT-MAIRE N. (ed). 1991. Paléoenvironnements du Sahara. Lacs holocènes à Taoudenni (Mali). *Publ. CNRS, Marseille*, 1 vol., 237 p.
- PETIT-MAIRE N. et RISER J. (eds). 1983. Sahara ou Sahel ? Quaternaire récent du bassin de Taoudenni (Mali). *Publ. CNRS, Marseille*, 1 vol., 473 p.
- PETIT-MAIRE N., FAURE M., GAYET M. et GUERIN C. 1991. Importance des données paléontologiques pour l'étude des changements climatiques globaux : macropaléontologie et paléoclimats sahariens. *Bull. Soc. Géol. Fr., Paris*, 162, 4, 707-711.
- PETTER G. 1960. Clymènes du Sahara. - *Publ. Serv. Carte géol., Algérie, sér. Paléont.*, 6, 58 p.
- PEUCAT J.J., CAPDEVILA R., DRARENI A., CHOUKROUNE P., FANNING M., BERNARD-GRIFFITHS J. et FOURCADE S. 1996. Major and trace element geochemistry and isotope (Sr, Nd, Pb, O) systematics of an Archaean basement involved in a 2.0Ga very high temperature (1000°C) metamorphic event : In Ouzal massif, Hoggar, Algeria. - *Journal of metamorphic Geology*, 14, 667-692.
- PIBOULE M., AMOSSE J., KAHOU M., FABRE J. et BOUKHALFA M. 1996. Le magmatisme gabbroïque précoce des Eglab orientaux du Bouclier Reguibat : géochimie et comportement des éléments du groupe du platine (PGE). - *Mém. Serv. Géol. Algérie*, 8, Boumerdès, 23-34.
- PICCIOTTO E., LEDENT D. et LAY C. 1965. Etude géochronologique de quelques roches du socle cristallophyllien du Hoggar (Sahara central). - *Actes du 151^e coll. intern. C.N.R.S., Géochronologie absolue*, 277-289.
- PIEROBON E.S.T. 1991. Contribution to the Stratigraphy of the Murzuq basin, SW Libya. in: *Geology of Libya, Elsevier*, V, 1767-1784.
- PINEAU F., LATOUCHE L. et JAVOY M. 1976. L'origine du graphite et les fractionnements isotopiques du carbone dans les marbres métamorphiques des Gour Oumelalen (Ahaggar, Algérie), des Adirondacks (New Jersey, USA) et du Damara (Namibie, Sud Ouest africain). - *Bull. Soc. Géol. Fr. (7), XVIII*, 6, 1713-1723.
- PLAUCHUT B. et FAURE H. 1959. Notice explicative sur les feuilles Djado et Toummo au 1/500.000^e. *BRGM, Dakar ed.* 38 p.
- PLAZIAT J.C. 1991. Paleogeographic significance of the Cardium, Potamids and Foraminifera living in intra-continental salt lakes of North Africa (Sahara Quaternary, Egypt Present lakes). *Journ. Afr. Earth Sci., Pergamon*, 12, 1/2, 383-389.
- POTREL A. 1994. Evolution tectono-métamorphique d'un segment de croûte continentale archéenne. Exemple de l'Amsaga (R.I. de Mauritanie), Dorsale Reguibat (Craton ouest africain). - *Mémoire Géosciences Rennes*, 56.
- POTREL A., PEUCAT J.J. et FANNING C.M. 1998. Archean crustal evolution of the West African craton : example of the Amsaga area (Reguibat Rise). U-Pb and Sm-Nd evidence of crustal growth and recycling. - *Precambrian Res.* 90, 107-117.
- POTREL A., PEUCAT J.J., FANNING C.M., AUVRAY B., BURG J.P. et CARUBA Ch. 1996. 3.5 Ga old terranes in the West African Craton, Mauritania. - *Journal geol. soc., London*, 153, 507-510.
- POUEYTO A. 1951. Contribution à l'étude des terrains paléozoïques de la basse Daoura (Sahara occidental). *C.R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 156-157.
- POUEYTO A. 1952. Rhyolites et Grès d'Ougarta. In : Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. - *XIX^e cong. géol. intern., Monog. Région.*, 1^e sér., 15, 25-35.
- POUEYTO A. 1958. Contribution à l'étude des Grès Inférieurs au Sahara septentrional. - *Coll. Intern. CNRS, 1957*, 191-197.
- POUPEAU G., FABRE J., LABRIN E., AZDIMOUS A., NETTO A.M. et MONOD Th. 1996. Nouvelles datations par traces de fission de la structure circulaire des Richat (Mauritanie). In : *Geodynamique du craton ouest africain central et oriental. Mém. serv. Géol. Algérie*, 8, 231-236.
- PRUVOST P. 1951. L'Infracambrien. - *Bull. soc. belge géol.*, 60, 43-65.
- QUICK J.E. 1991. Late Proterozoic transpression on the Nabitah fault system. Implication for the assembly of the Arabian shield. - *Precambrian Res.* 53, 119-147.
- RACHEBOEUF P.R. 1990. Paléobiogéographie de la marge nord-gondwanienne au Dévonien inférieur et moyen : nouvelles données déduites de l'étude des Brachiopodes chonetacés. *C.R. Ac. Sci, Paris*, 310, sér. II, 1481-1486.
- RADIER H. 1959. Contribution à l'étude géologique du Soudan oriental (A.O.F.). I. Le Précambrien saharien au Sud de l'Adrar des Iforas. II. Le bassin Crétacé et Tertiaire de Gao. Le Soudan soudanais. *Thèse D. Sc. Strasbourg, 1957*, 2 vol. 556 p. *Bull. serv. géol. et prosp. min. AOF, Dakar*, 26, t.II, 1959.
- RAILSBACK L.B., ACKERLY S.P., ANDERSON Th.F. et CISNE J.L. 1990. Palaeontological and isotope evidence for warm saline deep waters in Ordovician oceans. *Nature*, 343, 156-159.
- RAMPINO M.R. et SELF S. 1992. Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba super-eruption. *Nature*, 359, n°6390, 50-51.
- RAT P., LANG J., AZOUMA K., DIKOUMA M., JOHNSON A., LAURIN B., MATHEY B. et PASCAL A. 1991. Coastal marine basins as records of continental Paleoenvironments (Gulf of Guinea and Iullemeden Cretaceous and Tertiary basins). *Journ. Af. Earth sci.*, 12, 1/2, 23-30.
- RAYMOND A., KELLEY P.H. et LUTKEN C.B. 1989. Polar glaciers and life at the Equator : the history of Dinantian and Namurian (Carboniferous) climates. *Geology*, 17, 408-411.
- READING H.G. (ed). 1979. Sedimentary environments and facies. *Blackwell sci. publ.*, 1 vol. 557 p.
- REICHEL T. 1972. Géologie du Gourma (Afrique occidentale). Un "seuil" et un bassin du Précambrien supérieur. Stratigraphie, tectonique, métamorphisme. - *Thèse Clermont 1971, Mém. BRGM*, 53, 1 carte ht., 213 p.

- REICHELT R. 1976. Permanence des mouvements épeirogénétiques dans la boucle du Niger, République du Mali. Influence sur la géographie physique. Réflexions sur la dynamique du manteau. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **282**, 417-419.
- REICHELT R. 1997. Aktueller Trend der Klimanentwicklung in der Sahel- und Sudanzone Westafrikas am Beispiel Burkina Faso. *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, 1997, H 1/2, Stuttgart, Juni 1998, 139-146.
- REICHELT R. 1999. Nature, conservation and ecology in western Africa. Climatic and anthropogenic obstacles. A general view including specific examples. *Applied geography and development, Tubingen*, **54**, 93-105.
- REICHELT R. 1999. The merchant caravans of Gourma in eastern Mali and their recent history. *Applied geography and development, Tübingen*, **53**, 75-85.
- REICHELT R., FAURE H. et MALEY J. 1992. Die Entwicklung des Klimas im randtropischen Sahara-Sahelbereich während des Jungquartärs - ein Beitrag zur angewandten Klimakunde. *Petermans Geographische Mitteilungen*, **136**, 2/3, p. 69679.
- REINECK H.E. et SINGH I.B. 1975. Depositional sedimentary environments. *Springer*, 1 vol., 437 p.
- REMACK-PETITOT M.L. 1960. Contribution à l'étude des conodontes du Sahara (bassins de Fort Polignac, d'Adrar et du J.Béchar). Comparaisons avec les Pyrénées et la Montagne Noire. *Bull. Soc. Géol. France*, **7-2**, 240-262.
- REMY J.M. 1959. Etude géologique et volcanologique du Sud-Est de l'Amadror en Ahaggar (Sahara Central). *Thèse Doct. Etat, Univ. Paris*, 189 p.
- RENDEL J. (Major.) 1798. Carte où l'on voit les nouvelles découvertes dans le Nord de l'Afrique, tracée par le major J. Rendel en 1798.
- REYMENT R.A. 1983. Le post-Paléozoïque du Niger. In : *Afrique de l'Ouest-West Africa. Lexique strat. Intern., n. sér.*, (Fabre ed.), Pergamon, 137-139.
- REYMENT R.A. et SCHÖBEL J. 1983. Le post-Paléozoïque du Mali. In : *Afrique de l'Ouest-West Africa, Lexique strat. Intern., n. sér.*, Pergamon, 140-142.
- REYMENT R.A. et TAIT E.A. 1983. Resume of the geology of Nigeria. in : *Afrique de l'ouest- West Africa. Lexique strat. intern., nouv. série, 1*, (Fabre ed.), Pergamon press, 127-135.
- RICE R.J. 1992. Recent developments in Precambrian sedimentary geology. - *Can. J. Earth sci.* **29**, 2521-2522.
- RICE R.J. et DONALDSON J.A. 1992. Sedimentology of the Archean Doré metasediments, Arliss lake area, Southern Michipicoten greenstone belt, Superior Province. - *Can. J. Earth sci.* **29**, 2558-2570.
- RICHARD-MOLLARD J. 1952. La pseudo-boutonnière des Richat. *Bull. Dir. Mines A.O.F.* **15**, 391-401.
- RIDING R. 1984. Sea level changes and the evolution of benthic marine calcareous Algae during the Palaeozoic. *Journ.geol.soc.London*, **141**, 3, 547-553.
- RISER J. 1991. Quaternaire alluvial, éolien et littoral en Mauritanie. Une riche trilogie. In : *Géologie de la Mauritanie. (Caruba et Dars, eds), Inst. Rech. Nouakchott et Univ. Sophia-Antipolis*, 127-139.
- RISER J. et PETIT-MAIRE N. 1987. Les formations lacustres du bassin d'Araouane et leurs rapports avec le paléo-Niger Holocène. *Doc. CERLAT, Mém. n°1*, 255-260.
- ROBARDET M. 1981. Late Ordovician tillites in the Iberian Peninsula. in : *Earth's Pre-Pleistocene glacial record, Hambrey & Harland eds. Cambridge University press*, 585-589.
- ROCCI G. 1957. Formations métamorphiques et granitiques de la partie occidentale du Pays Reguibat (Mauritanie du Nord). - *Thèse Nancy 1955, Bull. Dir. Féd. Mines et Géol., Afr. Occid., Dakar*, **21**, 484 p., 2 tomes.
- RODGERS J. 1971. The Taconic orogeny. *Geol. soc. America Bull.*, **82**, 1141-1178.
- ROGNON P. 1967. Le massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara central). Etude géomorphologique. *C.N.R.S. Paris, Mém. C.R.Z.A., série géologie*, **9**, 1 vol.559 p., 32 pl., 1 carte.
- ROGNON P. 1989. Biographie d'un désert. *Plon ed., Paris*, 1 vol., 347 p.
- ROGNON P. et COUDE-GAUSSEN G. 1985. Dépôts quaternaires des déserts chauds et de la zone inter-tropicale. in : *Géologie de la Préhistoire (Miskovsky ed.), Geopré*, 125-148.
- ROGNON P. et MISKOVSKY J.C. 1985. Changements climatiques et paléoenvironnements. in : *Géologie de la Préhistoire (Miskovsky ed.), Geopré*, 89-103.
- ROGNON P., BIJU DUVAL B. et DE CHARPAL O. 1972. Modèles glaciaires dans l'Ordovicien supérieur saharien : phases d'érosion et glaciectonique sur la bordure Nord des Eglab. *Rev. geog. phys. geol. dyn.*, **2**, XIV, 5, 507-528.
- ROGNON P., GOURINARD Y. et BANDET Y. 1981. Un épisode de climat aride dans l'Atakor (Hoggar) vers 1.5 Ma (datation K/Ar) et sa place dans le contexte paléoclimatique du Plio-Pleistocène africain. *Bull. soc. géol. Fr.*, (7), XXIII, 4, 313-318.
- ROGNON P., GOURINARD Y., BANDET Y., KOENIGUER J.C. et DELTEIL-DESNEUX F. 1983. Précisions chronologiques sur l'évolution volcano-tectonique et géomorphologique de l'Atakor (Hoggar) : apport des données radiométriques (K-Ar) et paléobotaniques (bois fossiles). *Bull. soc. Géol. Fr.*, (7), XXV, 6, 973-980.
- ROISING M.T., ROSE N.M., BRIDGWATER D. et THOMSEN H.S. 1996. Earliest part of Earth's stratigraphic record : a reappraisal of the 3.7Ga Isua (Greenland) supracrustal sequence. - *Geology*, **24**, 1, 43-46.
- ROSS C.A. et ROSS J.P.R. 1985. Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. *Geology*, **13**, 194-197.
- ROSSI P.L., LUCCHINI F. et SAVELLI C. 1979. Données géologiques et radiométriques sur la mise en place de la Tellertebe (Hoggar). *10th Colloq. Géol. Afr., Montpellier*, p. 143.
- ROSSI P.L., SAVELLI C. et SOMMAVILLA E. 1976. Dati geologico-petrografici e radiometrici sulle formazioni affioranti nei dintorni di Djanet (Sahara centrale). *Ac. Nat. Lincei, ser. VIII, Roma*, vol. LX, fasc. 3, 263-273.
- ROUTHIER P. 1980. Où sont les métaux pour l'avenir ? - *Mém. BRGM, Paris*, **105**.

- ROUVRE I. (de). 1987. A propos d'une nouvelle flore fossile sur la bordure occidentale de l'Aïr. Biostratigraphie et paléophytogéographie. *Curr. Res. Afr. earth sci. (Matheis et Schandelmeier eds.)*, Balkema publ. 137-142.
- ROUVRE I. (de). 1988. Sur l'âge des flores paléozoïques. Nouvelles découvertes sur la bordure ouest de l'Aïr (Niger). *C.R. Ac. sci. Paris*, **306**, II, 1057-1061.
- ROUX M. 1990. Paléo-écologie et écologie des zones externes de plate-forme et bathyales. *Géochronique*, **36**, p. 25.
- ROYER C. 1961. Roches ignées du Cambro-Ordovicien du permis de Oued Mya. - *Rapport inédit, REPAL*, **4924**, Alger.
- RUST I.C. 1973. The evolution of the Palaeozoic Cape basin, Southern margin of Africa. In : *Ocean basins and margins*, A.E.M. Nairn & E.G. Stehli (eds), Plenum publ., vol. 1, 247-273.
- RUST I.C. 1981. Early Palaeozoic Pakhuis tillite, South Africa. in : *Earth's Pre-Pleistocene glacial record*, Hambrey M.J. & Harland W.B. (eds), Cambridge university press, 113-117.
- RUST I.C. 1981. Lower Palaeozoic rocks of Southern Africa. In : *Lower Pal. Middle East and South Africa-Antarctica*, Holland ed., John Wiley & sons, 165-187.
- SABATE P. 1972. Structure de la série du Yetti (Sahara occidental algérien). - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **275**, 2591-2593.
- SABATE P. 1973. La jointure Yetti-Eglab dans la dorsale précambrienne du pays reguibat (Sahara occidental algérien). - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **276**, 2237-2239.
- SABATE P. 1978. Données géochimiques et radiométriques sur les volcanites calco-alcalines précambriennes de l'Eglab (Sahara occidental algérien). Esquisse de leur évolution géotectonique. - *Bull. Soc. géol. Fr. (7)*, **XX**, 1, 81-90.
- SABATE P. 1979. Les volcanites Eglab : données radiométriques de la dernière expression magmatique calco-alcaline du cycle orogénique Eglab (Sahara occidental). - *Rev. géol. dyn.* **21**, 5, 325-329.
- SABATE P. 1982. O domínio Eglab na dorsal Reguibat oriental, exemplo de evolução Eburneana no craton Oeste Africano. Algumas equivalências no craton do Sao Francisco (Brasil). - *Ciencias da Terra*, **2**, 18-28.
- SABATE P. et LAMEYRE J. 1973. Magmatism et metamorphism in the Yetti-Eglab Precambrian formations in the R'Guibat dorsale. - *Coll. geol. Afr. Firenze*, fasc. **2**.
- SABATE P. et LOMAX K. 1975. Données stratigraphiques et paléomagnétiques de la région Yetti-Eglab (Sahara occidental algérien). - *Bull. BRGM*, **II**, **4**, 293-311.
- SABATE P., LASSERRE M. et LAMEYRE J. 1977. Age Rb-Sr de quelques formations précambriennes de la dorsale Reguibat orientale. Existence d'une ceinture métamorphique au cours de l'orogénèse Eglab. - *8^e coll. Intern. géol. Afr. Göttingen*.
- SACAL V. 1963. Microfaciès du Paléozoïque saharien. *Notes et mém. Cie Fr. Petr.*, Paris, **6**, 22 p., 50 pl. photos.
- SALEM M.J. and BELAID M.N. 1991. (eds). Geology of Libya. Elsevier, Amsterdam, 7 vol.
- SALVAN H.M. 1974. Les séries salifères du Trias marocain : caractères généraux et possibilités d'interprétation. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **XV**, **6**, 724-732.
- SALVAN H.M. 1974. Les séries salifères triasiques du Maroc. Comparaisons avec les séries homologues d'Algérie et de Tunisie. Nouvelles possibilités d'interprétation. *Notes serv. Géol. Maroc*, **35**, n°255, 7-25.
- SALVAN H.M. 1984. Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques, paléoclimatologiques. Quelques réflexions. *Rev. Géol. Dyn.*, **25**, **3**, 187-204.
- SAQUAQUE A., ADMOU H., KARSON J.A., HEFFERAN K.P. et REUBER I. 1989. Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer-El Graara region, Anti-Atlas. - *Geology*, **17**, 1107-1110.
- SAUTTER V. 1985. An eclogite paragenesis from the Aleksod basement, Central Hoggar, South Algeria. - *Chemical geology*, **50**, 331-347.
- SAUTTER V. 1986. Les éclogites de l'Aleksod (Sud algérien) : les témoins *in situ* d'une collision intracontinentale. - *Journ. Afr. Earth sci.* **5**, 345-357.
- SAUVAGE J.F. et SAUVAGE M. 1992. Tectonique, néotectonique et phénomènes ignés à l'extrémité Est du fossé de Nara (Mali) : Daounas et lac Faguibine. *Journ. African Earth Sci. Pergamon*, **15**, 1, 11-33.
- SAUVAGE J.F. et SAVARD R. 1985. *Journ. Afr. Earth Sci.*, **3**, 1/2, 143-149.
- SAXENA G.N. et ASSEFA G. 1983. New evidence of the age of the glacial rocks of Northern Ethiopia. *Geological magazine*, **120**, **6**, 549-554.
- SCHMIDT D.L., HADLEY D.G. et STOESER D.B. 1979. Late Proterozoic crustal history of the Arabian shield, southern Nadj Province, Kingdom of Saudi Arabia. - In : *Evolution and Mineralization of the Arabian-Nubian Shield*. Vol. 2, ed. S.A. Tahoun, 41-58, New York : Pergamon.
- SCHNEIDER J.L. 1991. Contribution des données isotopiques à la connaissance paléohydroclimatologique : le Pleistocène supérieur du Nord Kanem (Tchad). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **312**, **II**, 869-874.
- SCHULTZ P.H. et D'HONDT S. 1996. Cretaceous-Tertiary (Chicxculub) impact angle and its consequences. *Geology*, **24**, **11**, 963-967.
- SCHULZ E. 1991. The Taoudenni-Agorgott pollen record and the Holocene vegetation history of the Central Sahara. in : *Paléoenvironnements du Sahara (Petit-Maire ed.) publ. CNRS Marseille*, 143-160.
- SCOTESE C.R. et BARRETT S.F. 1990. Gondwana's movement over the South Pole during the Paeozoic : evidences from lithological indicators of climates. In *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*, (Scotese and McKerrow eds), *Geol. soc. London, Memoir* **12**, 75-85.
- SCOTESE C.R. et MCKERROW W.S. 1990. Revised world maps and introduction. in : *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography (Mc Kerrow & Scotese eds.) Geol. soc. London, Memoir*, **12**, 1-12.

- SCOTESE C.R., BOUCOT A.J. et McKERROW W.S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journ. Afr. Earth Sci., Pergamon*, **28**, 1, 99-114.
- SEBAÏ A., FERAUD G., BERTRAND H. et HANES J. 1991. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**, 2/4, 455-472.
- SEBBAR A. 1997. Foraminifères benthiques carbonifères des bassins d'Abadla et de Bechar, Sahara septentrional, Algérie. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, **8**, 2, 109-133.
- SEBBAR A. 1998. Foraminifères et algues calcaires du Carbonifère, bassin de Reggane, Sahara central, Algérie. *Bull. Serv. Géologique de l'Algérie*, **9**, 2, 123-147., 8 fig., 3 pl.
- SEBBAR A. et MAMET B. 1996. Algues benthiques calcaires du Carbonifère inférieur et moyen, bassin de Bechar, Algérie. *Rev. micropal.*, **39**, 2, 153-167.
- SEILACHER A. 1983. Upper Palaeozoic trace fossil from the Gilf Kebir- Abu Ras area in South Western Egypt. *Journ. Afr. Earth. Sci.*, **1**, 1, 21-34.
- SEILACHER A. 1992. Vendobionta and Psammocorallia : lost constructions of Precambrian evolution. - *Journ. Soc. Geol. London*, **149**, 607-613.
- SEMENOFF TIAN CHANSKY P. 1974. Recherches sur les Tétracoralliaires du Carbonifère du Sahara occidental. *Mém. CRZA (CNRS), série géologie, n°21, et Mém. Mus. natn., hist. nat., Paris, série C, XXV*.
- SENGOR. A.M.C. et OKUROGULLARI A.H. 1991. The role of accretionary wedges in the growth of continents. Asiatic examples from Argand to Plate tectonics. - *Eclogae Geol. Helv.*, **84**, 3, 535-598.
- SERRA O. 1980. Aspects diagraphiques des évaporites. *Bull. centres rech. Pau*, **4**, 1, 411-431.
- SERRA O. 1987. Les diagraphie, outil géologique. *Bull. soc. Géol. Fr., Paris*, **7**, 1323-1342.
- SESTINI G. 1970. Sedimentological study of the Tarkwaian gold deposits. Ghana. - *14th ann. report, Res. inst. Afr. geol. Leeds*, 23-26.
- SIROCKO F., SARNTHEIM M., ERLLENKEUSER H., LANGE H., ARNOLD M. et DUPLESSY J.C. 1993. Century-scale events in monsoonal climate over the past 24.000 years. *Nature*, **364**, 6435, 322-324.
- SLEEP N.H., ZAHNLE K.J., KASTING J.F. et MOROWITZ H.J. 1989. Annihilation of ecosystems by large asteroid impact on the Early earth. - *Nature*, **342**, 6246, 139-146.
- SMITHSON T.R. 1989. The earliest known reptiles. *Nature*, **342**, 6250, 676-678.
- SODEMI (Société pour le développement de la Côte d'Ivoire). 1981. Carte au 1/4.000.000 et catalogue des gîtes et principaux indices minéraux de la Côte d'Ivoire, par B. Tagini et M. Gobert. - *SODEMI, Abidjan*. 22 p.
- SOLIGNAC M. et BERKALOFF E. 1934. Le Permien marin de l'Extrême Sud tunisien. 1^{er} fasc. Considérations générales : le Djebel Tebaga. *Mém. serv. Carte géol. Tunis, nouv. sér.*, **1**, 1-73.
- SONATRACH. 1974. Mission Ben Zireg. *Rapport inédit*.
- SONET J. 1961. Témoins gréseux paléozoïques dans le massif du Ouaddaï, au Sud de l'Ennedi (NE Tchad). *Bull. Inst. Equat. Rech. et Géol. Min.*, **14**, 83-87. Rép. Centre Afr., Congo, Gabon et Tchad.
- SOUGY J. 1962. West African fold belt. *Geol. Soc. Am. Bull. Boulder, USA*, **73**, 871-876.
- SOUGY J. 1969. Grandes lignes structurales de la chaîne des Mauritanides et de son avant-pays (socle précambrien et sa couverture infracambrienne et paléozoïque), Afrique de l'Ouest. *Bull. soc. géol. Fr.*, (7), XI, 133-149.
- SOUGY J. et LECORCHE J.P. 1963. Sur la nature glaciaire de la base de la série de Garat El Hamoueïd (Zemmour, Mauritanie septentrionale). *C.R. Ac. Sci. Paris*, **256**, 4471-4474.
- SPIJELDNAES N. 1981. Lower Palaeozoic palaeoclimatology. in : *Lower Palaeozoic of the Middle East, Eastern and Southern Africa and Antarctica*, C.H. Holland ed., John Wiley & sons, 199-256.
- STANLEY R.S. et RATCLIFFE N.M. 1985. Tectonic synthesis of the Taconian orogeny in Western New England. *Geol. soc. America*, vol. 96, **10**, 1227-1250, 1 carte, pl. ht.
- STREEL M. et THERON J.N. 1999. The Devonian-Carboniferous boundary in South Africa and the age of the earliest episode of the Dwyka glaciation : New palynological result. *Episodes*, vol. 22, **1**, 21-39.
- STROTHER P.K., AL HAJRI S., TRAVERSE A. 1996. New evidence for land plants from the lower Middle Ordovician of Saudi Arabia. *Geology*, vol. 24, **1**, 3 fig., 55-58.
- SUDRE J. 1979. Nouveaux mammifères du Sahara occidental. *Palaeovertebrata, Montpellier*, **9** (3), 83-115.
- SUMMERFIELD M. 1991. Global geomorphology. An introduction to the study of landforms. *Longman, Harlow*, 1 vol., 537 p.
- TAGINI B. 1971. Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. - *Thèse Lausanne et SODEMI, Abidjan*. 1 vol., 1 carte h.t. coul., 302 p.
- TAIT J., SCHATZ M., BACHTADSE V., SOFFEL H. 2000. Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeo-geography of Gondwana and European terranes. In : *Orogenic Processes, Quantification and Modelling in the Variscan Belt*, (Franke, Haak, Oncken, Tanner eds), *Geol. Soc., London, Special publ.*, **179**, 21-34.
- TAKAHASHI E. et KUSHIRO I. 1983. Melting of dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis, *Am. Mineral.*, **68**, 859-879.
- TAKHERIST D. 1990. Structure crustale, subsidence mésozoïque et flux de chaleur dans les bassins nord-sahariens (Algérie) : apport de la gravimétrie et des données de puits. *Thèse Montpellier*, 1 vol., 190 p, + biblio. et annexes.
- TAKHERIST D. et LESQUER A. 1989. Mise en évidence d'importantes variations régionales du flux de chaleur en Algérie. *Can. J. Earth Sci.*, **26**, 615-626.

- TAQUET Ph. 1976. Géologie et paléontologie du gisement de Gadoufaoua (Aptien du Niger) *Cahiers de Paléontologie. CNRS, Paris*, 1 vol. 191 p., 24 pl.
- TAQUET Ph. 1993. Les dinosaures, grandeur et décadence. *La Vie des sciences. C.R. Ac. sci. Paris, sér.générale*, 10, 4, 265-284.
- TARDY Y. 1986. Le cycle de l'eau. Climats, paléoclimats et géochimie globale. *Masson, Paris*, 1 vol. in-8°, 338 p.
- TARDY Y. 1993. Climats, paléoclimats et biogéodynamique du paysage tropical. *Mém. Ac. Sci. Paris, coll. Sédimentologie et géochimie de la surface, à la mémoire de G. Millot*, 141-175.
- TERMIER H. et G. 1979. Histoire de la Terre. - *Presses universitaires de France*, 1 vol. 430 p.
- THIEBAUT J. et DURIX Ph. 1963. La diabase à olivine du sondage de Rhourde El Baguel, Sahara. *C.R. 8e Cong. Soc. Sav.*, 179-181.
- THINON M. 1991. Identifications xylologiques. *In : Paléoenvironnements du Sahara. Lacs holocènes à Taoudenni (Mali). N. Petit-Maire ed. C.N.R.S. Paris*, 141-142.
- THIRY M. 1993. Les silicifications continentales. *Colloque sédimentologie et géochimie de la surface, G. Millot, Acad. Sci. et CADAS, Paris*, 177-198.
- TILLET Th. 1993. L'Atérien du Sahara méridional. *Thèse D. Sc. univ. Aix-Marseille*, 1 vol., 689 p., 10 pl.
- TIXERONT M. 1973. Lithostratigraphie et minéralisations cuprifères et uranifères stratiformes syngénétiques et familières des formations détritiques permotriassiques du couloir d'Argana, Haut Atlas septentrional (Maroc). *Notes serv. géol. Maroc*, 33, 249, 147-177.
- TOKARSKI A.K. 1991. Tectonic of Hank sequence (Upper Proterozoic) in the Eastern part of Eglab massif, Reguibat shield (West African craton). - *J. Afr. Earth Sci.* 12, 4, 555-560.
- TOKARSKI A.K. et NIEC M. 1990. Precambrian volcanoes in Eglab massif, Reguibat uplift (West African craton). Preserved volcanic landscape c.2.0 Ga BP. - *Intern. Volcanological congress, Mainz, Sept. 3-8, 1990*, Abstract volume.
- TORSVIK T.H. et TRENCH A. 1991. The Ordovician history of the Iapetus ocean in Britain : new palaeomagnetic constraints. *Journ.geol.soc.London*, 148, 423-425.
- TOUHARI B., FABRE J., PIBOULE M. et KADDOUR M. 1996. Les diamants du Bled El Mass (Touat). Contexte géologique. *In : Géodynamique du craton ouest-africain (Fabre et Bitam eds.), Mém. Serv. Géol. Algérie*, 8, 259-272.
- TROMPETTE R. 1973. Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure du bassin de Taoudenni, Afrique de l'Ouest). Un exemple de sédimentation de craton. Etude stratigraphique et sédimentologique. *Thèse D. Sc. Marseille. Trav. lab. géol. St Jérôme*, B, 7, 3 vol., 702 p.
- TROMPETTE R. 1975. Le bassin de Taoudenni. - *In : Notice explicative de la carte géol. Mauritanie (Mestraud et al.)*.
- TROMPETTE R. 1983. Le bassin des Voltas. - *In : Lexique strat. intern. Afrique de l'Ouest-West Africa (Fabre ed.)*, Pergamon Press, 75-79.
- TROMPETTE R. 1983. Le Paléozoïque du Niger et du Tchad. *In : Afrique de l'Ouest-West Africa, lexique strat. Intern. nouv. sér. Pergamon press, Fabre ed.*, 121-126.
- TROMPETTE R. 1994. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Panafrican-Brasiliano aggregation of South America and Africa. - *A.A. Balkema publ., Rotterdam*, 350 p.
- TRUSWELL J.F. 1970. An introduction to historical geology of South Africa. - *Purnell, Cape Town - London*. 1 vol. 167 p., 1 carte coul. h.t.
- TURNER B.R. 1991. Palaeozoic Deltaic sedimentation in the Southeastern part of Al Kufrah Basin, Libya. *in: Geology of Libya*, V, 1713-1726.
- TURPIN L., MARUEJOL P., CUNEY M. 1988. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization (Lagoa Real, South Bahia, Brazil). *Contrib. Mineral Petrol.*, 98, 139-147.
- UMEJI A.C. 1983. Archean greenstone belts of Sierra Leone with comments on the stratigraphy and metallogeny. - *J. Afr. Earth sci.* 1, 1, 1-8.
- UMEJI A.C. 1988. Late Proterozoic to Early Palaeozoic supracrustal succession of Sierra Leone : an aulacogen at the western margin of the West African Craton. - *Geol. Rundsch., Stuttgart*, 77/2, 429-437.
- VAIL J.R. 1983. Pan-African crustal accretion in north-east Africa. - *Journ. Afr. Earth Sciences*, 1, 285-
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. et THOMPSON S. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level. *in : Seismic stratigraphy, application to hydrocarbon exploration. Am. Ass. Petr. geol. Mem., Tulsa*, 26, 83-97.
- VALSARDIEU C. 1971. Etude géologique et paléogéographique du bassin de Tim Mersoï, région d'Agadès (rép. du Niger). *Thèse D. Sc. Nice (1970)*, 1 vol., 9 pl. h.t., 517 p.
- VALSARDIEU C. et DARS R. 1971. Présence de moraines sur la bordure occidentale de l'Air, à la limite entre le Dévonien et le Carbonifère, région d'Agadès (Rép. du Niger). *Bull. Carte géol. Alsace-Lorraine*, 24, 4, 269-276.
- VAN DER VOO R. 1988. Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana and intervening displaced terranes : comparison of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geol. Soc. America bull.*, vol. 100, 3, 311-324.
- VAN DER VOO R. 1994. True polar wander during the middle Paleozoic ? *Earth and planet. Sci. lett.*, 122, 239-243.
- VAN EYSINGA F.W.B. 1975. Geological Time Table. 3e ed. *Elsevier publ. Amsterdam*.
- VAN HOUTEN F.B. and HARGRAVES R.B. 1987. Palaeozoic drift of Gondwana : palaeomagnetic and stratigraphic constraints. *In : African geology review, P. Bowden and J. Kinnaird (eds), John Wiley and sons, geol. Journ.*, 22, thematic issue, 341-359.

- VAUCHEZ A., KESSLER S.F., LECORCHE J.P. and VILLENEUVE M. 1987. Southward extrusion tectonics during the Carboniferous Africa-North America collision. *Tectonophysics*, **142**, 317-322.
- VECOLI M. 1996. Stratigraphic significance of Acritarchs in Cambro-Ordovician boundary strata, Hassi R'Mel area, Algerian Sahara. - *Boll. Soc. Pal. Italiana*, **35** (1), 1996, 3-58.
- VECOLI M. 1999. Cambro-Ordovician palynostratigraphy (acritarchs and prasinophytes) of the Hassi R'Mel and northern Rhadamès basin, North Africa. *Palaeotographica Italica*, **86**, 17 pl., 1-112.
- VECOLI M., TONGIORGI M., ABDESSELAM-ROUGHY F.F., BENZARTI R. and MASSA D. 1999. Palynostratigraphy of Upper Cambrian - Upper Ordovician intracratonic clastic sequences, North Africa. *Boll. Soc. Paleontologica italiana*, **38** (2-3), 331-341, Modena Dic. 1999.
- VEIZER J., CLAYTON R.N. et HINTON R.W. 1992. Geochemistry of Precambrian carbonates : IV. Early Paleoproterozoic (2.25+- 0.25 Ga) sea water. - *Geochimica & Cosmochimica Acta*, **56**, 875-885.
- VEIZER J., COMPSTON W., CLAUER N. et SCHIDLOWSKI M. 1983. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Late Proterozoic carbonates : evidence for a "mantle" event at ca 900Ma ago. - *Geochimica & Cosmochimica Acta*, **47**, 295-302.
- VEIZER J., CLAYTON R.N., HINTON R.W., VON BRUNN V., MASON T.R., BUCK S.G. et HOEFS J. 1990. Geochemistry of Precambrian carbonates : III. shelf seas and non marine environments of the Archean. - *Geochimica & Cosmochimica Acta*, **54**, 2717-2729.
- VEIZER J., PLUMB K.A., CLAYTON R.N., HINTON R.W. et GROTZINGER J.P. 1992. Geochemistry of Precambrian carbonates : V. Late Proterozoic sea water. - *Geochimica & Cosmochimica acta*, **56**, 2487-2501.
- VERNET R. et FAURE H. 1999. Isotopic chronology of the Sahara and the Sahel during the Late Pleistocene and the early and mid-Holocene (15.000 - 6000 BP). *INQUA Congress, Durban, (Session P32 Pleisto/Holocene transition in Africa), Saturday 7 aug. 1999.*
- VIDAL M. 1983. Sur la tectogenèse des formations birrimiennes du "triangle de Kakpin" (Haute Comoé). - *Ann. Univ. Abidjan, C*, **XIX**, 205-212.
- VIDAL M. 1984. Les effets mésoscopiques des décrochements ductiles sur les métasédiments birrimiens de Côte d'Ivoire : l'exemple de l'accident de Wango-Fitini. - *Ann. Univ. Abidjan, C*, **XX**, 215-227.
- VIDAL M. 1987. Les déformations éburnéennes de l'unité birrimienne de la Comoé (Côte d'Ivoire). - *J. Afr. Earth sci.* **6**, 2, 141-152.
- VIDAL M. et ALRIC G. 1987. Une tectonique en coulissement et un volcanisme tholeiitique : spécificités du cycle éburnéen de Haute Comoé (Côte d'Ivoire). - *Cur. Res. Afr. Earth Sci., (Matheis & Schandelmeier eds), Balkema, Rotterdam*, 25-29.
- VIDAL M. et GUIBERT Ph. 1984. Un nouveau décrochement ductile Nord-Sud dans le Birrimien d'Afrique de l'Ouest : le couloir cisailant sénestre de Wango-Fitini (Côte d'Ivoire). - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **299**, 15, 1085-1090.
- VIDAL M., PROST A., ALRIC G. et LEMOINE S. 1992. Présence d'un socle antérieur à une suture océanique du Birimien inférieur en Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). - *C.R. Ac. Sci. Paris*, **315**, II, 193-200.
- VILA J.M., FEINBERG H., LAHONDERE J.C., GOURINARD Y., CHOUABBI A., MAGNE J. et DURAND-DELGA M. 1995. Le chenal gréseux de l'Oligocène terminal et le Miocène de Sidi Affif, dans le cadre structural est-algérien : origine saharienne du Numidien et calendrier des charriages miocènes. *C.R. Ac. sci. Paris*, **320**, 11a, 1001-1009.
- VILLEMUR J.R. 1967. Reconnaissances géologiques et structurales du nord du bassin de Taoudenni. *Mém. BRGM, Paris*, **51**, 1 vol., 151 p., 19 pl.
- VILLEMUR J.R. et DROT J. 1957. Contribution à la faune dévonienne du bassin de Taoudenni. *Bull. soc. Géol. Fr.*, (6), VII, p. 1077.
- VILLENEUVE M. 1979. Esquisse géologique du Nord de la Guinée (Afrique de l'Ouest). *Trav. Lab. Sci. terre, Marseille St Jérôme, série X*, 33.
- VILLENEUVE M. 1984. Etude géologique de la bordure Sud-Ouest du craton Ouest-africain. La suture panafricaine et l'évolution des bassins sédimentaires protérozoïques et paléozoïques de la marge NW du continent de Gondwana. *Thèse D. Sci. univ. Aix-Marseille*, 552 p.
- VILLENEUVE M., DIALLO M.C., KELEBA F., KOUROUMA S., PARIS F. et RACHEBOEUF P.R. 1989. Données paléontologiques nouvelles sur le Paléozoïque du bassin Bové (Guinée, Afrique de l'Ouest) : conséquences stratigraphiques. *C. R. Ac. sci. Paris*, **309**, II, 1583-1590.
- VINCENT P.M. 1963. Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). *B.R.G.M. Paris, Mém.* **23**, 1 vol., 307 p.
- VINCHON CH. 1989. Nouvelles hypothèses sur les contrôles sédimentologiques des gîtes aurifères dans les séries grésoconglomératiques du Witwatersrand (Af. du Sud), du Tarkwaïen (Afrique de l'Ouest) et de l'Orapu (Guyane française). - *Chron. Rech. Min. Paris*, **497**, 115-130.
- VITEL G. 1979. La région Tefedest-Atakor du Hoggar central (Sahara). Evolution d'un complexe granulitique précambrien. - *Thèse Paris*, 316 p.
- VITRAC A., LANCELOT J. et ALLEGRE C.J. 1973. Discordance d'âges ^{238}U - ^{206}Pb , ^{255}U - ^{207}Pb , ^{232}Th - ^{208}Pb dans les minéraux riches en Uranium de la région d'In Ouzzal (Sahara). *1e R.A.S.T. Paris*, p. 415.
- VOLK T. 1989. Rise of angiosperms as a factor in long-term climatic cooling. *Geology*, **17**, 107-110.
- VOS R.G. 1981. Deltaic sedimentation in Devonian of western Libya. *Sed. Geology, Amsterdam*, **29**, 67-88.
- VOS R.G. 1981. Sedimentology of an Ordovician Fan Delta complex, Western Libya. *Sedim.geology, Amsterdam*, **29**, 153-170.
- WACRENIER Ph. 1958. Carte géologique provisoire du Borkou - Eneddi - Tibesti au 1/1.000.000^e et notice explicative. *A.O.F., Dir. Mines, Dakar*, notice 24 p., 4 cartes h.t.

- WALTER J. 1959-1960. Mission de prospection systématique. Feuilles au 1/200.000 Laouni, Tin Begane, Timgaouine, Tin-Tanet-Firt. - BRGM, Direction d'Alger, Rapports inédits.
- WATTERS T.R. 1992. System of tectonic features common to Earth, Mars and Venus. - *Geology*, **20**, 7, 609-612.
- WEGMANN C.E. 1963. Adress. *Geol. Soc. South Africa*. **66**, 1-78.
- WENDT J. 1985. Disintegration of the continental margin of Northwestern Gondwana : Late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). *Geology*, **13**, 815-818.
- WENDT J. 1988a. Condensed carbonate sedimentation in the Late Devonian of the Eastern Anti-Atlas (Morocco). *Eclogae geol. Helv.* **81**, 1, 155-173.
- WENDT J. 1988b. Facies pattern and palaeogeography of the Middle and Late Devonian in the Eastern Anti-Atlas (Morocco). in: *Devonian of the World. Proc. 2nd. Int. Symp. Devonian system, Calgary, Can. soc. Petr. Geol.*, 467-480.
- WENDT J. 1991. Depositional and structural Evolution of the Middle and Late Devonian on the Northwestern margin of the Saharan craton (Morocco, Algeria, Libya). in: *Geology of Libya, Elsevier*, VI, 2195-2210.
- WENDT J. and AIGNER T. 1985. Facies patterns and depositional environments of Palaeozoic Cephalopod limestones. *Sedimentary Geology*, **44**, 263-300.
- WENDT J. and AIGNER T. 1993 (?). Condensed Griotte facies and Cephalopod accumulations in the Upper Devonian of the Eastern Anti-Atlas, Morocco. in: *Cyclic and Event Stratification, Einsele and Seilacher eds, Berlin*, 326-332.
- WENDT J. and BELKA Z. 1991. Age and depositional environment of Upper Devonian (Early Frasnian to Early Famennian) black shales and limestones (Kellwasser Facies) in the eastern Anti-Atlas, Morocco. *Facies*, **25**, 51-90, Erlangen 1991.
- WENDT J., BELKA Z. and MOUSSINE-POUCHKINE A. 1993. New architectures of deep water carbonate build up : evolution of mud mounds into mud ridges (Middle Devonian, Algerian Sahara). *Geology*, **21**, 8, 723-726.
- WENDT J., BELKA B., KAUFMANN B., KOSTREWA R. and HAYER J. 1997. The world's most spectacular carbonate mud mounds (Middle Devonian, Algerian Sahara). *Journ. sed. research*, vol. 67, 3, 424-436.
- WEYANT M. 1982. A proposal for a major boundary in the Carboniferous system based upon Conodont evidence from the Bechar basin (Algeria). *Int. Union Geol. Sci. Subcom. Carboniferous Strat. Biostratigraphic data for a Mid Carboniferous boundary, Leeds*, 19-21.
- WHEELER H.E. 1957. Le rôle des concepts stratigraphiques dans le problème de la frontière Cambro-Précambrienne. - C.N.R.S. Colloque intern. Paris, Relations Précambrien et Cambrien, 15-23.
- WHITBREAD J. and KELLING G. 1982. M'Rar formation of western Libya : evolution of an early Carboniferous delta system. *Am. ass. petr. geol. bull.* **66**, 8, 1091-1107.
- WHITE T.D., SUWA G. et ASWAH .1994. *Australopithecus ramidus*, a new species of early hominid from Arami, Ethiopia. *Nature*, **371**, 306-312.
- WHITELAW O.A.L. 1929. The geological and mining features of the Tarkwa-Abosso Goldfield. - *Mem. Gold Coast Geol. Surv.* **2**, 12 p.
- WILLEMS L., LENOIR F., LEVECQ J.M., VICAT J.P. 1993. Evolution du relief au Niger occidental : rôle de la fracturation du socle Précambrien et de la formation de pseudo-karsts au sein de la lithomarge et de la couverture sédimentaire. *C.R. Ac. Sci. Paris*, **317**, II, 97-102.
- WILLIAMS H.R. 1978. The Archean geology of Sierra Leone. - *Precambrian Research.*, **6**, 251-268.
- WILLIAMS H.R. et WILLIAMS R.A. 1976. The Kasila group, Sierra Leone. An interpretation of new data. - *Precambrian Research*, **3**, 505-508.
- WILSON M. et GUIRAUD R. 1992. Magmatism and rifting in Western and Central Africa, from late Jurassic to recent time. *Tectonophysics*, **213**, 203-225.
- WILSON M. et GUIRAUD R. 1998. Late Permian to Recent magmatic activity on the African-Arabian margin of Tethys. In: *MacGregor DS, Moody RTJ, Clark-Lowes DD eds, Petroleum geology of North Africa. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, **132**, 231-263.
- WILSON M., GUIRAUD R., MOREAU C. and BELLION Y.J.C. 1998. Late Permian to Recent magmatic activity on the African - Arabian margin of Tethys. In: *Mc Gregor D.S., Moody R.T.J., Clark-Lowes D.D. eds. Petroleum geology of North Africa. Geol. Soc. London, spec. Publ.* **132**, 231-263.
- WINDLEY B.F. 1978. The evolving continents. *John Wiley and sons*, 1 vol., 385 p.
- WOLDE GABRIEL G., WHITE T.D., SUWA G., RENNE P., HEINZELIN (de) J., HART W.C. et HEIKEN G. 1994. Ecological and temporal placement of Early Pliocene hominids at Aramis, Ethiopia. *Nature*, **371**, 330-333.
- WOLFART R. 1981. Lower Palaeozoic rocks of the Middle East. In: *Lower Palaeozoic of the Middle East, Eastern and Southern Africa and Antarctica. C. Holland ed., John Wiley & Sons publ.*, 6-122.
- WRIGHT J.B., HASTINGS D.A., JONES W.B. et WILLIAMS H.R. 1985. Geology and mineral resources of West Africa. - *George Allen & Unwin publ. London*, 1 vol. 187 p.
- WYATT A.R. 1995. Late Ordovician extinctions and sea-level changes. *Journ. Soc. geol. London*, **152**, 899-902.
- YAPAUDJIAN L. 1972. Une approche actualiste en géologie sédimentaire. Quelques données d'inter-prétation des séquences de plate-forme. *Colloque Méthodes et tendances de la stratigraphie. Orsay 1970, Mém. BRGM, Paris*, **77**, 2, 715-744.
- YOUNG G.M. 1981. Early Palaeozoic tillites of the Northern Arabian peninsula. in : *Earth's Pre-Pleistocene glacial record, Hambrey & Harland eds, Cambridge University press, C.* **19**, 338-340.

YOUNG G.M. 1993. The geologic record of glaciation : relevance to the climatic history of the earth. - *Geoscience Canada*, **18**, 3, 100-108.

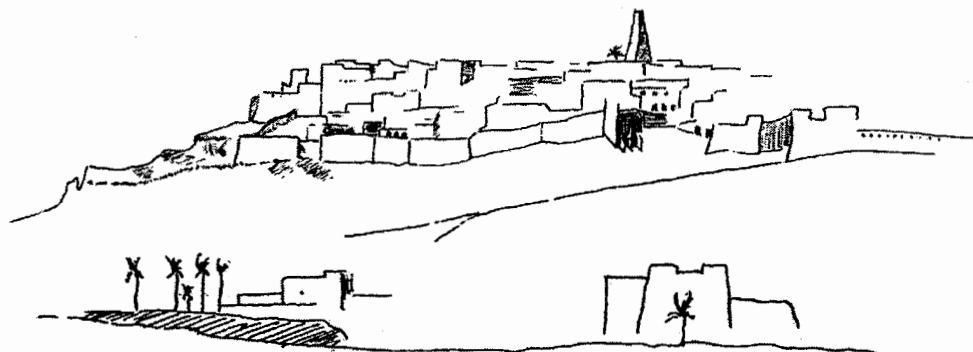
ZACHOS J.C., BERGREEN W.A., AUBRY M.P. and MACKENSEN A. 1992b. Isotope and trace element geochemistry of Eocene and Oligocene Foraminifers from Site 748, Kerguelen Plateau. *Proc. O.D.P., scientific results*, **120**, 839-854.

ZACHOS J.C., BREZA J.R. et WISE S.W. 1992. Early Oligocene ice-sheet expansion on Antarctica: stable isotope and sedimentological evidence from Kerguelen Plateau, southern Indian ocean. *Geology*, **20**, 569-573.

ZAIGOUCHE D. 1985. Examen des phases d'instabilité orogénique au Paléozoïque supérieur du bassin de Béchar-Abadla et leurs relations avec la sédimentation. *Thèse 3e cycle, Alger, géol. minière*, 1 vol., 229 p., 1 vol. planches.

ZANG W.L. et WALTER M.R. 1989. Latest Proterozoic plankton from the Amadeus basin in Central Australia. - *Nature*, **337**, 642-645.

ZIMMERMANN M. 1960. Nouvelles subdivisions des séries anté-gothlandiennes de l'Afrique occidentale (Mauritanie, Soudan, Sénégal). - *21e cong. géol. intern. Copenhague, sect. 8*, 27-36.



GHARDAIA
Sacred city

Index des noms de lieux et d'auteurs cités dans le texte

- Abadla : 297, 303, 313-321, 327, 339, 356, 375, 378, 379, 425, 427, 487
 Abdallah : 165, 171, 184, 207, 238, 277
 Achab : 329, 371-373
 Achkal : 496-499, 503, 505, 506
 Adaf : 84, 89
 Adafar : 136, 140
 Adam : 401
 Adoudounien : 69, 70, 109, 121, 143
 Adrar Bous : 159, 222
 Adrar des Iforas : 46, 64, 74-77, 135, 141, 152, 160, 167, 213, 223, 243, 294, 330, 331, 439, 459, 461, 485, 492
 Adrar mauritanien : 17, 55-59, 61, 71, 127, 131, 154, 184, 197, 217, 229, 254, 287, 420, 431, 476
 Affaton : 67, 115
 Aftout : 23, 27-33, 48, 50
 Agator : 130, 350, 379, 464, 468-471, 474
 Aguel El Mahba : 54, 57
 Agueni : 53, 55
 Aguergerien : 478
 Ahara : 245, 277
 Ahnet : 87, 104-108, 119, 134-136, 141, 153, 177, 191, 195, 213, 235-239, 264, 267-271, 273-277, 288, 292, 293, 367, 439, 445, 447, 455, 459, 461, 481-483
 Aïdien : 434, 443
 Aïn El Hadjaj : 399, 400, 401, 402, 415
 Aïn En Nechea : 118, 123, 148, 159
 Aïn Tobi : 391
 Aioun Abd El Malek : 19, 20, 31
 Aïr : 75-77, 81-83, 88, 92, 96, 100, 103, 157, 176, 200, 204, 207, 209, 210, 213, 217, 222, 223, 239-247, 294, 330, 334-337, 393, 396, 409, 433, 439, 455-465
 Aït-Kaci : 130, 131
 Aït Nafane : 387, 389, 410, 411
 Ajjers : 149, 150, 160-162, 165, 167, 171, 175, 180, 181, 184-186, 188, 191, 193, 195, 206-211, 222, 235-238, 277, 279, 299, 301, 321-324, 326, 329-331, 339, 349, 370, 432, 439, 443, 449, 455, 459, 461, 482, 506
 Akacha : 297, 304, 305, 342
 Akerdil : 132
 Akilet Deilel : 19, 20, 23-33, 39, 49, 50
 Akjoujt : 3, 489
 Ako : 66, 67
 Albedo : 436
 Alberti : 231, 233, 247, 262, 263
 Alimen : 435, 447, 488
 Amadghor : 495-499, 505, 506, 509, 515, 517, 520, 523, 526
 Amard : 18, 211, 232, 257, 401, 406, 420-422
 Amded : 366, 387-390, 396, 411, 482
 Amguid : 119, 124, 135, 141, 154, 161, 163, 173, 177, 218, 239, 277, 330, 398, 483, 514
 Amsaga : 18-23, 47, 70, 131
 Amselka : 141
 Anahef : 495, 496, 506, 512-519, 529
 Anan Yorke : 289, 291
 Anou Izileg : 213, 239, 241, 279
 Aokaré : 337, 339
 Aouinet Ouenin : 245, 281, 283
 Aouinet Zbel : 254, 287
 Aouzegueur : 81-87, 100, 101
 Appiah : 36, 38
 Arechchoum : 92
 Arefsa : 91, 96, 100
 Areigat Lemah : 25, 28
 Assabet El Hassiane : 53, 61, 63, 72, 131, 132
 Assekäïfäf : 297, 324-326, 329, 330
 Assedjefar : 330
 Assodé : 81-88, 91, 92, 101
 Atafaïtafa : 206, 207
 Atakor : 387, 438, 443, 459-463, 495, 496, 499, 506-508, 512-514, 517-520
 Atar : 19, 53, 56-61, 71, 72, 161, 171, 359
 Attar : 51, 119, 131, 132, 241, 326, 327
 Aumassip : 449, 451, 453
 Azel : 174
 Azlaf : 53, 119, 126, 130, 148, 411
 Azougui : 53
 Azrou-n-Fad : 96, 100, 101
 Azzel Matti : 208, 267, 271-275, 285, 345, 349
 Bâ Amadou : 465
 Baer : 289, (Bär) : 291
 Bard : 436, 438
 Barghot : 81-87, 101,
 Barkhane : 441, 474, 475, 484
 Barrère : 19

Barth : 227
Bassot : 43, 45, 430
Baud : 127
Baudin : 25, 31
Bayer : 76-78
Bedo : 211
Bekkouche : 206, 207, 245, 247, 294
Bellion : 390, 413, 414, 424
Benkhelil : 409
Benou : 43, 44
Ben Tadjine : 114, 123, 159, 294
Benthique : 217, 230, 258-265, 270, 275, 310, 356, 399, 409, 411
Ben Zireg : 209, 215, 233, 263, 265, 308, 309, 313, 357
Berriane : 119, 123, 247, 381
Berry : 198, 203-205, 210, 222, 289
Bertrand : 85, 88, 92, 96, 100, 101, 103, 106, 375-379, 398
Bertrand-Sarfati : 18, 51, 53-65, 115, 120, 130, 143, 319, 327
Bessoles : 17, 18, 35, 41, 53
Betina : 53-60
Beuf : 114, 150, 152-156, 160-169, 172, 177-194, 199, 208, 213, 235-241, 291-294
BIF : 18, 21, 48, 105
Bigotte : 239, 334
Biju-Duval : 127, 236, 237, 241
Bir Amrane : 55
Bir Ben Tartar : 157, 175
Bir En Naharat : 349-351
Bir Moghrein : 31, 33, 50
Black : 63, 73, 76-78, 81, 85, 102, 140, 141, 176, 241, 247, 294, 366, 459, 480
Blanchot : 18
Bled El Mass : 108, 135, 152, 160, 172, 173, 184, 235, 330, 346, 347, 379, 443, 449, 452, 482, 483, 486
Boher : 48
Bombouaka : 67
Bonhomme : 45, 46, 130, 247, 294, 377, 427
Bonnet : 346, 347, 435, 461
Bordj Nili : 119, 155-158, 383
Bossière : 363, 373, 379, 526
Boualem : 389
Bou Azzer : 109, 114-116
Boucot : 149, 198, 203-205, 210, 222, 230, 289
Bou Emeina : 31
Bouïma : 123, 143
Bou Kaïs : 121, 357
Bou Kbeissat : 114, 118, 123
Bou M'Haoud : 148, 158, 173, 174, 180, 184
Boumendjel : 202, 207, 213, 214, 231, 238
Bourgeois : 340-343, 389, 410, 425, 426
Bourmatte : 67
Bourque : 305, 307
Bourzekkal : 135, 141
(Adrar) Bous : 159, 222, 235, 291, 293, 318, 346, 347, 387
Bozkho : 67
Briedj : 96, 97, 100
BRMA : 88, 96, 99, 105
Bronner : 16, 19, 21, 71, 197, 254
Buffière : 20, 26-31, 48
Burollet : 245, 291
Busson : 367-375, 381-383, 392, 399, 404-407, 420, 421
Cabao : 391
Caby : 27, 33, 74-81, 88, 103-108, 113, 116, 118, 123, 134-143, 169, 222, 360
Cahen : 17, 25, 29, 33-35, 50, 77, 157, 176, 200, 210, 222, 294
Callot : 453
Camil : 35
Capot-Rey : 486
Charlot : 115
Causse : 445, 447
Chauvel : 27, 281-287, 294
Chavaillon : 434, 445, 449, 450, 484
Chebbi : 215, 345-349
Chegga : 19, 21, 25, 27, 33, 48, 51, 55, 56, 60, 72, 218
Cheikhia : 51, 60-63, 69-72
Chenachane : 27, 29, 54, 56-58
Chicla : 391
Chikhaoui : 77, 103, 123
Chinguetti : 131, 132, 197, 359
Chopper : 435
Chorowicz : 438, 482, 483
Chott : 435, 449, 451, 479, 483
Choubert : 69, 76, 114, 115, 120, 121, 342
Choubert et Faure-Muret : 68, 120, 121, 379, 456
Choukroune : 47
Claret : 167, 209, 213, 239-243, 293, 331, 332, 366
Clauer : 57, 63, 115, 132, 139, 429
Conrad : 261, 276, 304, 345-349, 369, 371, 387, 425-427, 431-434, 440-449, 482, 483, 488
Cornet : 375, 419, 421, 480
Cottin : 96, 97, 100
Coudé-Gaussen : 486, 488
Courel : 436, 438, 443
Crenn : 67
Daïa : 373, 393, 395, 404, 425, 453

Damrane : 53, 58, 114
 Dar Cheikh : 51, 55, 57, 58, 72
 Dars : 396, 477, 478, 485
 Debrenne : 119-121
 Delfaud : 233, 313, 397
 Delor : 49
 Dembaba : 330
 Denayer : 105
 Des Marais : 18
 Destombes : 119-123, 156, 160, 173, 177, 195,
 197, 203, 215, 263, 284
 Deynoux : 51, 53, 61, 63, 128, 131, 132, 181, 184,
 191, 194, 197, 203, 210
 De Wolf : 441, 445, 485
 Dhlaïet El Ateuch : 287
 Diale : 45
 Dillon : 18
 Djado : 125, 153, 180, 181, 193, 199, 213, 239,
 241, 280, 292, 294, 299, 321, 325-330, 356
 Djebel Berga : 345-349
 Djebel Heirane : 113
 Djebel Reouina : 340-343
 Djebel Tibalissine ou Tibalicine : 121
 Djeffara : 120, 125, 174, 175, 209, 247, 329, 367,
 381, 395, 455
 Djenien : 297, 306, 310, 313, 358
 Dkhissa : 231, 233, 255, 263, 294
 Doba-Birao : 366, 396
 Dohone : 211
 Dommanget : 45, 47
 Dor El Goussa : 157, 174, 210, 245, 284
 Douik : 51, 55, 56, 71, 72
 Drâa : 115
 Draa El Guerb : 27, 31, 59
 Drareni : 19, 23, 27, 31, 33, 49, 50, 92, 101
 Dreikanter : 123, 137, 152, 154, 161, 387, 391,
 397, 413, 414, 441, 465
 Drissa : 29, 33, 50
 Drouet : 67, 69
 Du Dresnay : 381
 Duée : 121-123, 309, 359
 Duplan : 91, 93
 Duplaix : 447, 449
 Duplessy et Morel : 142, 198, 199, 419, 435, 436
 Dutil : 451
 Du Toit : 35, 198
 Dwyka : 198, 231, 279, 300, 312, 335, 357
 Echaragalen : 140, 141
 Ediacara : 63, 65, 120, 127
 Edjeleh : 175, 326, 327, 370, 371
 Efeimazerta : 213, 241
 Egatalis : 140, 142
 Egéré : 87-93, 100, 101, 461
 Eggéré : 495, 496, 508, 509, 512, 513, 519, 520
 Eglab : 17-19, 25, 29-33, 48-51, 56, 72, 127, 171,
 180, 184, 193, 195, 438, 439, 475, 481, 485
 Eheri : 508
 El Adeb Larache : 297, 326, 330
 El Arich El Megta : 155, 159, 174, 379
 El Atchane : 157, 158, 358,
 El Gassi : 119, 124, 155-159, 167, 222
 El Hariga : 297, 304, 309
 El Kseib : 195, 196
 El Moungar : 154, 161
 El Mreiti : 55-61, 71, 72
 El Mzereb : 54
 El Ouatiya : 275
 El Youssi : 424-427, 431, 438, 485
 Emi Magri : 284
 Emoussé-Luisant
 Ennedi : 209, 211, 280, 294
 Ennih : 16, 109, 110, 113, 115, 116, 120
 Eniticho : 181, 183, 198
 Erdis : 241, 243
 EREM : 33, 88, 121, 150, 177, 217, 484, 486
 Erg Chech : 27, 59, 127, 130, 131, 287, 288, 339,
 343-346, 349, 427, 441-449, 462, 469, 475, 478,
 484, 489
 Estheria : 314, 316, 319, 327, 355, 373, 396, 401,
 402
 Estran : 63, 125, 127, 207, 235, 243, 245, 313,
 324, 329
 Evans : 18
 Ez Zeidiya : 148, 173, 185
 Fadnoun : 237, 238, 243
 Farak : 409
 Faure-Muret : 17, 68, 69, 76, 120, 121, 379, 456
 Feist : 119-121, 230, 227, 263
 Fekkak : 114, 115
 Felar-Felar : 76, 108, 148, 181, 185, 196, 208
 Fersiga : 53, 114, 126, 129-132, 137, 140, 356,
 365, 377, 379, 412-414, 432, 468, 481-483, 489
 Feybesse : 32, 49
 Fezouata : 155, 160, 174
 Follot : 235, 275, 346, 347, 482
 Foum Agam : 273
 Foum Belrem : 167-171, 235, 268-273
 Foum Chor : 53, 56
 Foum Tineslem : 148, 158-160
 Frakes : 365
 Freulon : 152, 153, 160, 177, 184, 207, 210, 245,
 277, 321, 325-327, 375
 Furon : 65, 127, 384
 Gall : 18

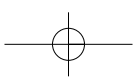
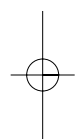
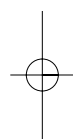
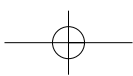
Gara Djebilet : 23
 Gara Kaddour : 217, 219
 Gara Sayada : 29, 192, 193
 Gargaf : 125, 127, 175, 177, 199, 212, 217, 245, 247, 281, 283, 291, 453
Gariel : 127
 Gassi Touil : 372, 373, 393
 Gattendorfia : 261, 304, 341, 347
Gatinski : 239, 242
 Gebel Garian : 391
Gevin : 23, 25, 193, 217, 219, 249, 251, 285, 288, 342, 424, 428, 429
 Ghallaman : 18-21, 48, 51, 429-432
 Ghazalien : 457
 Gigantotraccé : 210, 219, 230
Ginsburg : 142, 301, 365, 415
 Glebet El Atores : 51-55
 Glib Zegdou : 424
Gomez Silva : 213
 Gondwana : 71, 75, 120, 127, 141, 149, 155, 170, 176, 183, 198, 199, 205, 207, 222, 228-230, 289, 293, 297, 300, 301, 308, 316, 322, 330, 331, 334, 337, 353, 356, 360, 365, 375
 Gorgol : 430
 Gouiret El Diab : 160, 172, 173
 Gouring : 211
 Gour Oumelalen : 88-92, 100, 101, 363
Gravelle : 76, 103, 108, 141
 Guelb El Hadid : 127
Guelorget : 313, 326
Guérangé : 88, 89
Guerrak : 27, 159, 171, 173, 199, 249-253, 267, 273, 275, 284-287, 341
 Guettatira : 53
Guiraud : 120, 155, 203, 367, 388, 390, 413, 414, 447, 483, 515, 520
 Guirien : 434, 447, 450
 Hamar Lagdad : 233, 247, 262, 264, 271, 294
Hamel : 372
 Hammada : 26, 260, 302, 314, 318, 339, 340, 342, 350, 351, 375, 404, 406, 419-432, 438, 439, 443-448, 464, 473, 478, 481, 485
 Hammou Salah : 349-355, 469, 475
 Hamra : 157, 158, 174, 249, 251, 254, 285, 430
 Hank : 19, 51, 56, 58-67, 71, 72, 105, 114, 439
 Haouaz : 157, 174, 175, 283
Haq : 365, 398, 399, 412, 414, 418
 Haricha : 349-353, 464, 467, 469, 473
Harland : 255
 Harmattan : 60, 438, 441, 484, 487
 Harzburgite : 78, 513, 514
 Hassaouna : 125, 141, 150, 157, 283
 Hassi Fokra : 18, 19, 31
 Hassi Kerma : 297, 311, 312
 Hassi Khatam : 114
 Hassi Leila : 123, 148, 155, 158, 167
 Hassi Merhimine : 123
 Hassi Messaoud : 75, 123-127, 153-159, 167, 178, 234, 368, 369, 381
 Hassi R'Mel : 123, 234, 292, 372, 391
 Hassi Taïbine : 345, 346, 378, 379, 449, 452
 Hassi Touareg : 174, 373
 Hassi Zguilma : 347, 447
Haughton : 35
Havlicek : 167, 181, 195
 HCS : 59, 61, 113, 123, 159, 277
 Hammada El Haricha *ou* Harichat : 260, 351, 353, 464, 473, 474
 Hémamien : 434, 450
Hervouet : 123, 359, 448
 Hodh : 197, 229, 365, 366, 377, 379, 384, 396, 429, 437, 439, 481, 482
Hollard : 203, 215, 233, 247, 250, 251, 260, 263-265, 284, 287, 291, 293, 338, 341, 342, 379
Hupé : 120, 121, 122
 Iapetus : 122, 149, 177, 200, 208, 224
 Idjerane : 177, 179, 209, 213, 461
 Iguidi : 26, 29, 287
 Iharen : 506
Ikenne : 17, 115
 Illeren : 297
 Illirene : 21, 277
 Imeraguen : 273
 Imirhou : 172, 206, 207, 238
 Imourene : 19, 20
 In Azaoua : 218, 241, 244
 In Belbel : 401, 404, 406
 Inchirien : 476, 478, 480
 In Dagouber : 217, 234, 287-289, 293, 349, 413, 487
 In Debirene : 330
 In Ezzan : 209, 495
 In Koussamène : 475
 Inlandsis : 114, 129, 130, 137, 149, 170, 181-185, 190, 193-199, 203, 208, 209, 219, 300, 304, 357, 421, 488
 In Ouzzal : 74-76, 87, 88, 103-108, 134, 140, 142, 154, 167, 168
 In Semmen : 135, 139, 143
 In Tahouite : 148, 162, 168, 171-173, 177-181, 184-188
 In Teria : 461, 517, 523, 526
 In Zize : 107, 139-142
 Ireladen : 184

Iridet : 347
 Irrekam : 149, 172, 186, 197
 Iskel : 87, 102-105, 155
 Issalane : 84-88, 92, 101
 Issendjel : 279, 297, 321-324, 329
 Iyadhar : 210, 212
 Izegouandane : 331, 334, 337
 Jakania : 349, 350, 355, 356
 Jbel Bani : 195
 Joly : 369, 371, 390, 391, 409, 438, 439, 481
 Joulia : 239, 241, 294, 335
 Kaedi : 431
 Kanémien : 457, 463, 475
 Karpoff : 105
 Kasbah Leghine : 157, 175
 Kawere : 38
 Kayes : 45, 127
 Kem Kem : 481
 Kenadza : 315-318, 406
 Kenadzien : 297, 313-315, 349
 Kennedy : 76
 Kerdous : 109, 115
 Kettle : 190, 191
 Kheneg El Aatène : 148, 158, 159
 Kheneg et Tlaïa : 123, 158, 180
 Khenig : 275-277, 345
 Khnachich : 130, 356, 397, 411-415, 429, 468, 482
 Kienast : 106, 295
 Kilian : 75, 100, 149, 152, 160, 222, 235, 375, 384, 419
 Klippes : 309
 Klitzsch : 174, 245, 280, 284, 294
 Krachoua : 381
 Kreb El Douro : 345, 347, 359
 Kreb En Naga : 130, 144, 148, 285, 411
 Kreb Es Sloughia : 285
 Kröner : 76
 Ksar d'Ougarta : 148, 195, 196, 214
 Ksi Ksou : 298, 302, 379
 Kufra : 245, 330
 Lameyre : 501
 Laming-Empeiraire : 435, 436
 Lang : 334, 335
 Lapparent : 371, 375
 Lasserre : 92
 Lavocat : 113-116, 391, 427
 Leblanc : 143, 513, 514
 Lefranc : 367, 375, 385, 386, 391, 399, 401, 449
 Legrand : 119, 123, 124, 148, 152, 156, 160, 163, 171, 173, 176, 177, 181, 195, 196, 199, 203, 206-209, 213-219, 222
 Legrand-Blain : 259, 275, 279, 285, 297, 300, 303, 304, 310-313, 321-326, 332, 334, 339-342, 346-351, 357, 358
 Lehmann : 265, 331, 371, 375
 Leila : 123, 148, 155, 158, 167
 Lejal-Nicol : 205, 230, 280, 324, 325, 330
 Lelubre : 75, 91, 100, 103, 105, 141, 152, 184, 198, 245, 371, 439, 453
 Lemosquet : 303, 304, 310, 312, 315, 357
 Lesquer : 76-78, 459, 480-482, 515, 517, 521, 526
 Lessard : 209, 239, 243, 280, 330, 331
 Lessertisseur : 165
 Lethiers : 366
 Liberia : 35
 Libérien : 17, 35, 47
 Liégeois : 16, 48, 50, 81-85, 88, 96, 101, 109, 110, 113 ; 116, 120, 140, 176, 247, 294, 390, 413
 Loutid : 22, 33
 Louvet : 421
 Loko Group : 35
 Lys : 304
 Madi : 305, 307
 Magaritz : 121
 Mahboubi : 409, 424, 425
 Mahdjoub : 23, 25, 27, 29, 31, 33, 48
 Maïder : 155, 160, 177, 209, 217, 233, 260, 263, 265, 288
 Mainguet : 163, 439, 441, 468, 475, 486
 Mâjabât : 377, 429
 Maley : 455, 456, 457, 488
 Malvino-cafre : 197, 202, 229, 230, 255, 289, 291
 Man : 17, 18, 33, 35
 McKerrow : 148, 224, 281, 308
 Maqteir : 132
 Marar : 329
 Marhouma : 232, 256-261, 265, 275, 304, 305
 Massa : 125, 141, 150, 157, 174-177, 181, 193, 195, 197, 198, 209-215, 245, 264, 280-283, 294, 329, 330
 Mazzer : 297, 304
 Mazzerien : 434, 443
 Meden Yahya : 273
 Mégaride : 39, 59
 Meguma : 122, 148
 Meharez El Kebir : 305, 306
 Meindre : 121
 Melez Chograne : 198, 283
 Memouniat : 195, 198, 199, 283
 Menchikoff : 18, 50, 51, 69, 122, 159, 231, 294, 330, 347, 389, 427, 430
 Meqerghane : 449, 481-483

Merkala : 339, 340, 343, 428
 Mestraul : 21, 25, 31, 251, 430
 Messaoud : 368, 438, 443 ; (Hassi) : 75, 123-127, 144, 153-159, 167, 178, 243, 447-449, 482
 Meyendorff : 288, 347, 350, 353, 356, 375, 385
 Michard : 120, 122, 227, 233, 293
 Milesi : 32, 49
 Millot : 219
 Miskovsky : 436
 M'Krat : 195
 Mokkadem : 239, 241, 294, 334
 Mokrid : 54, 57
 Mongin : 396
 Monod : 51, 59, 71, 75, 127, 132, 135, 197, 217, 254, 287, 350, 356, 429, 432, 435, 439, 441, 468, 469, 475, 480, 484, 487
 Moradi : 337, 339
 Mourizidié : 125, 141, 159, 174, 176, 198, 210, 211, 243, 247, 283
 Mourzouk : 125, 141, 157, 169, 174, 198, 209-213, 217, 245, 283, 284, 294, 329, 453, 489
 M'Rar : 329, 451
 Mya (El) : 177, 438, 449, 483
 Nachit : 17, 115
 Nara : 64, 366, 387, 388, 396, 429
 Neck : 495, 499, 506
 Nedjari : 304, 316, 318
 Nezla : 373
 Nimba : 35
 N'Jakane Abteili
 Nouakchottien : 476, 479, 480
 Odienné : 43
 Oglat Betina : 53, 56, 58, 60, 191
 Ogolien : 436, 438, 447, 449, 452, 455, 457, 463, 475-479, 484
 Ohanet : 175, 326
 Olad Bou Hadid : 304, 341
 ORSTOM : 396, 443, 455
 Ouallen : 135, 137, 236
 Ouan Kasa : 245, 281-284
 Oua-n-Aressou : 499-506
 Ouargla : 209, 379, 381, 453
 Ouarkziz : 339-342, 347, 351
 Ouarrourout : 259
 Ouassat : 18
 Oubarakat : 297, 325, 330
 Oued Ali : 195, 196, 213-216, 231
 Oued Chig : 217
 Oued Felaou : 279
 Oued Rharbi : 158, 159, 215, 267
 Oued Samène : 238, 240, 277
 Oued Saret : 174
 Oued Souss : 20, 25-31, 49, 57
 Ougartien : 174, 265, 434, 445, 447, 450
 Oujeft : 132, 148
 Ouksem : 509
 Oumelalen : 88-92, 100, 101
 Ouret : 207
 Ouzegane : 47, 97, 105, 106
 Panabako : 67
 Paquet : 103, 120, 143, 485
 Pareyn : 303-312
 Pebble tool : 435
 Perrin : 289
 Petit-Maire : 453, 454, 468-475, 488, 489
 Peucat : 47, 108
 Pharusien : 74-76, 88, 100, 103
 Picciotto : 142
 Pingo : 183, 188, 190, 191
 Potrel : 19, 21
 Proche Ténéré : 83, 85, 86
 Pruvost : 50, 51, 313
 Ra'an shale : 198
 Racheboeuf : 229, 255
 Rag El Abiod : 21
 Rahmani : 114
 Reichelt : 62-65, 436, 468, 480, 489, 491
 Renatt : 85
 Reouina : 340, 342, 343
 Rice : 18
 Riffault : 285, 483
 Rocci : 18
 Rognon : 192, 193, 387, 397, 421, 432, 438, 443, 445, 449, 459-465, 477, 483, 488, 489, 496, 506-509
 Ross : 300, 312, 322, 341, 347, 353
 Routhier : 38, 39
 Roux : 215, 273, 305
 Rust : 198, 204
 Sabaté : 19, 23-31, 48, 469
 Sabkha : 467, 468
 Sacal : 216, 233, 256, 257, 262, 264, 323
 Safia : 349-351, 429
 Saheb El Djir : 231, 294
 Samani : 386, 391, 396, 404
 Sanrhar : 157, 159
 Saoura : 110, 177, 231, 232, 235, 255, 258, 261-265, 270, 271, 275, 277, 285, 288, 299, 293, 303, 304, 306, 309, 310, 313, 347, 357, 425, 432-435, 441-457, 479, 482-484, 486, 488, 490
 Saquaque : 115
 Sassandra : 18, 33, 43, 49, 50
 Sautter : 91
 Savalel : 430

Scotese : 148, 149, 170, 183, 184, 191, 204, 224, 281, 291, 297, 308
Sebbar : 304, 346, 356
Sebkha : 22, 129, 130, 152, 374, 385, 427, 431, 438, 441, 443, 449-453, 468, 469, 475, 481-485
Sebkhet : 118, 122, 123, 148, 150, 154, 443, 448
Sebkhet El Melah : 113, 114, 118, 122, 123, 148, 150, 154, 448, 469, 483
Seguiet El Hamra : 19, 174, 249, 251, 254, 285, 430
Seilacher : 166
SERMI : 20, 25-29
Serouenout : 85, 87, 387, 496, 501, 506
Serraf : 148, 158, 173, 180, 195, 196, 214
Sersouf : 75, 100
Sfariat : 18, 19, 48
Sidi Toui : 125, 247
Sierra Leone : 35, 47, 197, 367
Sleep : 17
Sobti : 131
SONAREM : 43, 88, 285, 316
Sotuba : 65
Sougy : 18, 31, 127, 184, 197, 251, 359
Soulias : 455
Souss : 20-29, 49, 50, 53, 54, 57, 69, 120, 121
Stylioline : 334
Tabanit : 121
Tabatanat : 33
Tabulé : 231, 291, 322, 341
Tademaït : 366, 367, 381, 384-393, 397-406, 413, 415, 420, 421, 432, 439, 441, 449
Tadhak : 46, 298, 363, 390, 413
Tadrart : 177, 211, 239, 245, 281, 283, 292, 327
Tafarit : 477
Tafilalt : 123, 155, 160, 174, 215, 216, 222, 226, 227, 231-235, 247, 260-264, 285, 291, 294, 302, 304, 369
Tagini : 41, 49
Tagnana : 297, 309-313, 349, 358
Tagnout : 17, 33, 45, 430, 475
Tagora : 331, 335
Taguengant : 137, 139
Tahalgha : 495, 496, 507-513, 519, 520
Tahara : 283, 284
Taharaq : 496, 499, 501, 507-519
Tahat : 460, 461
Tahouhannet : 139
Takherist : 111, 177, 273, 517, 521, 526
Takoradi : 289, 291
Tamadjert : 148, 172, 175-181, 184, 185, 188, 190-192, 196, 207, 208
Tamamaït : 337, 339
Tamamate : 160, 172, 173, 224, 271
Tambuk : : 238
Tamesna : 155, 167, 209, 229, 239, 242, 243, 279, 280, 331
Tamga : 148, 197, 222
Tamreikat : 31
Tan Ebdar : 31
Tanezrouft : 33, 67, 72, 111, 127, 130, 135, 167, 209, 217, 267, 366-369, 387, 389, 390, 396, 409-415, 424, 430, 432, 438, 439, 462, 468, 479, 481-484, 489, 495
Taoudenni : 3, 18, 33, 45, 46, 51, 53, 57, 58, 63, 65, 69-71 ; 126, 127, 140, 153, 209, 217, 218, 229, 234, 254, 284, 287-294, 299, 301, 312, 318, 321, 330, 339, 346, 349, 351-353, 356, 365, 369, 377, 379, 384, 396-399, 413, 414, 420, 424, 429, 432, 437, 438, 443, 453, 455, 462, 464-475, 478-490
Taouratine : 370, 391
Taourirt : 154
Taourirtien : 434, 443
Taquet : 334, 366, 371, 396, 415
Tardy : 374, 435
Targant : 428, 429
Tarhous : 478, 480
Tarkwa : 19, 38, 39, 41
Tarkwaïen : 27, 32, 36-41, 43, 49, 50, 66, 67
Tasiast : 18, 19, 431
Tazat : 87, 153, 439, 461
Tchadien : 457, 479
Tchilit : 85, 87, 96
Tebourharine : 141, 161
Tedjert : 208, 213
Tefedest : 87, 100, 101, 459
Teferguenite : 255, 257
Tefidet : 396
Tegama : 409
Tejia : 337, 339
Tekade : 206, 237, 238
Telleghtebea : 496, 499, 504, 505
Temasint : 88, 89
Temertaset : 259
Ténééré : 83, 85, 86, 92, 167, 366, 396, 515
Teniagouri : 131
Tenoumer : 430, 432
Terada : 331, 335
Terrecht : 414, 430
Tessalit : 81, 96-101, 143, 462
Téthys : 149, 155, 231, 299, 300, 312, 331, 334, 339, 357, 365, 367, 383, 391, 393, 398, 399, 409, 414, 419
Thomas : 36
Tibalissine : 121, 122

Tibesti : 75, 157, 159, 174-176, 197, 198, 209-211, 223, 244-247, 255, 280, 281, 414, 439, 447, 455-461, 482-484, 515
 Tichit : 197
 Tidal : 43, 56, 161, 171, 313, 329, 349
 Tidalite : 59
 Tifernine : 206, 207, 238
 Tigillite : 121-125, 207, 211, 235, 238, 241, 245, 277, 309
 Tigirit : 18
 Tiguentourine : 297, 326-330, 370, 371
 Tihemboka : 171, 174-177, 223, 238, 245, 277, 278, 321, 326, 330
 Tilemsi : 27, 45, 53, 54, 57-60, 67, 74-81, 87, 103, 141, 366, 413-415, 424, 430, 489
 Tilkatine : 119, 160, 172, 295
 Tillet : 447
 Tim Mersoï : 330-334, 337
 Tinde : 506
 Tinioulig : 217, 218
 Tin Meras : 277
 Tinrhert : 171, 175, 293, 367, 384, 391, 393, 398-401, 404-409, 414, 420, 421
 Tin Seririne : 239
 Tin Taradjeli : 161-163, 167, 185
 Tiralrar : 140, 141, 143
 Tirechoumine : 345, 347
 Tirersioum : 431
 Tiririne : 84-88, 141
 Tiris : 19, 21, 35, 48, 72
 Titerine : 508
 Tit-n-Afara : 88-90
 Torba : 406, 408, 424-429, 432, 434, 444, 461
 Tossiegou : 67
 Touiderguilt : 53, 58-61
 Toukmatine : 88, 92
 Trarza : 431, 478
 Trichet : 57
 Trompette : 59, 61, 72, 119, 127, 131, 132, 154, 181, 210, 280
 Truswell : 35
 TTG : 47, 81, 106
 Umeji : 35
 Vail : 76, 77
 Vanné : 161, 270, 421
 Vecoli : 125, 149, 157, 174
 Vidal : 41, 101
 Villemur : 53-56, 61, 63, 130, 131, 217, 224, 287, 288, 291, 350, 351, 429, 468, 475
 Vinchon : 39
 Vitel : 101
 Wacrenier : 244, 280
 Wadi Malik : 280
 Wara : 467, 470
 Waran : 132, 429, 441, 475
 Watters : 18
 Wendt : 230, 233, 254, 255, 260, 265, 267, 271, 274, 275, 293
 Windley : 49
 Wolfart : 142, 183, 198
 Wood : 18, 213
 Wright : 34, 35, 67
 Yaouré : 41, 43, 44
 Yardang : 441, 470, 473, 475, 486, 487
 Yetti : 18-33, 48-51, 56, 485, 486
 Young : 18, 183, 198
 Zarzaitine : 326, 329, 370-373
 Zednes : 33, 50
 Zeimlet : 214, 231
 Zemmour : 155, 160, 174, 197, 199, 217, 224, 251, 254, 287, 291
 Zenaga : 115
 Zerga : 197
 Zimmermann : 127
 Zli : 148, 197
 Zouerate : 3, 21
 Zousfana : 297, 304-310, 313, 358, 443, 449



GÉOLOGIE DU SAHARA OCCIDENTAL ET CENTRAL

La géologie du Sahara central et occidental concerne plus de 3 milliards d'années de l'histoire de la Terre. La zone couverte est immense, plus de 7 millions de km², partagée par le hasard entre une dizaine de pays riverains du Sahara, s'étendant de la Libye et du Tchad jusqu'en Mauritanie et au Maroc et, vers le sud, jusqu'au Niger et en Côte d'Ivoire en passant par l'Algérie et le Mali, entre autres. Cet ouvrage comporte une étude tant des socles métamorphiques et magmatiques et des séries sédimentaires précambriennes, que de l'ensemble du Phanérozoïque y compris un développement sur le Quaternaire et le volcanisme récent.

La grande diversité des terrains considérés offre une grande variété de problèmes aux géologues tant académiques qu'économiques et permet d'aborder les zones profondes modelées par les différentes orogènes qui se sont succédé, leurs minéralisations, le dépôt et l'évolution des sédiments en fonction des variations du niveau de la mer et des climats, ou encore la morphologie du désert qui en reflète les récentes fluctuations. Ceci implique une Géologie plurielle, imposant la convergence de plusieurs disciplines.

La première partie traite du Précambrien et de sa prolongation cambrienne, de la cratonisation éburnéenne à la formation du Gondwana. Le chapitre 1 traite du craton ouest-africain, avec l'Archéen et le Protérozoïque inférieur de la Dorsale Regueibat et de la Dorsale de Guinée, essentiellement métamorphique et magmatique, le Néoprotérozoïque sédimentaire des bassins de Taoudenni, du Gourma et des Voltas et se termine par l'Anti-Atlas, la chaîne des Mauritanides et finalement par des perspectives économiques. Le chapitre 2 traite du Précambrien du bouclier Touareg, dominé par l'orogène pan-africain et ses mouvements de terranes et qui comprend le Hoggar, l'Aïr et l'Adrar des Iforas ; une extension vers l'Ougarta et l'Anti-Atlas termine ce chapitre. Le chapitre 3 concerne l'enterrement de la chaîne pan-africaine au Précambrien terminal et au Cambrien ainsi que les glaciations qui émaillent cette période.

La deuxième partie considère les premières couvertures sédimentaires de plate-forme et comprend quatre chapitres, étudiant successivement l'Ordovicien, le Silurien, le Dévonien et le Permo-Carbonifère. Chaque chapitre se termine par des informations concernant la paléogéographie, les déformations calédoniennes ou varisques suivant les périodes et le magmatisme, peu abondant.

La troisième partie concerne la seconde couverture de plate-forme et événements associés. Le premier chapitre détaille les transgressions successives du Mésozoïque, le deuxième chapitre les dépôts souvent peu épais mais couvrant de grandes surfaces du Cénozoïque. Le troisième chapitre développe les temps modernes, le Plio-Quaternaire, avec non seulement les séries sédimentaires mais également des informations sur l'occupation et les activités humaines. Le dernier chapitre décrit et explique le volcanisme récent du Hoggar, objet géologique spectaculaire et souvent magnifié par des photos d'artistes.

MOT-CLÉS – Sahara, Précambrien, Phanérozoïque, Quaternaire, socle métamorphique et magmatique, sédiments, volcanisme.

JEAN FABRE est un Saharien dans l'âme. Né en 1925 à Lille, il a vécu, inspiré par N. Menchikoff, une grande partie de l'exploration géologique du Sahara d'après-guerre tout en étant, en 2005, un des meilleurs connaisseurs de la situation actuelle de la géologie saharienne. Il a enseigné la géologie près de 10 ans à l'Université d'Alger et a été pendant 15 ans le sous-directeur du Centre de Recherches Sahariennes | Centre de Recherches sur les Zones Arides avant de rentrer en France dans un laboratoire du CNRS à Montpellier puis à Grenoble. Il est l'auteur de nombreux articles scientifiques, livres et cartes géologiques sur le Sahara. Il était un proche de Théodore Monod qu'il accompagna à la fin de sa vie dans ses pérégrinations sahariennes.

Il a été secondé pour cet ouvrage par plusieurs spécialistes de la géologie saharienne : Louis Latouche (†), A. Moussine-Pouchkine, N. Kazi-Tani, J.M. Dautria, F. Aït Hamou et M. Maza.

Africa
Africa

TERVUREN

LEUVENSESTEENWEG 13 B-3080 TERVUREN

KONINKLIJK MUSEUM
VOOR MIDDEN-AFRIKA
MUSÉE ROYAL
DE L'AFRIQUE CENTRALE

ISBN 90-75894-66-X



9 789075 894660

ISSN 1780 - 8561