

Les Aiguilles
Jobartia

soutenu le 13 janvier 1989 devant le jury composé de
MM. J. PAQUET, professeur, U.S.T. Lille, président
P. BROQUET, professeur, Université du Doubs, examinateur
J. DELFAUD, professeur, Université Pau et Pays de l'Adour, rapporteur
G. DUEB, professeur, Université Pau et Pays de l'Adour, rapporteur
F. THIEBAULT, professeur, U.S.T. Lille, examinateur
M. BELORGEY, professeur, Université du Havre, examinateur
J. DIDON, maître de conférences, U.S.T. Lille, rapporteur

LE NUMIDIEN ET LES FLYSCHS OLIGO-MIOCÈNES DE LA BORDURE SUD DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE

Bernard HOYEZ

par

pour obtenir
le grade de DOCTEUR ES-SCIENCES

L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DE LILLE FLANDRES - ARTOIS
présentée devant

DE DOCTORAT D'ETAT ès Sciences Naturelles



50376
1989
25

THESE

50376
1989
25

Numéro d'ordre 773



Gagliano Castelferrato, Sicile

*"St. Cataldo, protegeci da rocca
si no a noi tutti ci gnoppa"
("Saint Cataldo, protège nous du rocher
ou alors il nous ensevelira tous")
répètent les habitants de Gagliano
en levant les yeux
vers le roc de grès numidien
qui domine leur ville.*

"Videantur sanè, ne affirmentur modo"
(Qu'elles soient présentées comme vraisemblables,
mais non affirmées comme vraies)
Cicéron, Académiques, II, XXVII

A mes parents

AVANT-PROPOS

Au seuil de ce mémoire, avant de parcourir ensemble les rivages de l'accueillante Méditerranée, je voudrais exprimer ici ma reconnaissance envers tous ceux qui par leurs conseils, leurs encouragements, leur amitié, ont permis que s'accomplisse cette étude. Mon témoignage de gratitude s'adresse en priorité à deux absents.

Je suis redevable au professeur A. CAIRE de m'avoir intégré à son équipe parisienne de géologie structurale et de m'avoir guidé dans mes premiers pas. Sa profonde connaissance des chaînes maghrébines, sa logique rigoureuse et son esprit de synthèse m'ont toujours été d'un précieux secours. Le flysch numidien qu'il avait longuement sillonné en Algérie et en Sicile était une de ses préoccupations scientifiques. "Où sont donc les terres qui ont produit les dragées de quartz numidien ?". La réponse à cette question qu'il se posait souvent était pour lui une clé de la géologie méditerranéenne. Le côté énigmatique du sujet me séduit et je l'acceptai d'emblée. Cependant, je découvrais peu à peu l'ampleur du travail, l'immensité du terrain à parcourir, la pauvreté des affleurements et... mon manque de préparation. A l'enthousiasme succédaient des moments de perplexité et de découragement. Chaque fois qu'ils m'assaillaient, j'ai trouvé les conseils avisés et bienveillants du "maître" pour me guider et me donner le cœur à l'ouvrage.

Sur certains points, et pas des moindres, nos conceptions étaient en désaccord. Jamais, il n'a tenté de m'en dissuader, mais au contraire il m'a aiguillonné pour affiner l'argumentation et étayer les hypothèses.

Je dois beaucoup au professeur J.F. RAULT qui, à la suite de la disparition prématurée d'A. CAIRE, a permis la continuité de cette étude. Un tiers du manuscrit a été soumis au feu de sa critique. Sur le terrain, il m'avait fait connaître les flyschs de la région de Jijel et, à cette occasion, j'avais pu apprécier son sens de l'observation méthodique, son goût du mot juste, sa volonté de perfection qui lui faisait exercer la géologie comme un art.

J'ai bénéficié de l'aide amicale de tous les membres de l'équipe de "Méditerranée centrale" qu'orchestrait le professeur CAIRE. Les réunions à Paris et les discussions étaient l'occasion de fructueux échanges d'idées. On y retrouvait là les "siciliens" : P. BROQUET, G. DUEE, G. MASCLE et R. TRUILLET, les "algériens" : P. COLFFAIT, A. COUTELLE, F. LAVAL, D. OBERT, l'"apenniniste" C. GRANDJACQUET et les paléontologistes M.D. COURME-RAULT et C. LORENZ. Certains d'entre eux (BROQUET, DUEE, MASCLE, COUTELLE, OBERT) m'ont accompagné sur leur terrain d'étude. Combien de temps m'ont-il évité de perdre?

Mais les flyschs oligo-miocènes s'étendant largement sur d'autres terrains de thèse, j'ai eu souvent recours aux lumières de collègues d'équipes voisines, J.P. BOULLIN, J.P. GELARD et H. ROUVIER en particulier.

En plusieurs occasions, malheureusement pas assez nombreuses, j'ai rencontré le professeur M. DURAND-DELAGA. Avec son amabilité coutumière, il m'a conseillé ou fourni des informations sur certains secteurs de la Méditerranée occidentale dont il connaît tous les recoins.

Une dette particulière de reconnaissance me lie à mon ami et ex-collègue J. DIDON. Nos activités pédagogiques et nos sujets d'étude nous ont rapprochés. Il m'a fait profiter largement, sans rétention, de son expérience des flyschs andalous et rifains, soit au cours de nos innombrables discussions, soit sur les pistes du Tangerois. Notre étroite collaboration s'est traduite par plusieurs publications communes. J'espère simplement lui avoir rendu un peu de ce qu'il m'a offert. Qu'il trouve ici le gage de mon amitié et de ma gratitude.

Pour une partie du matériel récolté sur le terrain, j'ai bénéficié du concours et de la compétence de spécialistes. Une part prépondérante revient aux paléontologistes: P. ANDREIEFF, G. BIZON, A. BLONDEAU, H. FEINBERG, J.J. FLEURY, G. GLACON, C. LORENZ, J. MAGNE, J.F. RAOULT, pour les foraminifères, H. FEINBERG et B.U. HAQ pour le nannoplancton. Les courbes de thermoluminescence ont pu être réalisées grâce à la coopération de J.M. CHARLET à Mons et de C. LORENZ à Paris. J. TERRY s'est penché sur l'étude pétrographique et minéralogique des tuffites. L'analyse chimique de certaines argiles a été réalisée par M. RIVIERE.

Les missions ont été réalisées grâce au soutien financier du C.N.R.S., successivement dans le cadre des laboratoires associés 145 et 215.

Durant mon séjour à l'Université de Lille, j'ai apprécié la chaleureuse ambiance qu'entretenaient mes collègues. Mais, je voudrais surtout insister ici sur la profonde reconnaissance que je dois au professeur A. BONTE. Alors que j'étais étudiant, il a éveillé en moi le goût pour la géologie de l'ingénieur. En de nombreuses occasions, il m'a manifesté sa confiance, notamment en me choisissant comme assistant dans son laboratoire de géologie appliquée et en favorisant mon intégration dans l'équipe du professeur CAIRE. J'ai bénéficié dans son laboratoire des facilités matérielles nécessaires à l'accomplissement de mes recherches.

La réalisation matérielle doit beaucoup au dévouement exemplaire de Madame J. PAILLARD pour le travail de laboratoire, de même qu'à la qualité des centaines de lames minces que réalisa C. DORN et au soin consacré à la photographie par J. CARPENTIER.

Du fait de l'immensité des régions à couvrir, je n'ai disposé que rarement d'un point d'attache et j'ai été contraint à un certain nomadisme. Ces conditions précaires m'ont fait découvrir l'hospitalité des populations du bled. S'il me fallait ne retenir qu'une seule image parmi mes souvenirs, je choiserais cette mechtat dans les Oulad Mahdi, où un soir, fourbu, j'ai partagé l'eau, la galette et un maigre couscous.

Ce travail arrive à son terme. J'en mesure toutes les imperfections. Bien des inconnues restent à lever avant que les convictions que j'ai exprimées soient admises, ou oubliées...

Il me reste à exprimer toute ma gratitude:

Envers le professeur J. PAQUET qui a accepté de présider le jury chargé d'examiner ce travail. La sollicitude qu'il m'a toujours témoignée me va droit au cœur.

Envers le professeur G. DUEE, familier des flyschs siciliens et algériens, qui a bien voulu rapporter sur ce mémoire.

Envers le professeur P. BROQUET, dont les travaux sont souvent associés au précédent et qui, malgré ses nombreuses tâches, s'est penché sur ce mémoire.

Envers le professeur J. DELFAUD. Avec sa parfaite connaissance du Numidien et de la stratigraphie séquentielle des formations détritiques d'Afrique du Nord, il a bien voulu rapporter avec l'œil du sédimentologue.

Envers le professeur F. THIEBAULT. Les flyschs des chaînes helléniques n'ont pour lui aucun secret. N'étant pas partie prenante dans l'autre Méditerranée, je redoute le jugement impartial qu'il émettra sur mes arguments.

Envers le professeur M. BELORGEY, vice-président de l'Université du Havre, qui a contribué à ma nouvelle insertion. Les turbulences générées dans son canal à houle et celles dont on constate les effets dans les turbidites ne sont-elles pas les mêmes?

A tous, merci.

SOMMAIRE

Introduction

PREMIERE PARTIE : ETUDE REGIONALE

CHAPITRE PREMIER - LES CHAINES BETIQUES ET BALEARES

Schéma général des Cordillères bétiques

I. L'Oligo-Miocène non-flysch d'Espagne méridionale	11
A) Marge ibérique	
B) Marge bético-rifaine	
C) La plate-forme des Baléares	
D) La zone-limite	
E) Le corridor de Velez Rubio	
II. Les flyschs oligo-miocènes des Cordillères bétiques	17
A) Les formations assimilées à des lambeaux de flyschs dans le bassin de Guadix ...	17
B) Les flyschs dissociés de la zone de Colmenar	17
1. Les blocs de la Venta de los Alazores	
2. Les grès de Fiscala et de Jaralon	
3. Les blocs de la série de Carallana	
4. Les blocs de la série de Penarrubia	
C) Les flyschs dissociés de la région de Ronda	22
1. Généralités	
2. Le Numidien de la zone de Ronda	
a) Le faciès Benaïza	
b) Le faciès "argiles à Tubotomaculum"	
c) Le faciès Huerta Baeza	
d) Répartition des faciès sous-numidiens	
3. Le Néonumidien	
D) Les nappes de flyschs oligo-miocènes dans le Campo de Gibraltar	25
1. Le Numidien	25
a) La zone du Haut-Guadarranque	
a1) Coupe-type de Jimena	
a2) Figures de courant	
b) La zone de la Sierra del Aljibe	
c) La zone de la Sierra Bianquilla	
c1) Stratigraphie des termes sous-numidiens	
c2) Aspects tectoniques	
d) La zone littorale atlantique	
d1) La structure générale	
d2) Les séries en présence	
d3) Les "argiles à blocs"	
e) La zone du Rio Guadiaro	
e1) Les massifs kilométriques	
e2) Les blocs décamétriques	
e3) Les bancs resédimentés	
2. Le flysch grés-micacé d'Algésiras	41
a) Coupe de la Punta del Carnero	
b) Signification physiographique	
c) Caractères de proximité dans le substratum	
3. Le flysch mérinide de l'unité de Bolonia	49
III. Conclusion sur les flyschs oligo-miocènes des Cordillères bétiques	52

CHAPITRE II - LES CHAINES RIFAINES

Schéma général

I. Les flyschs du Rif septentrional	55
A) Le Numidien	55
1. La zone du Fahs	58
a) Le massif de la Montagne de Tanger	
b) Le massif du Jbel Dahar Zhirou	
c) Le massif du Jbel Ez Zinat	
2. La zone du Sidi Habib	66
a) Le massif de l'Haouta Bern Mediar	
b) Le massif de Seguedia	
c) Le massif du Jbel Haouch ben Kréa	
d) Le massif de Dar Chaoui	
e) Le massif du Jbel Sidi Habib - Hait el Foki	
3. La "crête gréseuse" du Jbel Kareha	73
a) Le massif du Jbel Ez Zaouia	
b) Le massif de Sidi Moulay Abd-es-Selam - Jbel Bou Hassim	
c) Le massif du Jbel Soukna	
d) Le massif du Jbel Khizana	
4. La chaîne des Chenatfa - Beni Bou Hadi	83
a) Le massif de Chenatfa	
b) Le massif des Beni Bou Hadi	
5. La zone des Beni Zarfèt - Sidi Issef	88
a) Le massif du Jbel Beni Zarfet	
b) Le "synclinal" de Sidi Issef	
6. Les massifs isolés	94
a) Le massif du Jbel Sidi Arfoun	
b) Le massif de la Koudiet el Rherka	
B) Le flysch grésomiacé	97
1. Historique	
2. Localisation	
3. Série maurétanienne synthétique du Rif	
4. Sédimentologie	
5. Age	
6. Caractères de proximalité- distalité	
C) Le flysch mérinide	107
1. Le groupe de l'Imâm Rhi't	
2. Le lambeau de Tala'-Lakrah	
a) Aperçu tectonique	
b) Stratigraphie	
c) Interprétation tectonique	
d) Substratum stratigraphique	
e) Comparaison avec le flysch des Beni-Ider	
D) Les klippes internes de Numidien et le problème des flyschs resédimentés	120
1. Les klippes supra- Beni Ider	
2. Les lambeaux au front de la dorsale	
3. Le Jbel Zem-Zem	
II) Les flyschs oligo-miocènes du Rif central et oriental	123
A) Dans l'enveloppe externe de l'unité de Ketama	
B) En couverture de la nappe du Jbel Chouamat	
C) Dans la semelle tertiaire des Bokoya	
III) Les formations oligo-miocènes non-flyschs dans le Rif	127
A) La couverture de la dorsale	
B) L'Oligo-Miocène des zones externes rifaines	

1. Les nappes intrarifaines	
a) La nappe de Tanger	
b) La nappe du Habt	
c) L'unité du Loukkos	
2. L'Oligo (?) - Miocène mésorifain	
3. L'Oligo-Miocène du Prérif	
4. La paléogéographie des zones externes à l'Oligo-Miocène	
C) L'opposition entre la dorsale et les zones externes rifaines	
IV) Conclusions sur les flyschs oligo-miocènes du Rif	133
A) Nomenclature	
B) Variations latérales de faciès	

CHAPITRE III - LES CHAINES TELLIENNES D'ALGERIE

I. Le Numidien	
A) Le Numidien de la Basse Tafna	137
B) Le Numidien de l'embouchure du Chélif	140
C) Le Numidien de l'Ouarsenis	141
1. Les massifs du revers nord-ouest de l'Ouarsenis	
a) Le Kef Tecta	
b) Le Djebel Saadia	
c) Les flyschs crétacés au S d'El Asnam	
2. Les massifs du revers sud de l'Ouarsenis	
a) La Koudiat Bameur	
b) Le massif de la Forêt des Cèdres	
c) Le massif du Kef el Beïda	
d) Le massif du Djebel Laghouate	
e) Le massif du Djebel Tikledja	
f) Le massif du Djebel Nador	
g) L'Oligocène présumé de l'Oued el Krammes	
3. Conclusions partielles sur le Numidien de l'Ouarsenis	
D) Les flyschs oligo-miocènes au NE de l'Atlas de Blida	150
E) Le Numidien à l'E de Tablat	152
F) Le Numidien nord-bibanique	153
G) Le Numidien de la zone subbibanique	155
1. Le Djebel Dira	
2. Le Djebel Serdoun	
3. Les Djebels Meghrnine et Ketaf	
4. Le Djebel Affroun et le Djebel Ahlala	
5. Le Djebel Mzita	
6. Le Djebel Metnen	
7. Le Djebel Morissane	
8. Le Kef Aïne ez Zebda	
H) Le Numidien dans la région de Grande Kabylie	165
1. Le Numidien sud-kabyle au S d'Alger	
2. Les lambeaux de Numidien au sein des flyschs dissociés de la dépression de Boghni	
3. Le Numidien nord-kabyle entre l'Oued Sebaou et Aï't Raouna	
4. Le Numidien des unités inférieures et médianes de la Basse Soummam	
5. Le Numidien des unités supérieures dans l'E de la Grande Kabylie	
a) Le substratum du Numidien	
b) La structure générale du Numidien : morcellement tardif	
c) Les décrochements probables dans la couverture des flyschs	
I) Le Numidien dans la région de la Petite Kabylie	175
1. Le Numidien en position supra-kabyle	175
a) Le synclinal des Beni Afeur	
b) Le synclinal des Ouled Askeur	

- c) Le synclinal des Ouled Yaya
- d) Le "bassin d'El Milia"
- e) Le "bassin de Collo - Oued Zhou"
- f) La cuvette de Tamalous
- g) La Koudiat Khrona, le Dj. Bou Grina et le Dj. Sesnou
- h) Le Djebel Mekdoua
- i) Le Djebel Laharta
- 2. Le Numidien péri-kabyle, en position "interne" 181
 - a) Les Djebels Mezritane et Tidiouane
 - b) Le Djebel Menchoura
 - c) La région de l'Edough - Cap de Fer
- 3. Le Numidien péri-kabyle, en position "externe" 181
 - a) Le Djebel Megris
 - b) Le massif de Souk-el-Djemaa
 - c) Les Djebels Tamesguida et Semara
 - d) Le massif de la forêt de Djimila
 - e) Le massif d'Hadjar-el-Mergueb
 - f) Le chaînon du Zouarha et la Koudiat Tadrar
 - g) Les massifs de la forêt des Mouias et du bord nord du bassin de Constantine
 - h) Le Djebel Medelsou
 - i) Le massif d'Hadjar Merekeb
 - j) Le Djebel Ouach
 - k) La région du Douar Khorfan
 - l) La région d'Oued Zénati
 - m) Le massif de la Mahouna- Djebel Ancel
 - n) Le Djebel El Meïda
- II. Les formations de type grés-micacé 191
 - A) Les formations transgressives à la fois sur le socle et la dorsale interne
 - B) Les formations du cycle Lutétien terminal-Oligocène supérieur et du cycle oligo-miocène
 - C) Les flyschs grés-micacés proximaux
 - D) Les flyschs grés-micacés distaux
 - E) Le flysch mérinide
- III. L'Oligo-Miocène non-flysch de la plate-forme tellienne 198
 - A) L'Oligo-Miocène autochtone continental
 - B) L'Oligo-Miocène allochtone continental
 - C) L'Oligo-Miocène allochtone marin d'Algérie occidentale
 - D) L'Oligo-Miocène allochtone marin d'Algérie orientale
- IV. Conclusions sur les flyschs oligo-miocènes d'Algérie 204
 - A) Le Numidien
 - B) Les flyschs comportant des grès micacés

CHAPITRE IV - LES CHAINES TELLIENNES DE TUNISIE ET DES CONFINES ALGERO-TUNISIENS

- I. Le Numidien 211
 - A) Remarques sur les séries sous-jacentes au Numidien
 - B) Description régionale
 - 1. Le Numidien superposé à des formations de type flysch 214
 - a) Le lambeau d'Asfour
 - b) La fenêtre de la Bou Namoussa
 - 2. Le Numidien superposé à des formations de type flysch et à l'Ultra-tellien
 - a) La région de Medjez Sfa
 - b) La fenêtre de Bou Hadjar- Chandegoura
 - c) Le couloir d'Oum Teboul

d) Le couloir de Bordj el Aïoun - Meloula	
e) Le versant ouest du couloir d'Aïn Draham	
3. Le Numidien superposé aux formations telliennes proprement dites	216
a) La bordure sud des massifs de la Haute Medjerda	
b) Le massif de Ben-Métir - Djebel Kreroufa	
c) Les Mogods	
d) Le Djebel Seba	
II. Les formations oligo-miocènes autochtones de la Tunisie septentrionale	225
A) Les grès de l'axe Chérichira - Cap Bon	225
B) Caractéristiques lithologiques	228
1. Granulométrie	
2. Minéralogie	
3. Exoscopie	
4. Thermoluminescence	
5. Radiochronologie	
6. Analyse des éléments majeurs dans les argiles	
C) Position stratigraphique	232
D) Les zones de faciès	234
1. Les zones hautes	
2. Les zones de bassin	
a) Le bassin au NW de la zone des diapirs	
b) Le bassin des grès de Chérichira et de Fortuna	
c) Le bassin du Sahel de Sfax	
III. Hypothèses sur la structuration des flyschs dans l'E maghrébin	237

CHAPITRE V - LES CHAINES SICILIENNES

I. Cadre géologique à l'Eocène avant le dépôt du Numidien	241
A) Les faciès	
B) Une reconstitution paléogéographique	
II. L'Oligocène	248
A) L'Oligocène à faciès calcaire	
B) L'Oligocène à faciès calcaire et marneux	
C) L'Oligocène à faciès numidien atypique et à influences méridionales	
D) L'Oligocène à faciès numidien typique superposé à la série de Sclafani	
E) L'Oligocène à faciès numidien superposé à la marge externe effondrée du Panormide	
F) L'Oligocène à faciès intermédiaire entre le Numidien externe et le Numidien interne	
G) L'Oligocène argileux varicolore du Numidien interne	
H) L'Oligocène grés-micacé, parfois tuffitique, de la zone de Tusa	
I) Le problème de l'existence d'Oligocène dans les autres zones	
III. Le Miocène	260
A) Le Miocène calcarénitique	
B) Le Miocène grés-glaucouneux	
C) Les grès du Numidien externe atypiques	
D) Le Miocène à faciès numidien superposé à la série de Sclafani	
E) Le Miocène à faciès numidien superposé au Panormide	
F) Le Miocène à faciès numidien de la nappe du Numidien intermédiaire	
G) Le Miocène à faciès numidien de l'unité du Mont Sambughetti	
H) Le Miocène à faciès numidien de l'unité de Sperlinga	
I) Le Miocène à faciès mixte, numidien et grés-micacé	
J) Le flysch grés-micacé à faciès de Troina	
K) Le flysch grés-micacé à faciès de Tusa	
L) L'Oligo-Miocène péloritain	
M) L'extension probable des olistostromes	

1. L'olistostrome superposé au flysch grésomiacé de Troina-Tusa	
2. L'olistostrome superposé au Numidien intermédiaire	
3. L'olistostrome superposé au Numidien externe	
N) La formation de Reitano	
IV. Conclusions	283

CHAPITRE VI - LES CHAINES DE L'APENNIN MERIDIONAL

I. Généralités	287
A) L'héritage mésozoïque	
B) L'évolution miocène	
II. Les formations pré-apenniniques	293
A) L'Oligo-Miocène calabrais	
B) La formation silentine de San Mauro - Albidona	
C) Le complexe des Argille scagliose	
1. Les A.S. de l'Aspromonte et de la Serra San Bruno	
2. Les A.S. de la Lucanie	
3. Les A.S. dans le reste de l'Apennin	
D) Le Numidien calabrais	
III. Les formations apenniniques	298
A) Le Miocène de la plate-forme interne	
B) Le Miocène moyen de la zone interne du bassin irpinien: la formation de Gorgoglione	
C) Les formations de la zone médiane du bassin irpinien	
1. Les formations sous-jacentes aux grès numidiens	
2. Le membre numidien gréseux	
3. Le Miocène moyen supra-numidien du bassin irpinien	
D) La zone externe du bassin irpinien: la formation de Faeto	
E) Le Miocène de la plate-forme intermédiaire	

DEUXIEME PARTIE : ETUDE THEMATIQUE

CHAPITRE PREMIER - GRANULOMETRIE

I. Méthodes utilisées	317
II. Valeur moyenne des principaux indices granulométriques	323
III. Relations entre la granulométrie et la position géographique	326

CHAPITRE II - FORME ET ASPECT DE SURFACE DES GRAINS DE QUARTZ

I. Morphoscopie	329
II. Exoscopie	329
A) Quartz numidiens	
B) Quartz des grès de Chérichira et de Fortuna	
C) Quartz des formations grésoglaucconieuses des Sicani	
III. Morphologie mathématique	332

CHAPITRE III - LES MINERAUX ARGILEUX ... 335

CHAPITRE IV - AGE DU NUMIDIEN

I. Le début de la sédimentation des grès grossiers	339
A) Les datations	
B) Comparaison stratigraphiques avec les formations contemporaines	
II. La fin de la sédimentation des grès grossiers	347

CHAPITRE V - ELEMENTS EN TRACES DES QUARTZ NUMIDIENS ... 351

CHAPITRE VI - APPORT DE LA THERMOLUMINESCENCE AU PROBLEME DE L'ORIGINE
DES SABLES NUMIDIENS ... 353

- I. Principales caractéristiques des grès numidiens
- II. Comparaison du Numidien avec d'autres formations

CHAPITRE VII - MECANISMES DE TRANSPORT ET DE DEPOT DES GRES NUMIDIENS

- I. Caractéristiques mécaniques des sables numidiens 364
- II. Principales structures sédimentaires 364
- III. Analyse des directions de courant 371
- IV. Schéma général des courants dispersifs à l'Oligo-Miocène 375

CHAPITRE VIII - POURQUOI LE NUMIDIEN ?

- I. Première circonstance: un stock de matériel disponible 381
- II. Deuxième circonstance: des phénomènes globaux 384
- III. Troisième circonstance: une porte de sortie 386

CHAPITRE IX - LA TECTOGENESE PRECOCE DU NUMIDIEN

- I. Dans l'arc bético-rifain 391
- II. En Algérie 392
- III. En Tunisie 394
- IV. En Sicile et en Calabre 395
- V. Dans les Apennins méridionaux 395

CHAPITRE X - LA PALEOGEOGRAPHIE DU BASSIN NUMIDIEN

- I. La marge africaine du Numidien 397
 - A) Caractères généraux
 - B) Les témoins d'une marge africaine
- II. L'extension vers le N du bassin numidien 404
 - A) Traits généraux 404
 - B) La proximité des noyaux de socle: la zone mérinide 405
 - 1. Les séries mérinides types 405
 - 2. Les séries mérinides incomplètes 406
 - 3. Les séries numidiennes à substratum d'affinité mérinide 407
 - 4. Les autres séries mixtes 408
 - a) Les séries prédorsaliennes
 - b) Les séries iméraise et irpinienne

CHAPITRE XI - HISTOIRE CONDENSEE DES FLYSCHS OLIGO-MIOCENES ... 413

CONCLUSIONS GENERALES ... 425

.....

LISTE DES FIGURES ... 427

BIBLIOGRAPHIE ... 431

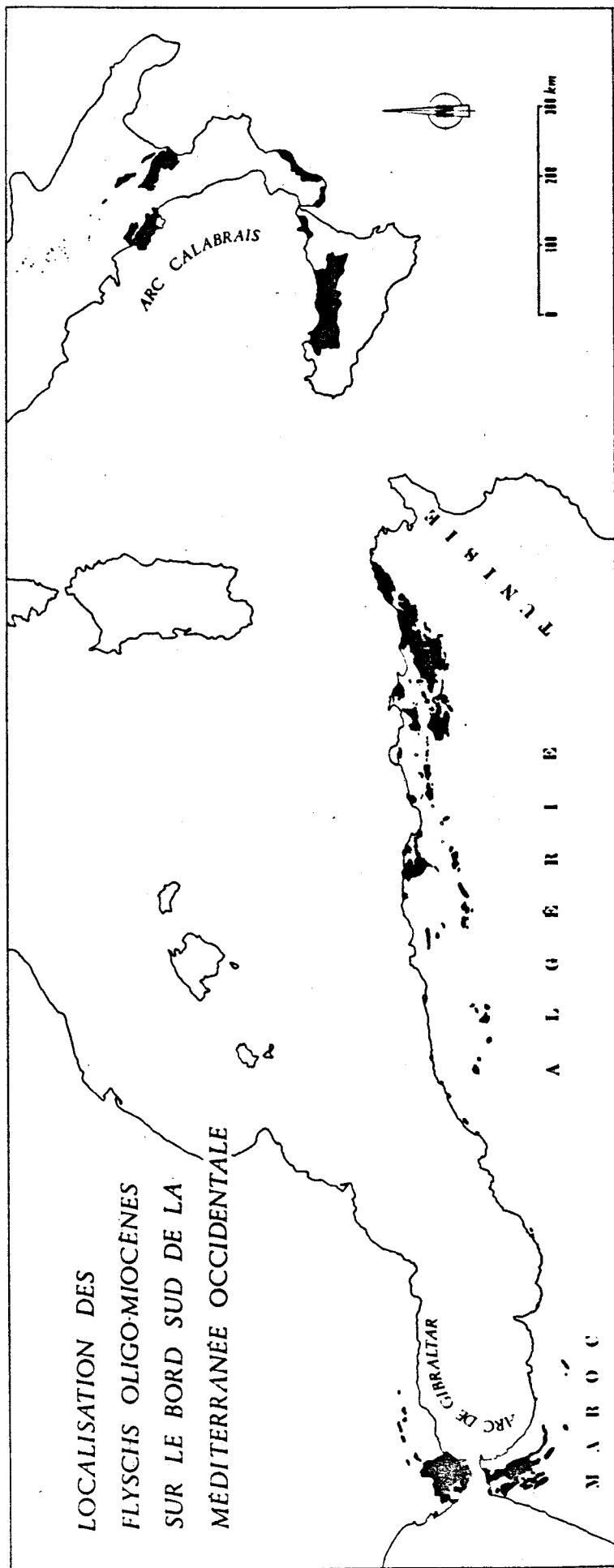


FIGURE 1 - RÉPARTITION DES FLYSCHS OLIGO-MIOCÈNES SUR LE BORD SUD DE LA MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

*Pour plus de détail se reporter aux schémas régionaux dans le texte.
En Italie péninsulaire, les flyschs s'émettent vers le N en une poussière d'affleurements
atteignant le bord supérieur du cadre.*

Introduction

La Méditerranée occidentale dont il sera question dans ce volume ne constitue qu'une petite moitié de notre "Mare Nostrum". Elle s'ouvre sur l'Atlantique par le détroit de Gibraltar et communique avec sa sœur orientale par le détroit de Messine et le chenal de Sicile. Trois bassins y atteignent une profondeur supérieure à 2500 m: le bassin provençal, le bassin nord-algérien et le bassin tyrrhénien.

Les montagnes qui la ceinturent sont jeunes et se rattachent au système alpin: Cordillères bétiques, Rif, Tell algéro-tunisien, Sicile septentrionale, Apennins. De temps à autre, des tremblements de terre meurtriers (Orléansville, Naples...) nous rappellent que nous sommes là sur une zone de tension et de fragilité de l'écorce terrestre. Mais c'est une notion aujourd'hui familière, jusque dans le grand public, que celle d'un affrontement de plaques entre Europe et Afrique.

La question essentielle, devant une carte ou face à son immensité bleutée, est celle de **son origine**, de sa création. Quels phénomènes géologiques peuvent-ils en rendre compte ? Depuis une quinzaine d'années, l'exploration géophysique et les forages off-shore commencent à nous offrir une image précise de la structure de la Méditerranée occidentale. Antérieurement, seule la géologie "à sec" des chaînes côtières permettait par modélisation et extrapolation de s'en faire une idée. La confrontation géophysique - géologie de terrain a restreint le champ des hypothèses, mais bien des mystères subsistent. On peut réduire à trois grandes théories les conceptions qui ont prévalu:

- Pour les uns, la Méditerranée occidentale est un des vestiges d'un vaste océan alpin: la Thétys, écrasé entre les continents eurasiatique et africain.
- Pour d'autres, c'est un espace marin localisé à l'emplacement d'un ancien continent effondré: la Tyrrhénide.
- Pour d'autres enfin, il s'agit d'un assemblage de nouveaux bassins océaniques créés par amincissement crustal et dérive de blocs continentaux.

Pour tenter de résoudre la question posée, l'approche et l'argumentation sont ici purement géologiques. Le point de départ est le suivant. Dans ces chaînes récentes qui frangent la Méditerranée occidentale, s'observent actuellement des formations géologiques, qualifiées de **flyschs**, dont les caractéristiques de dépôt sont identiques à celles des turbidites des bassins profonds et des océans actuels. Les turbidites sont le résultat de la sédimentation d'un courant de turbidité, mélange dense d'eau et de parti-

cules argilo-sableuses animé d'une vitesse élevée (jusqu'à 40m/s) et capable de transporter une charge solide importante sur une distance considérable (de l'ordre du millier de km). L'existence de flyschs implique donc que des bassins marins profonds s'étendaient à l'époque de leur dépôt. Cela implique aussi, puisque les flyschs sont aujourd'hui au coeur des montagnes, que ces bassins se sont refermés et que leur contenu a été éjecté et déformé.

Des flyschs d'âge différent se rencontrent. Les plus récents possèdent un intérêt majeur, celui d'être les derniers témoins de l'existence des grands bassins où ils ont pris naissance. Leur analyse sédimentologique et structurale permet de restaurer la géographie avant que n'interviennent les grands bouleversements. Notre démarche est donc simple dans son principe : recueillir tous les fragments des flyschs ultimes, les comparer, les assembler comme un puzzle, et enfin **reconstituer une image globale** la plus satisfaisante, sinon la plus exacte, en tenant compte de tous les arguments.

Autour de la Méditerranée occidentale, les flyschs ultimes n'ont pas tous le même âge. Dans les Alpes occidentales et les Apennins septentrionaux, ils apparaissent à la fin de l'Eocène ou au cours de l'Oligocène. Dans le rameau sud, de l'Andalousie à la Calabre (Maghrébides dans un sens très large), leur apparition est plus tardive. C'est en effet au cours de l'Oligocène élevé (-25 millions d'années) que le détritique quartzeux s'installe résolument, il s'amplifie à l'Aquitaniens pour s'estomper au Burdigalien (-18 millions d'années). Empiétant sur les deux époques, Oligocène et Miocène, c'est avec raison qu'on parle de "**flyschs oligo-miocènes**".

La carte de la figure 1 montre la répartition géographique de ces flyschs. Ils occupent une bande d'environ 2500 km de long qui frange le littoral, jamais à plus de 100 km à l'intérieur des terres. Leur partage longitudinal est cependant inégal puisque trois taches principales ressortent à première vue, d'W en E : l'arc de Gibraltar, les confins algéro-tunisiens et le N de la Sicile. Cette configuration n'est pas le fruit du hasard et une explication devra en être proposée.

Par ailleurs, la figure fait l'amalgame de tous les flyschs oligo-miocènes et cache une autre réalité: près de 90 % de ceux-ci sont représentés par un type de flysch, appelé **Numidien**, le reste appartenant à la famille des flyschs dits "**gréso-micacés**". Le Numidien possède un faciès caractéristique et uniforme tout au long de la chaîne. Un observateur devant les falaises de la Montagne de Tanger ou les Aiguilles de Tabarka en Tunisie identifie la même formation. Paradoxalement, cette uniformité de faciès soulève un problème: il est particulièrement difficile de déceler des variations lithologiques témoignant du mode de dépôt et de l'origine de la formation. Les hypothèses suscitées par le Numidien ont donc été nombreuses, contradictoires et même conflictuelles. Le Numidien est cependant une "pierre angulaire" sur laquelle

se fonde toute reconstitution de l'histoire de la Méditerranée occidentale.

L'objectif de cette étude, tel que me le fixait mon regretté maître A. CAIRE, était tracé : mettre en évidence des **variations dans le Numidien** afin de reconstituer la paléogéographie de son bassin.

Notre principal acteur, le Numidien, naît en 1890 sous la plume de FICHEUR qui le baptise ainsi car il affleure sur le territoire de l'ex-Numidie, l'Afrique du Nord romaine. Jusqu'à cette date, le Numidien joue les figurants anonymes ou apparaît sous le nom de Grès de Numidie (RENOU, 1843; FOURNEL, 1854; COQUANT, 1854; VILLE, 1868; HARDOUIN, 1868; TISSOT, 1881, 1882; POMEL & POUYANNE, 1882; FICHEUR, 1888; POMEL, 1889). Depuis lors, le Numidien joue un rôle constant dans presque tous les écrits géologiques relatifs aux chaînes littorales maghrébines. Quel géologue ayant parcouru ces régions ne s'est-il pas interrogé ou exprimé à son sujet ? Un historique exhaustif serait extrêmement long et dépasserait le cadre de cette étude, aussi nous limiterons-nous à retracer les grandes étapes de sa connaissance. De manière caricaturale, nous diviserons l'histoire du Numidien et des flyschs maghrébins en trois grandes époques: l'époque autochtoniste, l'époque nappiste et l'époque plaquiste.

L'époque autochtoniste est celle de la reconnaissance générale du Numidien en Afrique du Nord et des premières datations stratigraphiques. FICHEUR distingue deux étages dans l'Eocène supérieur: un étage inférieur D ou "argiles et grès à fucoïdes de Chellata" et un étage supérieur E ou "Numidien". Un peu plus tard, en 1893, FICHEUR introduit le terme de "Medjanien" en équivalence de son étage D. Cette distinction fallacieuse entre Numidien et Medjanien va régner et servir de référence pendant plus de trente ans aux géologues algériens.

AUBERT introduit le Numidien dans la stratigraphie tunisienne en 1891: les massifs nord-occidentaux de La Calle à Bizerte sont reconnus et mis en équivalence avec les grès du Cap Bon et du Chérichira, d'une part, avec les grès de Boghari de l'Ouest algérien, d'autre part.

Le terme "Numidien" franchit timidement la frontière marocaine en 1937 (FALLOT, p.465) et 1948 (FLANDRIN, p.331). Les grès auxquels il s'applique sont cependant bien décrits et assimilés à l'"arenisca del Aljibe" andalouse (GENTIL, 1918; MARIN, BLUMENTHAL & FALLOT, 1930; MARCAIS, 1932; LACOSTE, 1934).

En Algérie, au début du XX^{ème} siècle, une polémique s'engage sur l'appartenance du Numidien à l'Oligocène, d'une part, et sur la réalité de l'étage medjanien. DARESTE DE LA CHAVANNE (1908, 1909) modifie le premier les thèses de FICHEUR en élevant le flysch medjanien-numidien jusqu'à l'Oligocène. Cette opinion est partagée par JOLEAUD (1912) pour lequel Medjanien et Numidien ne représentent que deux faciès d'un même

ensemble stratigraphique. Néanmoins, la classification de FICHEUR continue d'être adoptée, avec ou sans réserves (BLAYAC, 1912; DALLONI, 1917; SAVORNIN, 1906, 1920). Aucun élément paléontologique ne change l'état des connaissances jusqu'en 1923, date à laquelle ERHMANN découvre un gisement à Lépidocyclines à (ce qu'il croit être) la base des grès numidiens. Le poids des idées reçues conduit son propre auteur à douter de la validité stratigraphique de cette faune et l'impact de la découverte reste faible.

L'époque nappiste voit le jour avec les travaux de GLANGEAUD (1932). L'existence de nappes, pressentie par TERMIER, GENTIL et JOLEAUD, sur des arguments en grande partie erronés, est dorénavant indubitablement démontrée. La "nappe du flysch" albo-aptien conduit à l'extension aux nappes de flyschs tertiaires. Ce même auteur critique par ailleurs les "étages" de FICHEUR et abaisse le Medjanien au rang de faciès. Il décrit un "flysch à petites nummulites de l'Eocène supérieur" passant latéralement au Medjanien. Toutefois, l'attribution du Numidien à l'Eocène supérieur ne marque aucun progrès dans le domaine de la stratigraphie.

Ces idées nouvelles rencontrent cependant de multiples réticences et, la guerre aidant, leur répercussion n'est pas immédiate. La monographie de FLANDRIN sur le Nummulitique algérien (1948), aussi exhaustive soit-elle dans l'analyse stratigraphique, n'admet que des recouvrements de faible amplitude. Néanmoins, ce document demeure sur de nombreux points utilisable aujourd'hui. Le Medjanien-étage est définitivement proscrit car son stratotype de Chellata et de Tirourda s'avère appartenir au Crétacé; dans les autres cas, rien ne le distingue lithologiquement du Numidien. D'après des faunes de grands foraminifères, la masse des grès est attribuée à l'Oligocène et les argiles sous-jacentes au Priabonien supérieur; mais a posteriori il apparaît que ces déterminations ne s'appliquent pas à la série numidienne.

Un renouveau fondamental va s'opérer avec la mise en évidence de nappes dans le Tell méridional. Le forage de l'Oued Gueterini, suivi de levés cartographiques sur la bordure sud-tellienne, conduit les géologues pétroliers de la S.N. REPAL à cette évidence. Leurs travaux restent malheureusement à l'état de rapports inédits et ne peuvent recevoir de première audience qu'à l'occasion du Congrès géologique international de 1952. Parallèlement, CAIRE (1951) décrit dans la région subbibanique l'empilement de trois nappes qu'il dénomme A, B et C. La nappe C supérieure consiste en les massifs "medjaniens" supportés par un coussinet de Trias.

L'extension à la totalité du Tell méridional va se poursuivre: Ouarsenis oriental (MATTAUER, 1953), Ouarsenis occidental (POLVECHE, 1958, 1960), région sétifienne (GLACON, 1955, 1961), région d'Oued Athmenia (VAN DE FLIERT, DURAND-DELGA & MAGNE, 1958). A l'W de Constantine jusqu'en Tunisie, la notion d'allochtonie totale n'apparaît que plus tardivement, arguments à l'appui, et admet encore des contradicteurs.

En 1955, MATTAUER met à jour une faune de Miogypsines dans la série de

base du Numidien, signifiant que la sédimentation gréseuse ne débute qu'à la fin de l'Oligocène.

En 1956, germe l'hypothèse "ultra" (voir plus loin) qui admet l'existence d'un bassin de flyschs au N de la chaîne calcaire (DURAND-DELGA). Cette conception est discutée par MATTAUER (1958), puis défendue et argumentée par ces deux auteurs en 1959 dans le Rif septentrional. Le Numidien reposant sur les massifs kabyles ou à leur bordure sud n'apparaît plus alors autochtone (thèse défendue jusqu'en 1956 par DURAND-DELGA), mais largement charrié (DURAND-DELGA, 1962).

En 1963, DURAND-DELGA réexamine les arguments qu'il avait lui-même avancés en faveur de l'"ultra-nappisme", les remet en question en formulant une nouvelle interprétation, qualifiée depuis d'"infra" ou "citra"-kabylo.

Dans les années 60 de nombreux travaux de thèse sont mis en chantier et apportent de nouvelles données sur les flyschs tertiaires. On peut les regrouper par "écoles" selon les conceptions qu'elles professent :

- l'école DURAND-DELGA, en Espagne (DIDON), au Maroc (LESPINASSE) et en Algérie (LEIKINE, RAYMOND, RAOULT, BOUILLIN, GELARD, TEFIANI, VILA) suit l'hypothèse "infra".
- l'école POLVECHE, en Algérie occidentale (DELTEIL, GUARDIA) suit l'hypothèse "ultra".
- l'école CAIRE, en Algérie (LAVAL, COUTELLE, OBERT) et en Sicile (TRUILLET, BROQUET, DUEE, MASCLE) suit une hypothèse intermédiaire, dite "péri".
- les écoles italiennes, avec OGNIBEN, MONTANARI, WEZEL.

L'époque "**plaquiste**" s'amorce vers 1969. L'utilisation de nouvelles technologies déplace les centres d'intérêt du continent vers les fonds sous-marins. La jeunesse et la nature océanique de la croûte des fonds abyssaux de la Méditerranée occidentale s'imposent par la gravimétrie et la sismique réfraction. L'aéromagnétisme témoigne de l'ouverture des bassins provençal (LE BORGNE et al., 1971) et tyrrhénien (REHAULT et al., 1987). Les forages off-shore et la sismostratigraphie démontrent l'âge néogène du remplissage de ces bassins et les structures distensives qui les affectent.

A partir des anomalies magnétiques océaniques, une quantification et une chronologie de la fermeture de la Thétys donnent lieu à divers modèles (SMITH, 1971; DEWEY et al., 1973; BIJU-DUVAL et al., 1977; DERCOURT et al., 1985). En fait, tous les travaux synthétiques parus au cours de cette période proposent des reconstitutions paléogéographiques s'inspirant de modèles "plaquistes" (LE PICHON et al., 1971; ANDRIEUX et al., 1971; AUZENDE et al., 1973; ALVAREZ et al., 1974; PAQUET, 1974; DURAND-DELGA, 1980; WILDI, 1983; BOUILLIN, 1986...).

L'océanographie moderne a également contribué à modifier notre vision des flyschs. Des modèles actualistes ont été appliqués, entre autres, aux flyschs paléogènes (WEZEL, 1970).

Bien que centenaire, le Numidien garde encore bien des mystères. En dépit de leur nombre et de leur qualité, les travaux cités n'aboutissent pas à un consentement général sur au moins deux grandes questions:

- Quelle est la **position du (ou des) bassin(s) de flyschs** oligo-miocènes
- Quelle est l'**origine du quartz** ayant alimenté le bassin numidien ?

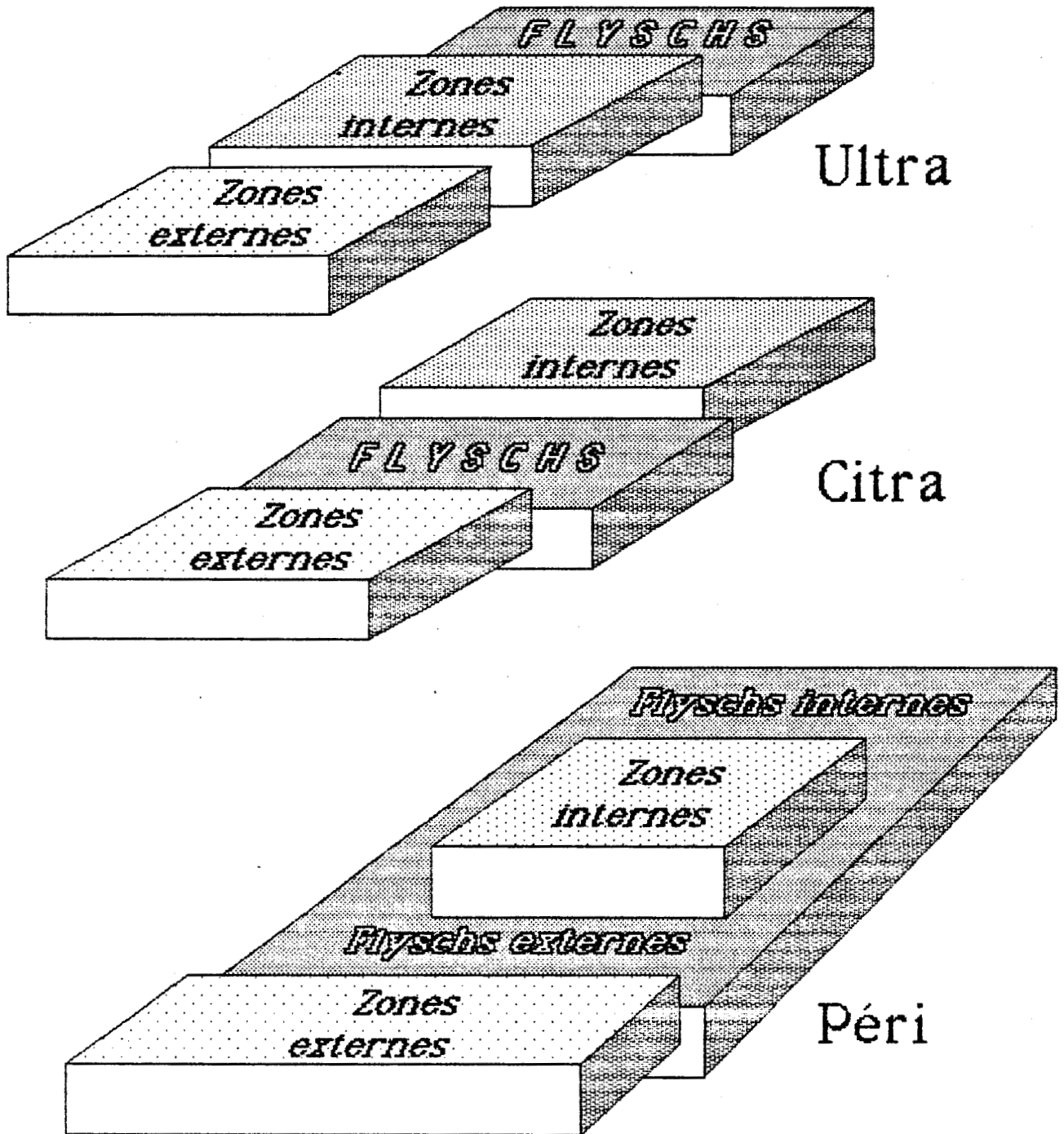


FIGURE 1 bis : Hypothèses schématiques sur la position des flyschs

Pour éclairer les réponses données à ces questions, il est nécessaire de rappeler quelques grands traits de la structure des Maghrébides. On distingue dans ces chaînes:

- des zones externes, se rattachant aux avant-pays africain, ibérique et ibléo-apulien;
- des flyschs;
- des zones internes, constituées de massifs anciens métamorphiques et d'une couverture mésozoïque - paléogène (dorsale ou chaîne calcaire). Ces massifs occupent une position littorale et apparaissent actuellement très éloignés les uns des autres.

Tous ces ensembles participent à de grandes nappes déracinées. Les flyschs recouvrent tectoniquement à la fois les zones internes et les zones externes. On est donc conduit à 3 hypothèses pour situer l'emplacement initial des flyschs:

- une hypothèse "**ultra**" qui place le bassin des flyschs en position plus interne que les massifs anciens. Les flyschs sont alors tous internes.
- une hypothèse "**infra**" (ou "citra") qui place le bassin des flyschs entre la dorsale calcaire et les zones externes. Les flyschs sont alors tous externes.
- une hypothèse "**péri**" qui place des flyschs autour des zones internes. Dans ce cas, il y aurait des flyschs internes et des flyschs externes pouvant passer l'un à l'autre dans le cas d'une disjonction des massifs anciens.

Une caricature de ces théories est donnée dans la figure précédente.

L'adoption de l'hypothèse "ultra" ou de l'hypothèse "citra" conduit inévitablement, en ce qui concerne les sables numidiens, à choisir entre une alimentation nord et une alimentation sud, respectivement. Pour schématiser, dans le premier cas, le massif source du quartz se situe quelque part dans la Méditerranée actuelle (Sardaigne, Tyrrhénide...) alors que, dans le second cas, il se situe quelque part sur le continent africain.

Dans le cas de l'hypothèse "péri", le Numidien peut appartenir à la fois au bassin des flyschs internes et à celui des flyschs externes du fait d'une communication possible lorsque les massifs internes s'interrompent. L'alimentation du Numidien peut se faire indifféremment à partir du Nord ou du Sud. Néanmoins, les tenants de cette hypothèse ont généralement professé une origine septentrionale.

Ce problème de l'origine du quartz numidien a fait couler beaucoup d'encre. De nombreux auteurs ont tenté d'y répondre en appliquant différentes méthodes: étude structurale, comparaison de coupes, granulométrie, minéraux lourds, thermoluminescence du quartz, âge radiométrique des zircons ... Sans forcer le consensus.

Après la période fertile des années 60-70, un ralentissement sensible des travaux de géologie structurale dans les Maghrébides laisse en suspens cer-

tains problèmes. Il importe donc, aujourd'hui, de faire le point des connaissances et de proposer, pour les flyschs oligo-miocènes, un modèle sédimentaire cohérent, rendant compte de toutes les particularités locales. Dans cette optique, l'ouvrage souhaite satisfaire deux exigences :

1°) Etre un document général, une sorte de guide récapitulatif des flyschs oligo-miocènes. En ce sens, la première partie rédigée de manière géographique traite des aspects régionaux des formations. La succession adoptée correspond à une rotation anti-horaire autour de la Méditerranée occidentale, de Grenade à Rome en passant par l'Afrique du Nord. Du fait de l'étendue considérable du terrain en question, il n'était pas question de le parcourir entièrement ou avec une connaissance suffisante. Cette partie descriptive résulte donc d'observations personnelles et de la compilation de travaux déjà publiés. Selon le lieu ou le moment des observations, la part personnelle est plus ou moins grande.

2°) Etre une contribution à la résolution des problèmes majeurs attachés aux flyschs oligo-miocènes. La seconde partie développe les principales méthodes utilisées pour leur étude et les résultats auxquels elles ont conduit. Parmi les principales conclusions, on retiendra que :

- Le sable numidien a pour origine le continent africain.
- Le corps sédimentaire numidien représente un cône sédimentaire profond, allongé parallèlement à la marge africaine et ayant son apex au large de la Tunisie.
- Le Numidien se dépose en discordance sur des séries différentes: massyliennes, telliennes, maurétaniennes, affectées généralement et à divers degrés par une tectonique à l'Eocène moyen. Ainsi, le contact mécanique, systématiquement dessiné à la base du Numidien, correspondrait souvent à un contact de transgression, sensible à une forte disharmonie.
- Les bassins du Numidien et du flysch grésomiacacé étaient contigus en de nombreux points.
- Les caractères de proximalité-distalité dans les flyschs grésomiacacés indiquent un sens des apports des noyaux kabyles vers les zones externes. Ces deux dernières affirmations ont pour corollaire l'adoption de l'hypothèse "citra" ou "infra"-kabyle des flyschs oligo-miocènes.
- La dispersion actuelle des flyschs est due à la création des deux grands arcs opposés, arc de Gibraltar et arc calabrais. Les zones de coulissement associées à ces arcs correspondent à des zones de dilacération importantes.
- Enfin, la synthèse des données stratigraphiques, tectoniques, sédimentologiques et géophysiques aboutit à la proposition d'un modèle actualiste du bassin des flyschs.

Première partie
Etude régionale

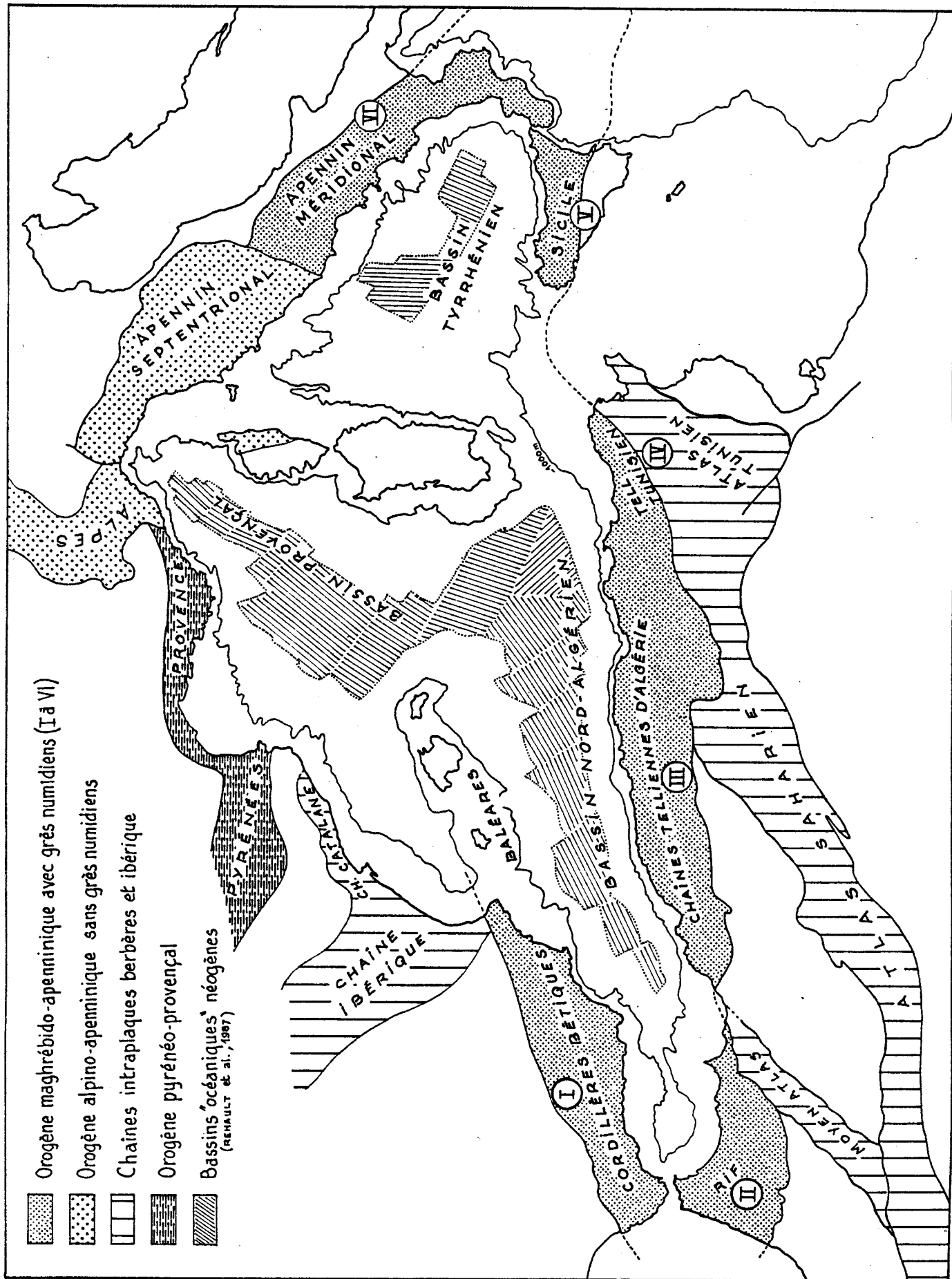


Fig. 1 ter - DÉCOUPAGE RÉGIONAL ADOPTÉ ET OROGÈNES CIRCUM-MÉDITERRANÉE OCCIDENTALE

LES CHAINES BETIQUES ET BALEARES

De manière générale, la période oligo-miocène est d'interprétation délicate en Espagne méridionale. Cela tient à diverses raisons qui tiennent, ici à l'absence de dépôts marins, là à une faune peu significative, là encore à des remaniements dans des complexes tectono-sédimentaires.

On peut rapporter les dépôts oligo-miocènes aux grandes zones structurales suivantes:

- 1) Les dépôts de la marge ibérique (ou des externides) qui revêtent des faciès de plate-forme, lacuneux et néritiques. Ils passent localement vers le S à des faciès plus profonds.
- 2) Les dépôts de la couverture du bloc bético-rifain (ou des internides) qui sont essentiellement détritiques et peu profonds.
- 3) Les dépôts intermédiaires entre la marge ibérique et le bloc bético-rifain qui comportent :
 - ° des flyschs en nappes, dans le Campo de Gibraltar;
 - ° des flyschs impliqués dans des complexes dissociés, dans la zone de Ronda et de Colmenar;
 - ° des formations détritiques différentes des flyschs, dans la zone-limite et dans les Baléares.

Seuls les flyschs authentiques seront analysés ici de manière détaillée, mais voyons d'abord ce qui n'en fait pas partie.

1) L'OLIGO-MIOCENE NON-FLYSCH D'ESPAGNE MERIDIONALE

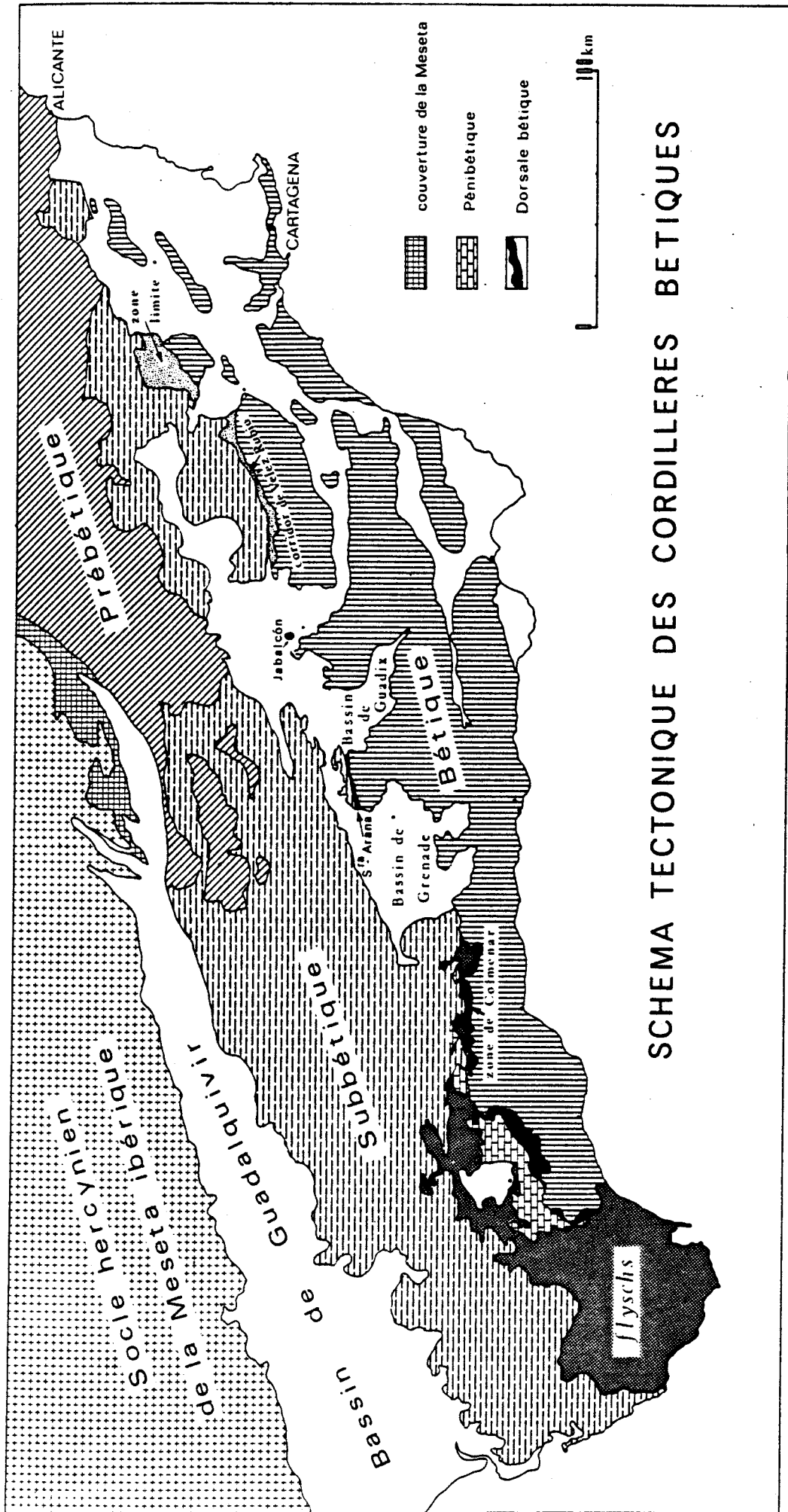
Cette revue est une compilation et n'est destinée qu'à compléter le cadre dans lequel s'inscrivent les flyschs.

A) La marge ibérique

Il est difficile d'en fixer la paléogéographie à l'Aquitaniens car les affleurements et les faunes sont rares et il se produit des modifications rapides à l'articulation Oligocène- Miocène. Néanmoins, on peut proposer la reconstitution suivante d'W en E:

- En Andalousie occidentale : l'Aquitaniens du Subbétique externe et (peut-être) celui du Prébétique sont marins et représentés par des marnes blanches siliceuses (moronites atteignant le Burdigalien), avec des intercalations de calcaires et de grès. Au niveau du Pénibétique se déposent des marnes rouges suivies par un flysch argilo-gréseux fin (seul le Burdigalien est daté mais la partie inférieure est attribuée à l'Oligocène supérieur, PERCONIG,1960).
- Sur la transversale de Malaga : le Subbétique supporte des marnes avec des calcaires détritiques à Pectens et Lépidocyclines.
- Sur la transversale de Grenade : Il y a lacune de l'Oligocène et dépôt d'un Miocène inférieur marno-calcaire bioclastique et subrécifal (FOUCAULT,1971).
- Dans la province de Murcie : le Prébétique est de faciès continental avec des niveaux marins à huîtres; il fait place au S au Subbétique marneux ou calcaire, puis à des calcaires molassiques dans le Subbétique de la zone-limite (PAQUET,1969).
- Dans la province d'Alicante : l'Aquitaniens est hétérogène, marneux ou marno-calcaire dans le Prébétique méridional évoluant vers le S sous forme de calcaires gréseux.

En résumé, la marge ibérique constituait une plate-forme peu profonde ou exondée, à sédimentation variable, plutôt marneuse vers l'W, plutôt détritique vers l'E.



SCHEMA TECTONIQUE DES CORDILLERES BETIQUES

FIGURE 2

Figure 2 : SCHEMA GENERAL DES CORDILLERES BETIQUES

I - ZONE BETIQUE(1) Névado-filabrides.

- Azoïque - Age (?): attribuées au Paléozoïque-Trias.
- Lithologie: micaschistes graphiteux ou à albite, quartzites, gypses et cargneules, marbres, amphibolites, gneiss.
- Métamorphisme alpin relativement fort à glaucophane suivi de plusieurs phases de recristallisation à faciès des schistes verts et des amphibolites.

(2) Ensemble de Ballabona-Cucharon.

- Ensemble détaché des Alpujarrides.
- Azoïque - Age (?): attribué au Permien et au Trias.
- Lithologie: pélites, psammites, carbonates, gypses et cargneules, metabasites...
- Métamorphisme faible. Parfois, un métamorphisme initial caractérisé par le groupe glaucophane-crossite.

(3) Alpujarrides.

- Age paléozoïque (?) - Trias fossilifère.
- Plusieurs nappes pouvant comporter une couverture (permo?)-triasique et un socle anté-permo-triasique.
- Lithologie: phyllites, quartzites, métagrauwackes, carbonates, gypse parfois, micaschistes à grenats...
- Degré et nature du métamorphisme très variables. Les rapports du métamorphisme alpin et anté-alpin sont débattus.
- Vastes lames de péridotites (Sierra Bermeja) interprétées comme la remontée du manteau partiellement fondu. Selon les auteurs, leur mise en place soit au moins du Paléozoïque inférieur soit au contraire serait plus tardive, c'est-à-dire liée au métamorphisme HT-BP dans ce domaine.

(4) Malaguides.

- Age: Silurien - Paléogène.
- Peu ou pas métamorphique.
- Lithologie: calcaires, schistes phylliteux, grauwackes, conglomérats, faciès "Verrucano", faciès de plate-forme essentiellement carbonatés au cours du Secondaire-Tertiaire.

II - DORSALE BETIQUE = chaîne calcaire bétique

- Age : Permo-Trias à Oligocène.
- Faciès de plate-forme avec nombreuses lacunes et variations latérales dues vraisemblablement à la profondeur, d'où la distinction d'une Dorsale interne et d'une Dorsale externe.
- Lithologie: Permo-Trias rouge, Trias-Lias carbonaté de type alpin, Jurassique calcaire condensé et radiolarites, Crétacé marno-calcaire condensé, Paléocène- Eocène moyen marneux parfois calcaire, Eocène supérieur- Oligocène détritique.
- Répartition géographique: développée à l'W des Cordillères bétiques; chaînons réduits vers l'E: Sierra Arana, Jabalcon.

III - ZONE DES FLYSCHS

- Age: Tithonique- Miocène.
- Turbidites et faciès bathyaux divers.
- Répartition géographique: généralement à la limite Dorsale- zones externes, mais pouvant recouvrir zones internes et zones externes. Largement développés dans le Campo de Gibraltar, se réduisant progressivement vers l'E. Derniers témoins cités entre Grenade et Guadix.

IV - ZONE LIMITE ("zone limite du Rio de Pliego")

- Selon PAQUET, zone cicatricielle dès l'Eocène supérieur entre Subbétique et Malaguides dans l'E des Cordillères bétiques. Le corridor de Velez-Rubio est rattaché également à cet ensemble.
- Selon d'autres auteurs, le véritable post-nappe est plus tardif (début Miocène).

V - PENIBETIQUE

- Age: Trias-Burdigalien.
- Faciès de plate-forme ou de haut-fond.
- Lithologie: Muschelkalk carbonaté, Keuper argilo-sableux et gypsifère, Jurassique carbonaté, hard-ground au Crétacé inférieur, Crétacé supérieur- Eocène- Oligocène marno-calcaire à faciès "couches rouges", Aquitaniens- Burdigaliens grés- argileux flyscholite.
- Répartition géographique: cantonné aux Cordillères bétiques occidentales.

VI - SUBBETIQUE

- Age: Trias-Miocène.
- Faciès de plate-forme continentale très différenciée, parfois de type assez profond.
- Lithologie: Trias germanique avec ophites, Jurassique- Crétacé inférieur marneux, marno-calcaire ou à calcaires pélagiques, parfois à flysch calcaire, Miocène inférieur à calcaires bioclastiques et marnes
- Tectonique associée à une resédimentation et une halocinèse.

VI - PREBETIQUE

- Age: Portlandien-Burdigalien.
- Faciès néritiques et continentaux avec lacunes.
- Lithologie: calcaires, dolomies, marnes. Détritiques en provenance de la Meseta.
- Tectonique simple, parfois des chevauchements.

B) La marge bético-rifaine

A l'Aquitaniens, le bloc bético-rifain occupait vraisemblablement une position assez éloignée par rapport à la plate-forme ibérique, ce dont témoignent les différences dans la sédimentologie et les apports. La couverture de ce bloc est détritique et provient essentiellement du socle, c'est-à-dire de zones proches et dénudées. Or, au niveau de la marge ibérique, comme il vient d'être vu, le détritiques quartzeux ne se fait clairement sentir qu'à l'E de la zone-limite. Une proximité paléogéographique était donc plus vraisemblable à l'E de ce méridien.

La Dorsale bético-rifaine est supposée structurée à la périphérie du bloc bético-rifain. Son "Néonummulitique" marno-gréseux discordant remanie clairement du matériel métamorphique bétique.

Sur la frange nord-ouest du domaine bétique se déposait en discordance la "formation d'Alozaina", marno-gréso-conglomératique (Oligocène terminal - Aquitaniens) suivie de la "formation Millanas - Vinuela" (Burdigalien inférieur; BOURGOIS et al., 1972). Sur la frange nord-est, dans la zone-limite, existent également des formations de piémont débutant plus tôt au cours de l'Eocène supérieur (?) - Oligocène (PAQUET, 1969) et représentées à l'Aquitaniens - Burdigalien par des conglomérats polygéniques.

A part ces quelques affleurements, le coeur du massif bético-rifain devait être exondé et soumis à une forte érosion. La brèche de la Nava, superposée à une unité dorsaliens, est considérée comme une brèche fluviale aquitanienne (BOURGOIS, 1978).

C) La plate-forme des Baléares

Rappelons d'abord que les Baléares sont considérées généralement comme une prolongation de la zone prébétique, donc qu'elles appartiennent à la marge ibérique. Le Miocène inférieur y correspond à une période d'instabilité et à une transgression généralisée. Il constitue souvent le premier dépôt transgressif sur le Mésozoïque. Des faciès grossiers, conglomératiques à la base, traduisent cette rupture d'équilibre.

- A Minorque, BOURROUILH (1973), a décrit un affleurement réduit formé d'une molasse conglomératique datée approximativement de l'Oligocène supérieur - Miocène inférieur par des Characées. Ce dépôt est considéré comme de type torrentiel ou deltaïque.
- Dans la Sierra de Levante (E de Majorque), l'Aquitaniens est représenté soit par des calcaires à Huîtres et Miogypsines et des conglomérats, soit par des calcarénites localement conglomératiques.
- A Ibiza (RANGHEARD, 1969), les premiers dépôts miocènes s'expriment par des poudingues, considérés comme d'âge burdigalien mais pouvant être un peu plus anciens.

Les galets remaniés dans les conglomérats sont issus de terrains secondaires, rarement paléozoïques. Ils sont supposés provenir du N (remaniement local) puis progressivement de terres émergées au SE et d'affinités minorquines, selon BOURROUILH.

D) La zone-limite

L'expression "formations de la zone-limite" désigne les formations détritiques et calcaires qui occupent la zone séparant le Subbétique interne du Bétique de Malaga, dans la région du Rio de Pliego (PAQUET, 1969). La signification de la zone-limite repose sur deux questions essentielles, non encore parfaitement résolues:

- a) quel est l'âge des formations transgressives sur les bordures bétique et subbétique ?
- b) quelles sont la nature et l'importance des mouvements entre ces deux bordures, postérieurs à ces premiers dépôts transgressifs ?

La réponse à la première question est : éocène supérieur selon PAQUET (1969), alors que d'autres auteurs ("Ecole d'Amsterdam": HERMES, GEEL, etc..., cf. paragraphe E, corridor de Velez Rubio) ont proposé un âge oligocène. L'argumentation des uns et des autres n'est généralement pas fondée sur les mêmes coupes de référence, donc pas immédiatement comparable. Par ailleurs, les sédiments permettant la datation ont un caractère généralement détritique et ils sont donc susceptibles de contenir une faune remaniée.

L'Aquitaniens est représenté, côté bétique, par des marnes rouges détritiques à nombreux niveaux de grès microconglomératiques. Le matériel remanié est d'origine malaguide et, en faible quantité, alpujarride. Côté subbétique, l'Aquitaniens est sous forme de calcaires molassiques à Miogypsinidés.

La réponse à la seconde question est plus délicate et a évolué avec l'avancement des connaissances. Initialement, PAQUET (1969) a proposé une tectonique plicative et chevauchante (chevauchements normaux S-N et rétrochevauchements) suivie d'une tectonique verticale. Il n'était alors question que de raccourcissement N-S et, sous entendu, assez modestes. Ultérieurement (1974), PAQUET a fait intervenir d'importants coulissements dextres entre le bloc bétique et le bloc ibérique, surtout lors de la phase éocène moyen. Mais il admettait également que ces coulissements se sont poursuivis très tardivement (voir les grandes failles ESE-WNW qui traversent sa carte géologique). Sans entrer dans le débat à ce niveau, il est à souligner le caractère subjectif de l'appréciation de l'importance relative des mouvements, avant et après l'Aquitaniens.

Du point de vue sédimentologique, on constate qu'à différents niveaux stratigraphiques, et à l'Aquitaniens plus particulièrement, il n'existe pas de relation entre les dépôts de la couverture malaguide et ceux de la couverture subbétique. Lorsqu'il se produit une convergence de faciès, il s'agit de sédiments ubiquistes. La couverture malaguide est fortement détritique, colorée, grossière et contient du matériel bétique tandis que la couverture subbétique est calcaire, marneuse et bioclastique.

Une hypothèse est ici avancée que des coulissements importants se sont produits dans un bassin sédimentaire actif.

Les conditions de sédimentation du côté malaguide avaient un caractère très proximal, d'après les faciès hétérométriques, localisés et chenalisés. Les figures spécifiquement turbiditiques ne sont jamais mentionnées. Par ailleurs, les niveaux oligocènes sous-jacents présentent parfois des faciès récifaux, de telle sorte qu'on peut estimer qu'à l'Aquitaniens la profondeur de dépôt ne devait pas être très grande.

Une note de RIVIERE et al. (1980) a apporté des précisions paléontologiques concernant les termes aquitano-burdigaliens. Ainsi, l'Aquitaniens inférieur (zone à Globorotalia kugleri) est représenté par des marnes gris rougeâtre détritiques à niveaux de grauwacke microconglomératique et par des conglomérats grossiers (éléments malaguides et alpujarrides). Puis, les premiers Globigerinoides primordius (Aquitaniens moyen-supérieur selon les auteurs, mais peut-être avant selon moi) apparaissent dans des marnes rouges microconglomératiques. Enfin le Burdigalien inférieur à supérieur est daté dans des marnes grises à verdâtres à passées microbréchiques avec des éléments alpujarrides. Le niveau-repère à silixites est présent et daté du Burdigalien (G. trilobus). La concordance sédimentaire aquitano-burdigalienne a conduit les auteurs à affirmer que "la phase intra-miocène inférieur (...) qui caractérise les zones internes dans la courbure de Gibraltar n'existe pas à l'E".

L'absence d'observations personnelles m'interdit de prendre position. Cependant, on peut imaginer que le bassin des formations de la zone-limite était affecté de coulissements longitudinaux et qu'entre ces coulissements la sédimentation pouvait se poursuivre en continu et sans discordance appréciable.

E) Le Corridor de Velez Rubio

Le couloir de Velez Rubio est considéré comme la prolongation vers l'W de la zone-limite du Rio Pliëgo, au-delà du bassin néogène et quaternaire de Lorca.

On y retrouve les mêmes types de faciès et les mêmes incertitudes concernant l'âge d'apparition du post-nappe. Cette région a été l'objet d'une cartographie détaillée par l'"Ecole d'Amsterdam" (bibliographie in HERMES, 1978). Il en ressort un schéma stratigraphique et tectonique extrêmement complexe (et compliqué par l'usage abusif de noms de formations). Trois noms de formation sont ici retenus:

- La "formation de Ciudad Granada" (Oligocène supérieur - Aquitaniën) appartenant selon HERMES aux Malaguides.
- La "formation de la Fuente" (Burdigalien) avec des silexites. Selon HERMES, elle serait l'équivalent de la formation de Las Millanas et reposerait transgressivement sur le Bétique. Elle comporterait de nombreuses intercalations d'olistostromes et de turbidites.
- La "formation de Solana" (Aquitaniën ?). Cette formation, composite selon HERMES, est scindée en deux membres: un membre à grès quartzeux et un membre à grès polygéniques.

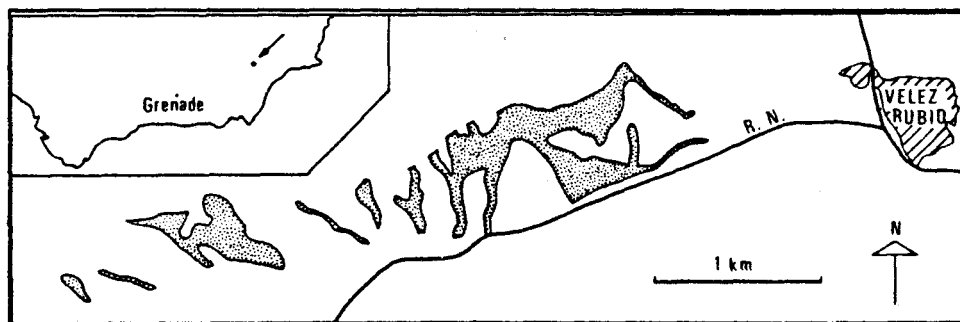


FIGURE 3 - LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS DE LA FORMATION DE SOLANA (d'après GEEL, 1973)

Selon GEEL (1973), les grès quartzeux du premier membre "montrent une ressemblance lithologique frappante avec des grès d'âge comparable de l'Unité de l'Aljibe du Campo de Gibraltar et également avec les grès dits Numidien d'Afrique du Nord et de Sicile". N'ayant pas parcouru cette région, mon opinion est mal fondée, mais la description de GEEL et une photographie de lame mince semblent authentifier du Numidien. D'autres caractères différencient cependant ces grès du Numidien s.s.:

- Les bancs montrent des structures turbiditiques, avec notamment l'intervalle c de BOUMA à lamination oblique.
- Les faciès quartzeux sont associés à des marnes et à des calcarénites sableuses à grands foraminifères (*Lépidocyclines*, *Miogypsinoides septentrionalis*, *Miogypsina* sp.).

Une convergence semble plutôt s'opérer entre ces grès et les "grès de Fiscala" que nous analyserons plus loin. L'origine de la fraction carbonatée peut être trouvée soit dans le Bétique, soit dans le Subbétique; celle du détritique quartzeux reste problématique, soit numidienne, soit issue d'un remaniement de la "formation permo-triasique (?) de Saladilla" appartenant au Bétique de Malaga.

L'interprétation proposée par HERMES (1978) pour le corridor de Velez Rubio est celle d'une large zone faillée ("Betic Fault System") fonctionnant en décrochement à partir du Burdigalien élevé et au sein de laquelle sont entraînés des blocs arrachés aux deux lèvres. Je souscris à cette hypothèse. Ainsi, la formation de Solana, témoin du passage au bassin flyschoides des Grès de Fiscala, appartiendrait à ces blocs. Je considère que nous sommes à l'extrémité de ce que j'appelle "la zone des flyschs dissociés" qui prend son développement plus à l'W.

II) LES FLYSCHS OLIGO-MIOCÈNES DES CORDILLÈRES BÉTIQUES

A la frontière des zones internes et externes, ou bien encore superposées aux unes ou aux autres, existent des formations turbiditiques gréseuses que l'on range parmi les flyschs.

La répartition de leurs affleurements marque une opposition franche entre:

- Une région située au N du détroit de Gibraltar et largement recouverte de flyschs oligo-miocènes, encore appelée "Zone des flyschs du Campo de Gibraltar".
- Une bande, d'orientation WSW-ESE, alignée sur un axe joignant Arcos de la Frontera à l'W et Grenade à l'E (fig.2). Cette zone comprend des massifs de flyschs morcelés et d'orientations anarchiques, mêlés à d'autres massifs de provenance paléogéographique diverse. Elle est ici désignée sous le nom de "Zone des flyschs dissociés"

Un autre aspect de ces flyschs est leur évolution d'E en W. A partir de faciès mixtes se différencient deux faciès de plus en plus tranchés: le Numidien et le flysch gréso-micacé.

A) Formations assimilées à des lambeaux de flyschs dans le bassin de Guadix

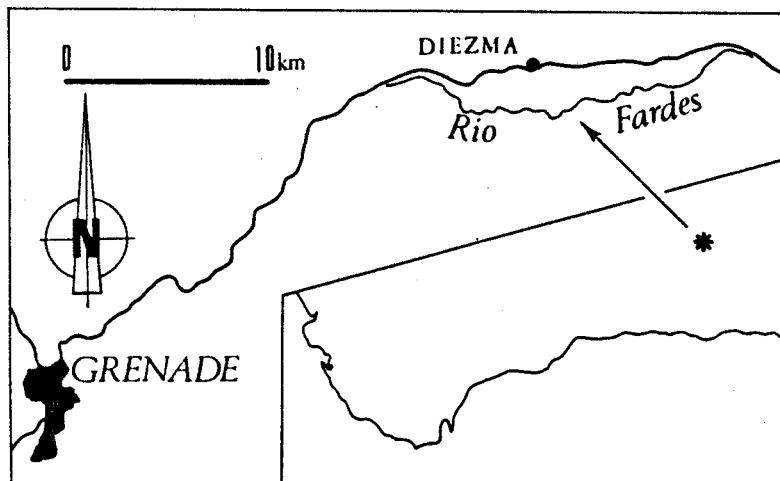


FIGURE 4

LOCALISATION DES
AFFLEUREMENTS A
FACIES FLYSCH
DANS LE BASSIN
DE GUADIX

d'après BOURGOIS et al.
(1973)

Sous les formations postorogéniques du Bassin de Guadix apparaissent des blocs emballés, semble-t-il, dans une matrice d'argiles rouges (BOURGOIS et al., 1973). Ces blocs de taille réduite et d'âge différent évoquent le faciès qui se développe vers l'W dans la zone de Colmenar et dans le Campo de Gibraltar. Une partie en est constituée par des grès jaunes hétérométriques de type "Grès de l'Aljibe". L'exiguïté des affleurements ne permet pas d'analyser les rapports entre les blocs.

B) Les flyschs dissociés de la "Zone de Colmenar"

Sous le nom de "flyschs dissociés" sont regroupés des paquets à faciès flysch, de dimension suffisante pour être cartographiables, et impliqués dans un "complexe dissocié". Ce terme de "complexe dissocié" est descriptif et général. Il englobe à la fois les paquets, flyschs ou non-flyschs, de dimension cartographiable et le reste, c'est-à-dire tous les éléments de taille inférieure qui, à cette échelle, sont considérés comme une matrice. Aucun lien tectonique cohérent n'assure la liaison entre les paquets. Il n'est pas préjugé de la signification, de la nature, de l'âge et de l'histoire plus ou moins complexe de la matrice.

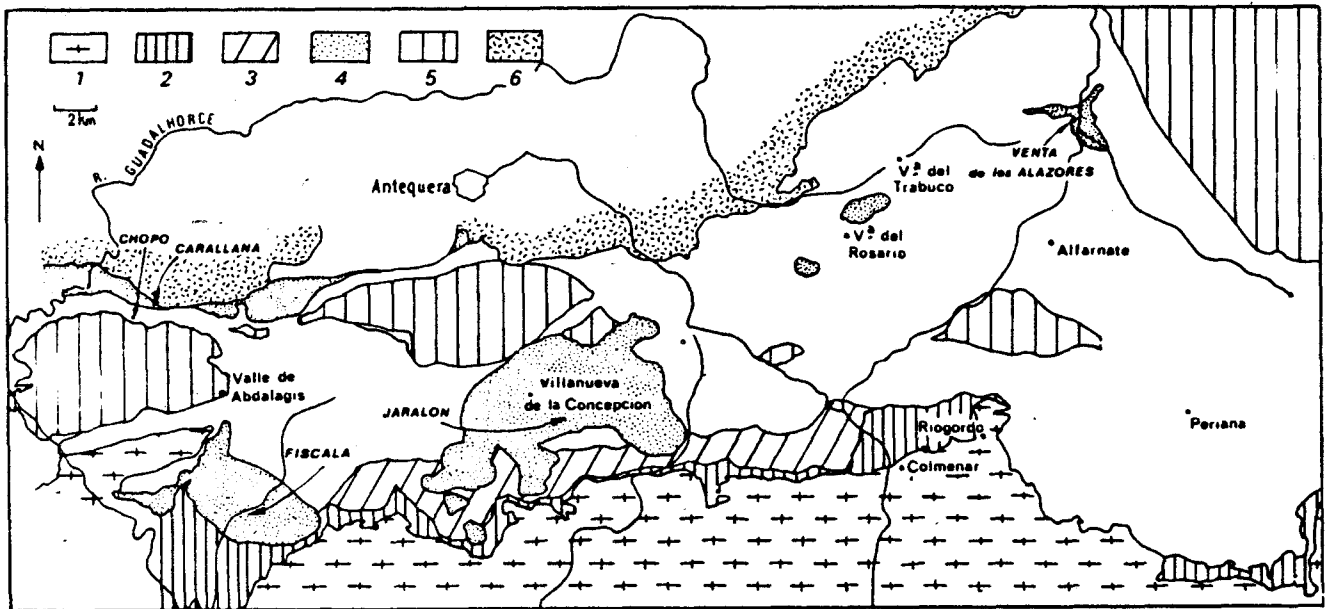


FIGURE 5 - LA ZONE DE COLMENAR (modifié d'après PEYRE, 1974)

1) Bétique de Malaga 2) Couverture transgressive oligocène supérieur à aquitanienne du Bétique de Malaga 3) Formation tectono-sédimentaire burdigalienne (?)
 En blanc : complexe dissocié au sein duquel figure 4) Flyschs gréseux de type Fiscala 5) Pénibétique de Ronda-Torcal 6) Complexe triasique subbétique.

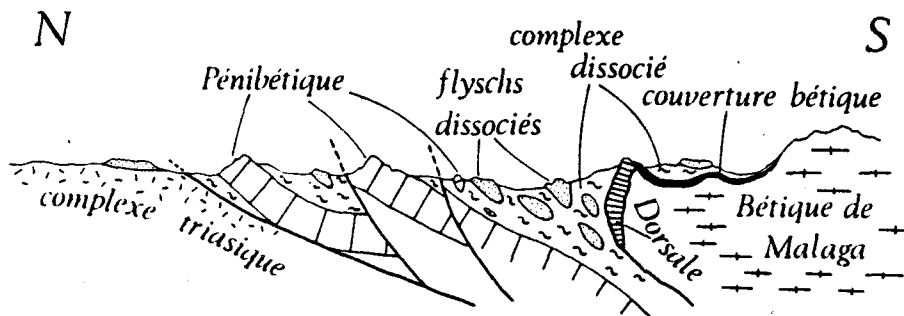


FIGURE 6 - COUPE SCHEMATIQUE, INTERPRETATIVE ET COMPOSITE DE LA ZONE DE COLMENAR

1) Les blocs de la Venta de Los Alazores

Près de la source du Rio Guadalhorce (fig 5), dans la dépression de la Venta de los Alazores, PEYRE (1974) a décrit des grès quartzeux de type Aljibe emballés dans des marnes rouges et violacées à bancs de calcaires détritiques (Eo-Oligocène) et qui sont superposées à une formation à microbrèches maestrichtiennes. Il s'agit vraisemblablement d'un témoin, le plus oriental et visible avec une certaine extension, de grès numidiens dans un complexe argileux à blocs.

2) Les grès de Fiscala et de Jaralon

L'existence de grès à faciès "arenisca del Aljibe" dans les flyschs de la zone de Colmenar est signalée dès 1930-31 par BLUMENTHAL. La cartographie des

affleurements et leur datation précise (Aquitaniens à Miogypsina) est l'oeuvre de PEYRE (1974).

La coupe classique de l'arroyo del Aljibe (ibid.), reprise par BOURGOIS (1978), puis revue et schématisée ici, montre clairement l'alternance d'au moins deux faciès lithologiques:

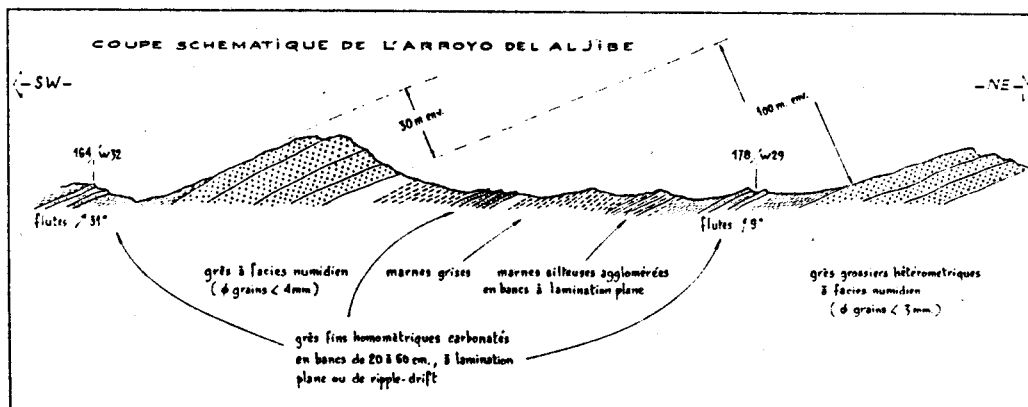


FIGURE 7 - COUPE SCHEMATIQUE DE L'ARROYO DEL ALJIBE

- a) des quartzarénites en gros bancs au microfaciès de quartzites, hétérométriques à grains arrondis, indifférenciables selon moi des grès numidiens d'Afrique du Nord.
- b) une succession à dominante argilo-marneuse dans laquelle se détachent quelques groupes de bancs formés:

- soit d'arénites quartzieuses à matrice calcitique, fines et assez bien classées (0,2 à 0,5 mm), en strates décimétriques à métriques, à rares "flute-marks" d'environ 5 cm de longueur (localement direction N à NNE). Les structures internes, lamination plane ou de déplacement de rides, indiquent un régime de courant faible.
- soit de marnes silteuses empilées par unités sédimentaires décimétriques, généralement à lamination plane.

Occasionnellement, l'intervalle a de BOUMA des arénites est très développé. Dans ce cas, les débris lithiques abondent associés à des foraminifères benthiques (Lépidocyclines, Miogypsinoïdes sp., Miogypsina sp.).

La série des grès de Fiscala, du fait des mélanges de faciès, doit être considérée comme une série numidienne atypique. Malgré son aspect "mixte", elle n'est cependant pas directement comparable à la série de Bolonia (voir plus loin). En particulier, on n'y distingue pas de rythmes majeurs à gros bancs de grès micacés. D'autre part, on n'en connaît pas le substratum.

Les grès de Fiscala et de Jaralon se présentent en panneaux de dimension très variable, de la montagne au bloc de quelques mètres. Pour ces derniers, on constate qu'ils sont englobés dans une matrice argileuse fluante et colorée (série de la Sorda de PEYRE, 1974; argiles à blocs de BOURGOIS, 1978).

En dehors de la série de Fiscala s.s., mais également en situation de blocs inclus (par exemple: km 15,2 route C337 d'Antequera à Valle de Abdalagis), on reconnaît une série rythmique, turbiditique, avec:

- des bancs de grès calcaireux à grain moyen, de teinte gris-beige, d'épaisseur moyenne de 20 à 50 cm, à stratification plane ou à "ripple-drift" ou à convolutes, avec une base bien marquée sculptée de petites figures de courant;
- des marnes gris beige, dominantes sur les grès.

Cette série, très proche des faciès inter-bancs numidiens de Fiscala, est considérée comme un flysch cousin des séries "grés-micacées".

3) Les blocs de la série de Carallana

Au N de Valle de Abdalagis (fig.5), coincée entre l'axe pénibétique Sierra del Valle-Torcal au S, et le Trias d'Antequera au N, se développe une série comportant des grès grossiers mal stratifiés de type Aljibe (PEYRE,1974). Ces grès "surmontent" des argiles bariolées renfermant des calcaires détritiques à faune éocène, paléocène ou crétacé supérieur. Structuralement la série de Carallana se superpose à la "série de Chopo" laquelle comprend également des marnes aux teintes vives associées à des grès fins micacés à débris de Paléozoïque.

Ici comme précédemment, le duo de faciès flysch, numidien et grés-micacé, est inclus dans un complexe fondamentalement argileux.

4) Les blocs de la série de Penarrubia

Entre le Rio Guadalhorce à l'E et le Rio Guadateba au N et à l'W affleure une série mixte, numidienne et grés-micacée, présentant selon BOURGOIS (1978) des affinités avec la série des grès de Fiscala et la série d'Algesiras. Cette série est datée de l'Aquitanién inférieur à Miogypsina sp. et Miogypsinoides sp.. Le substratum stratigraphique n'a pas été observé. Je n'ai pas reconnu cette série et la considère comme équivalente de celle de Fiscala.

C) Les flyschs dissociés de la région de Ronda

1) Généralités

La distinction avec les flyschs précédents est d'ordre géographique. Rien, si ce n'est l'apparition de faciès numidien et grés-micacé plus tranchés, ne justifie une distinction géologique.

La région de Ronda a été l'objet de la thèse de BOURGOIS qui défend un point de vue original. L'ensemble des flyschs serait resédimenté, soit dans une formation d'argiles écailleuses ("Argiles à blocs"), soit dans une formation argilo-gréseuse de couleur brun-tabac ("Néonumidien"). Ces deux formations admettraient des passages latéraux de faciès, la première étant généralement située en position externe, la seconde en position interne (sur les zones internes ou coincée au front de celle-ci). De tels passages latéraux de faciès sont contestés par OLIVIER (1984).

La conception de BOURGOIS substitue une logique d'ordre supérieur (la formation tectono-sédimentaire à blocs) à une logique de détail (superpositions tectoniques locales) qui conduit à des aberrations structurales (en particulier l'ordre de ces superpositions).

Un âge burdigalien (post-zone à Globigerinoides trilobus) est proposé pour ce complexe.

L'interférence entre la tectonique et la resédimentation paraît être en effet la règle dans la région de Ronda, ainsi que rétrospectivement dans la "zone de Colmenar". Elle conduit à ce que des éléments tectoniques divers avec des directions désordonnées se trouvent mélangés dans une matrice argileuse.

Il faut souligner dès à présent certaines limites de ce concept:

- 1) Lorsque les klippes prennent le pas en volume sur la matrice et lorsqu'elles se développent de manière cohérente sur plusieurs centaines de kilomètres carrés. Mécaniquement, leur comportement est analogue à celui des nappes classiques, même si à leur périphérie s'opère une dissémination de blocs. Il convient donc de faire la part des phénomènes descriptibles en terme de tectonique, de ceux relevant de la resédimentation.
- 2) La preuve de la nature sédimentaire d'un complexe dissocié (donc la terminologie de "complexe tectono-sédimentaire") doit être apportée, c'est-à-dire que l'on doit attester que le phénomène s'est bien déroulé

sous l'eau. Deux approches sont possibles. La première est sédimentologique : montrer que la matrice des blocs a conservé des structures d'écoulement sous-aquatique. La seconde est paléontologique : déterminer des faunes contemporaines de la mise en place du complexe. En définitive, ces preuves sont rarement acquises.

Dans les précédentes descriptions, approximativement à l'E de la transversale d'Ardales, les faciès des flyschs oligo-miocènes ont peu varié. On constate, dans les massifs quelque peu étendus, la superposition stratigraphique de faciès de type quartzitique, dits numidiens, et de faciès de type greywacko-marneux, dits grésomiacés. A l'W de la transversale d'Ardales, une ségrégation horizontale commence à s'opérer et permet de classer les massifs en Numidien ou en grésomiacé. En outre, le substratum des flyschs qui n'avait pu être reconnu en continuité dans la zone de Colmenar apparaît parfois lié à sa couverture.

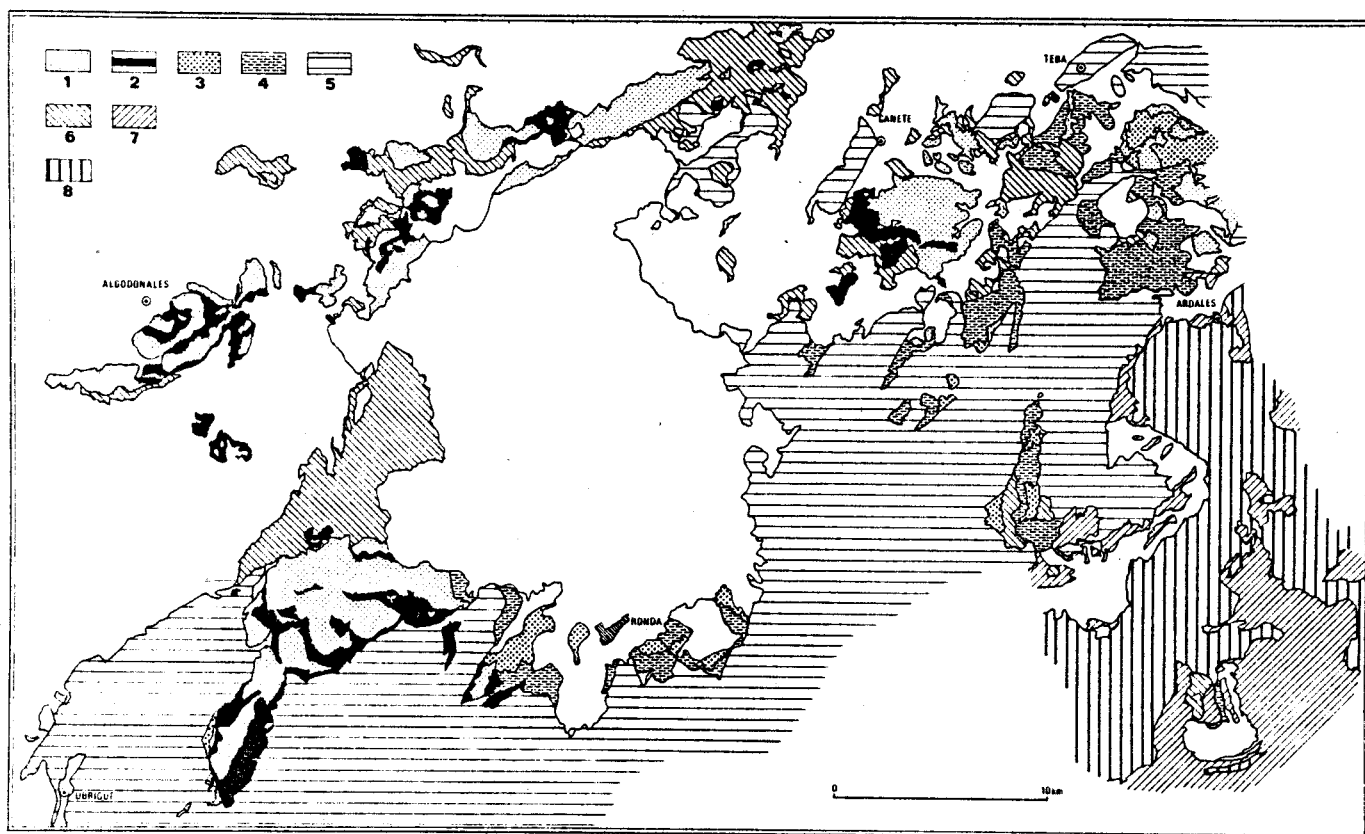


FIGURE 8 - LA ZONE DE RONDA (d'après la carte de BOURGOIS, 1978)

1) Grès numidiens 2) Membre sous-numidien 3) Flysch grésomiacé 4) Substratum stratigraphique du flysch grésomiacé 5) Pénibétique 6) Argiles écailleuses à blocs 7) Néonumidien 8) Zones internes - Autres formations laissées en blanc.

La faible étendue des massifs de flysch grésomiacé ne justifie pas une description particulière. La cartographie de BOURGOIS (fig.8) montre qu'ils constituent des lambeaux d'ordre kilométrique au S et à l'E du Bassin de Ronda. Ce flysch forme des placages au-dessus du môle pénibétique, géographiquement plus internes que les massifs numidiens. Le faciès est identique à celui que l'on retrouve au S dans la zone des flyschs du Campo de Gibraltar.

2) Le Numidien dans la zone de Ronda

Autour du bassin tortonien de Ronda sont disséminés de nombreux petits massifs numidiens de volume variable, pouvant être réduits à quelques mètres cubes. On les regroupe en trois ensembles:

- un massif au SE de Canete la Real,
- un chapelet de massifs d'orientation SW-NE s'étendant d'Algodonales au SW à Almargen au NE (= zone d'Olvera Pruna de BLUMENTHAL),
- le massif de la Mesa.

Stratigraphiquement, le Numidien comporte un membre inférieur dont la composition lithologique est variable et classée en trois types:

- type 1 ou Eo-Oligocène à faciès Benai'za,
- type 2 ou Oligocène argileux à Tubotomaculum,
- type 3 ou Oligocène à faciès Huerta Baeza.

a) Le faciès Benai'za

Le terme Benai'za a été introduit en 1937 par BLUMENTHAL dans la légende de son "Croquis tectonique des abords péribétiques et subbétiques entre Ubrique et Alcalá de los Gazules", sous la dénomination de "Nummulitique de Benai'za" (localité-type sur la feuille de Jimena à 1/50 000 1ère édition, notée Benazaï'na sur la 2nde édition, 1° 48' - 36° 28'). Par la suite, le terme a été repris (DIDON, 1966, 1969; CHAUVE, 1967; BOURGOIS, 1978) pour définir une formation ou un faciès.

Les remaniements de la microfaune benthique étant la règle dans ces faciès, la prudence est nécessaire pour définir l'âge exact. L'Eocène inférieur est reconnu avec doute, puis on date le Lutétien supérieur, le Priabonien, l'Oligocène, l'Aquitainien inférieur (Miogypsina et Miogypsinoides).

Il ne me paraît pas toujours justifié d'employer le terme de "formation de Benai'za" car les variations latérales et verticales de faciès sont fréquentes. Aussi vaut-il mieux caractériser un "faciès Benai'za" ou une formation plus ou moins riche en faciès Benai'za.

Le "faciès Benai'za" est l'expression d'une sédimentation turbiditique calcaire. Le matériel remanié se compose essentiellement de bioclastes (Mélobésiées, Bryozoaires, Macroforaminifères), ainsi que de fragments de calcaires blancs et de dolomies atteignant exceptionnellement 1 à 2 cm de diamètre. L'origine de ces éléments se trouve soit dans les Malaguides, soit dans la Dorsale, soit encore plus hypothétiquement dans certains faciès prébétiques. Les bancs calcarénitiques présentent généralement des structures turbiditiques: granoclassement avec ségrégation des débris calcaires à la base et enrichissement vers le haut en particules fines (silt quartzeux, argile), intervalles a,b,c,d,e de BOUMA, empreintes de courant. L'épaisseur des bancs peut atteindre un mètre, mais elle reste en moyenne de l'ordre de 30-40 cm. Les interbancs, plus développés que les bancs, sont constitués soit de marnes et d'argiles claires (intervalles d,e), soit d'argiles rouges et vertes. On peut considérer que la sédimentation détritique (calcarénites, marnes silteuses) représente un flux de matériel allochtone s'incorporant à une sédimentation de fond constituée d'argiles colorées. Si la fréquence et la masse de ces apports sont importantes, il s'élabore des séries à caractère Benai'za. Si elles se raréfient, on obtient des séries argileuses convergeant vers le type "argiles à Tubotomaculum". Exceptionnellement en effet, des "Tubotomaculum" peuvent apparaître.

b) Le faciès "argiles à Tubotomaculum"

La reconnaissance du Problematica rapporté au genre Tubotomaculum dans des argiles sous-numidiennes est due à DURAND DELGA (1955). De la Petite Kabylie, l'appellation "argiles à Tubotomaculum" a été ensuite étendue depuis les chaînes

bétiques jusqu'aux Apennins. Elle recouvre en fait des faciès ou des âges différents: par exemple, j'ai eu l'occasion d'examiner des Tubotomaculum ramenés du Venezuela par C.BECK et provenant d'un flysch paléocène.

En Andalousie, les "argiles à Tubotomaculum" désignent un faciès d'argiles rouges et vertes, fluantes en surface, à plaquettes ferromanganésifères. Systématiquement, ce dépôt ne renferme qu'une faune atypique de foraminifères arénacés et sa datation oligocène n'a pu s'effectuer que sur de rarissimes intercalations marneuses. Les remaniements de microfaune et microflore sont fréquents.

c) Le faciès Huerta Baeza

Ce terme, introduit par BOURGOIS (1978, p.95) désigne un faciès (une formation pour cet auteur) d'apparence turbiditique, à rythmes hémimétriques composés d'une biocalcarénite gréseuse fine à foraminifères planctoniques, évoluant vers une marne jaunâtre, puis vers une argile verte.

Des microfaunes oligocènes, assez peu significatives, mélangées à des formes crétacées et éocènes, y ont été récoltées.

N'ayant pas observé cette formation, je ne peux formuler d'opinion. Néanmoins, j'éprouve quelque réticence à la considérer comme un substratum particulier des grès numidiens. Les données de terrain n'excluent pas d'y voir un faciès intra-numidien (voir les faciès de la zone de Colmenar), ou même éventuellement un faciès "néonumidien"

d) Répartition des faciès sous-numidiens

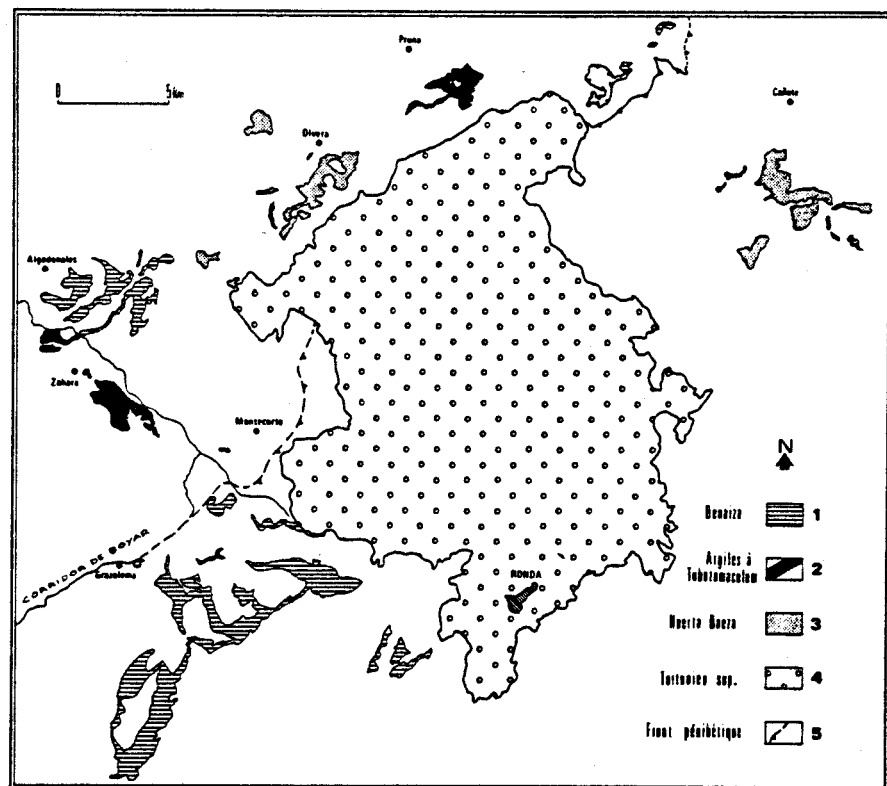


FIGURE 9
REPARTITION
DES FACIES
INFRA-NUMIDIENS
DANS LA
ZONE DE RONDA
d'après BOURGOIS
(1978)

A partir de la cartographie de BOURGOIS (fig.9), on constate que la répartition géographique des faciès sous-numidiens n'obéit pas à une organisation bien nette. On note cependant que:

- Le faciès Benaïza se développe vers le SW, cela en rapport avec les affleurements étendus du Campo de Gibraltar. Le faciès Benaïza et le faciès à Tubotomaculum s'affrontent de part et d'autre de l'axe SE-NW Ronda - Rio Guadalete, suggérant l'existence d'un contact décrochant sénestre et non un passage latéral de faciès comme proposé par BOURGOIS.
- Le faciès Huerta Baeza est cantonné au N et au NE du Bassin de Ronda.

3) Le Numidien du "Néonumidien"

Le Néonumidien correspond d'après BOURGOIS (1978) à une formation à blocs burdigalienne. Je souscris à sa description (p.234-335) tout en estimant regrettable le suffixe "numidien" donné à une formation qui remanie bien d'autres choses que le Numidien.

La notion de Néonumidien est contestée par OLIVIER (1984). Un des corollaires de cette prise de position est que les grès qu'on trouve dans le Néonumidien ne seraient pas des blocs de Numidien, mais des grès numidoïdes couronnant des séries prédorsaliennes.

Les quelques coupes que j'ai examinées me conduisent à croire qu'il existe à la fois du Numidien en blocs resédimentés et des grès numidoïdes resédimentés à partir de sable numidien.

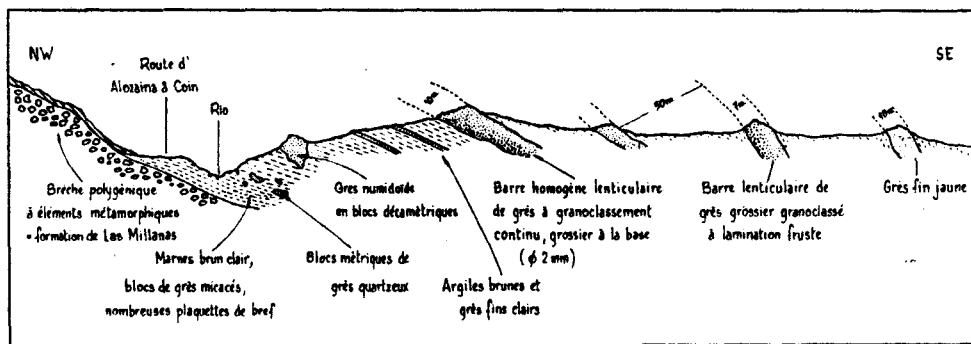


FIGURE 10 - COUPE DU "NEONUMIDIEN" AU SW D'ALOZAINA

Une coupe au SW d'Alozaina (fig.10) montre bien, au-dessus de blocs, des barres lenticulaires de grès correspondant au remplissage de chenaux sous-marins. Ces grès, parfois grossiers (grains de plusieurs mm), prennent l'aspect d'un Numidien "terreux". En lame mince, la fraction grossière est composée de grains arrondis enrobés d'une pellicule argileuse, tandis que les interstices sont colmatés par des grains de quartz fins à tendance isométrique et par quelques minéraux étrangers (glauconie, feldspath). Cartographiquement, les chenaux gréseux s'insèrent dans une série détritique fine argilo-gréseuse.

La distinction entre les grès chenalisés formés pro parte d'un sable numidien resédimenté grain à grain (hypothèse vraisemblable) et les grès numidiens mis en place en klippes sédimentaires pose en quelques cas des problèmes. Ainsi, le chenal gréseux d'Ardite (selon BOURGOIS, 1978, fig.133,F) correspond, à mon sens, à une lame numidienne renversée associée, en contact anormal, à un Eocène calcarénitique situé au N.

D) Les nappes de flyschs oligo-miocènes dans la "zone des flyschs du Campo de Gibraltar"

Le S de la province de Cadix entre les rives du détroit, d'une part, et les villes de Chiclana de la Frontera, Prado del Rey et Estepona, d'autre part, est occupé par de vastes étendues de terrains détritiques, à faciès flysch, pour la plupart.

Ces terrains seront décrits dans l'ordre suivant: le Numidien, le flysch grés-micacé et enfin les faciès intermédiaires (mérinides ou mixtes). En dehors du corps de la nappe numidienne, à sa périphérie ou dans des secteurs particuliers, des lambeaux de grès numidiens s'émiettent dans des bassins de resédimentation: ces phénomènes de recyclage seront évoqués à la fin de l'étude de chaque zone.

1) Le Numidien

Le paysage de l'extrémité sud de la péninsule andalouse est dominé par les grès numidiens. Ils arment les reliefs plantés de chêne-liège parmi lesquels la Sierra del Aljibe (1092 m) qui a donné son nom à la formation. La région n'a été l'objet que d'un nombre d'études assez restreint. Citons, parmi les plus anciennes, la carte au 100 000ème de GAVALA (1924) et les notes de BLUMENTHAL, et parmi les plus récentes les thèses de CHAUVE (1967) et de DIDON (1969), ainsi que des articles importants: la reconnaissance des "argiles à blocs" (BOURGOIS, CHAUVE et DIDON, 1973), la synthèse bético-rifaine de DIDON, DURAND DELGA et KORNPORST (1973), les analyses sédimentologiques de PENDON (1974), les interprétations géodynamiques de BOURGOIS (1977,1978), les modèles sédimentaires et tectoniques de DIDON et HOYEZ (1977,1978).

Pour des raisons à la fois stratigraphiques et tectoniques, un découpage en cinq zones géographiques a été opéré (cf. DIDON, 1966). Ces zones dont l'extension est représentée sur la fig.11 sont désignées ainsi:

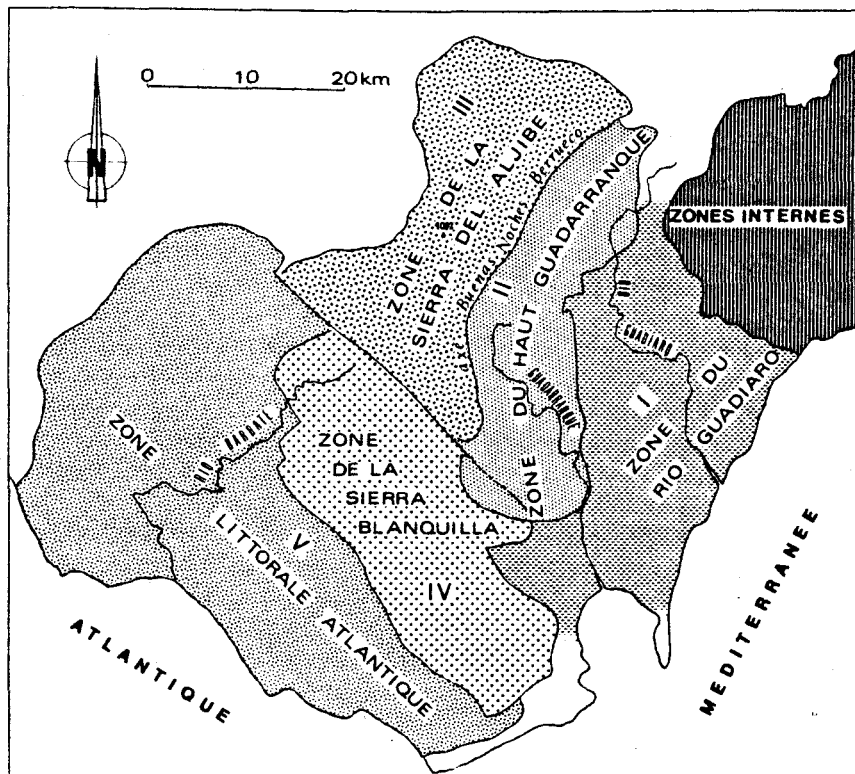


FIGURE 11
ZONATION DU
NUMIDIEN
DANS LE CAMPO
DE GIBRALTAR

- a) la "zone du Haut Guadarranque (= zone II de DIDON, 1966),
- b) la "zone de la Sierra del Aljibe (= zone III ibid.)
- c) la "zone de la Sierra Blanquilla" (= zone IV ibid.)
- d) la "zone littorale atlantique" (= zone V ibid.)
- e) la "zone du Rio Guadiaro" (= zone I ibid.).

a) La zone du Haut-Guadarranque

Cette zone est choisie en priorité en raison de sa grande régularité tectonique. Les grès numidiens sont débités en plis ou en écaillés déversés vers l'W, d'orientation moyenne N15, et s'allongeant sur plusieurs dizaines de kilomètres (fig.12 et 13). Ils reposent à l'W sur le Pénibétique (axe Berrueco-Buenas Noches) et à l'E sur le flysch d'Algesiras et le Pénibétique. Au S de la zone, une courbure très nette affecte les éléments numidiens internes, c'est l'arc de la Cotilla dont nous reparlerons ultérieurement à propos de la zone de la Sierra Blanquilla.

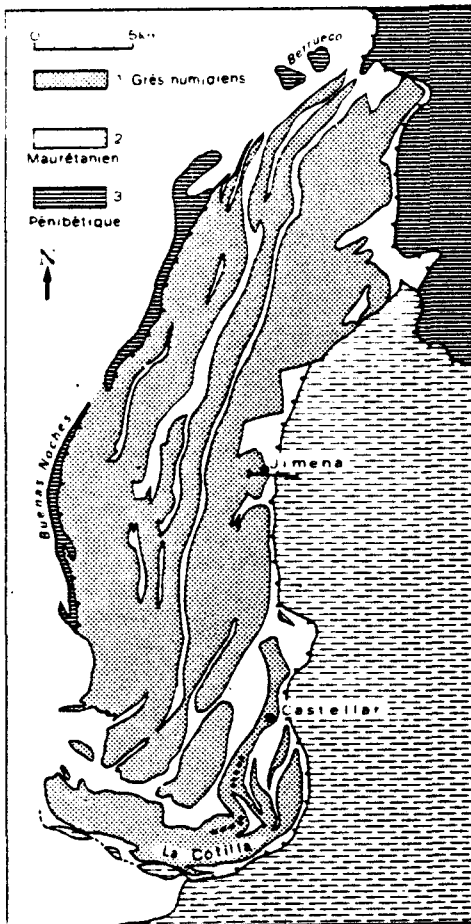


FIGURE 12
LES GRÈS NUMIDIENS
DANS LA ZONE DU HAUT-GUADARRANQUE

(d'après DIDON, 1972)

Le trait indique la coupe de Jimena (cf. fig. 14)
Le substratum des grès numidiens (Benai'za, argiles à blocs) et le Numidien des autres zones ont été laissés en blanc.

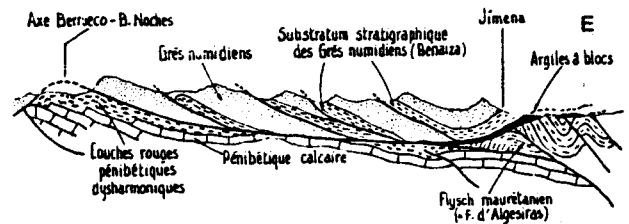


FIGURE 13
COUPE
SCHEMATIQUE, INTERPRETATIVE ET
COMPOSITE
DE LA ZONE DU HAUT-GUADARRANQUE

Le substratum stratigraphique des grès est constitué essentiellement par des séries à faciès Benai'za interstratifié dans des argiles rouges. L'exemple type est la coupe de Jimena (fig.14). Une évolution sensible se manifeste dans le sens NE-SW : le faciès calcarénitique de Benai'za diminue d'importance et a tendance à être remplacé par un faciès de marnes claires et d'argiles rouges.

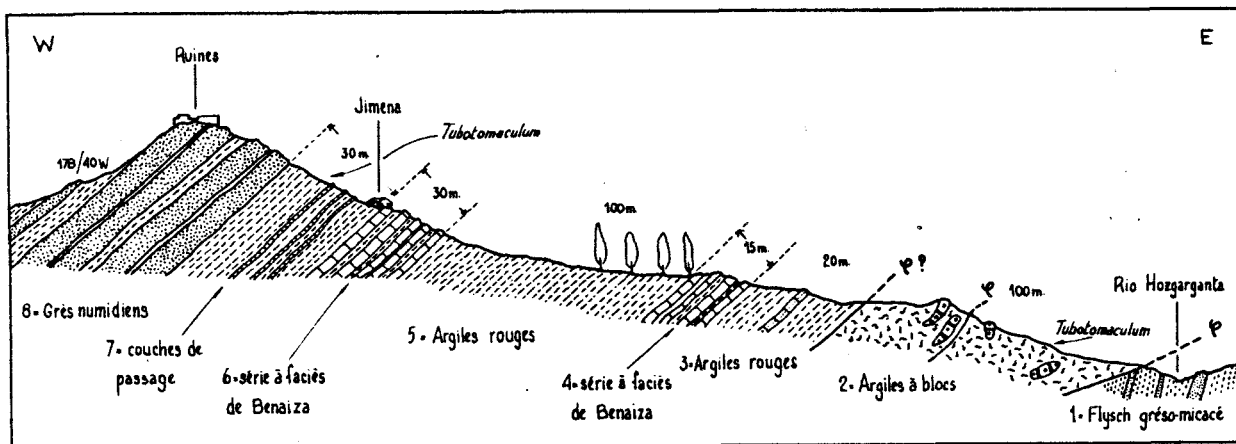


FIGURE 14 - COUPE DE JIMENA SUD

1) Flysch grés-micacé, à faciès relativement distal: base de séquence majeure formée d'un banc de grès très micacé d'environ 1,50 m d'épaisseur, suivie d'un ensemble de plaquettes intercalées dans des pélites assez sombres.

<----- Contact mécanique ----->

2) Complexe dissocié: masse chaotique d'argiles verdâtres à passées rouges, fluantes en surface, contenant des plaquettes ferromanganésifères ainsi que des bancs minces fissiles de calcaire détritique à Globotruncana du Sénonien supérieur et des bancs de calcaire sparitique azoïque. D'après les structures sédimentaires, certains de ces bancs apparaissent renversés à la différence des termes sus-jacents. Dans le tiers inférieur, les Tubotomaculum sont nombreux et de taille volumineuse. Cet ensemble est, selon moi, composite: Burdigalien à la base, Crétacé supérieur au sommet (voir discussion).

<----- contact mécanique ou transgressif ----->

3) Terme à faciès "argiles rouges": pélites rougeâtres bien stratifiées, contenant quelques bancs calcaro-silteux à débit feuilleté (faciès apparenté à celui des calcaires à débris de Microcodium). Niveaux pélitiques gris livrant (renseignement DIDON) Rzehakina du Paléocène (?).

4) Terme à faciès Benaïza: bancs de calcaires clairs fins à lamination plane ou de ripple-drift à débit feuilleté et bancs plus massifs biodétritiques à rares intraclastes de calcaire grumeleux. Un niveau à Nummulites, Discocyclines, Assilines, Operculines, Amphistéginés, Asterodiscus sp. du Priabonien.

5) Terme à faciès "argiles rouges": pélites rouges généralement stratifiées à passées verdâtres fluantes et à rares horizons carbonatés azoïques.

6) Terme à faciès Benaïza: calcaires clairs en bancs de 20-30 cm en moyenne pouvant atteindre 80 cm. Ces bancs montrent généralement une base granoclassée et un intervalle à lamination plane; les plus épais comportent un intervalle à convolutes. Les interbancs sont formés d'argile brun rougeâtre. Faune oligocène à Néphrolépidines.

7) Couches de passage: flysch à petits bancs (en moyenne 10-20 cm) de grès calcaire fin évoluant vers un calcaire marneux clair, à empreintes organiques (Zoophycos, Spiroraphe). Interbancs pélitiques brun rougeâtre à rares petits Tubotomaculum. Apparition de passées gréseuses d'aspect numidien à grains grossiers. Au sommet, présence de Globigerinita dissimilis, Globigerina gr. rohri, G. gortanii, Globorotalia cf. kupleri. Plus au S, à Castellar, DIDON (in DIDON et al., 1973) a recueilli une association à Miogypsina et Miogypsinoides. Age aquitainien inférieur, N4 probablement.

8) Grès numidiens en grosses barres.

a1) La coupe-type de Jimena et le problème du substratum du Numidien

La coupe de Jimena (fig. 14) pose de manière typique le problème du substratum du Numidien. Sous un certain niveau, ici le terme 3 de la coupe, les terrains (2) deviennent chaotiques. Plusieurs interprétations sont envisageables:

- 1) Le terme 2 appartient au substratum normal du Numidien et les terrains ont été déformés lors de la progression de la nappe numidienne.
- 2) Le terme 2 appartient à une autre unité de flysch et un contact tectonique majeur le sépare de la série sus-jacente.
- 3) Le terme 2 appartient à un complexe sédimentaire à blocs édifié au Burdigalien et au sein duquel la série sus-jacente constitue une grosse inclusion (klippe sédimentaire).
- 4) Le terme 2 appartient à un complexe sédimentaire à blocs constitué à l'Eocène (inf.- sup. ?) et la série sus-jacente en est la couverture.

Il n'existe à ma connaissance aucune preuve qui permette de choisir indubitablement l'une de ces hypothèses. Ainsi, la solution 1 est primitivement proposée par DIDON (1969), puis reconsidérée et remplacée par la solution 3 (BOURGOIS, CHAUVE et DIDON, 1973). L'argumentation en faveur de la solution 3 est d'ordre essentiellement sédimentologique, à savoir le remaniement mal daté des grès numidiens (dans d'autres coupes). Or, ces formations resédimentées à partir de Numidien (indubitables et examinées plus loin à propos de la zone du Rio Guadiaro) n'apparaissent pas directement sous la série à faciès Benal'za. Les blocs les plus récents inclus dans les argiles chaotiques seraient (renseignement DIDON) des calcaires éocènes (?) au NE du bourg de Jimena.

Mon opinion sur la coupe de Jimena consiste à faire se succéder deux étapes:

- 1) Génération d'un premier complexe dissocié au cours de l'Eocène (entre le Paléocène et le Priabonien, selon que l'on considère les faunes remaniées ou non).
- 2) Génération d'un second complexe dissocié au Burdigalien, à caractère nettement sédimentaire puisque remaniant le Numidien. Ce complexe dissocié s'incorpore à la semelle tectonique de la nappe numidienne lors de sa progression.

Cette conception justifie l'adjectif "composite", c'est-à-dire formé d'éléments de nature et d'âge divers, appliqué au terme 2 dans la légende de la coupe.

a2) Les figures de courant

A la différence des autres massifs numidiens, la régularité de la zone du Haut-Guadarranque semble propice à l'analyse des directions d'empreintes de courant. Ces dernières ne sont malheureusement que rarement bien conservées ou exposées.

Les figures les plus fréquentes dans cette zone sont les figures frondescentes. Elles se présentent en nappes parfois étendues mais à faible relief à la sole des bancs, ornées de stries divergentes à l'aspect de plumeau. La lisière est nette et crénelée. Ces figures ne constituent pas des empreintes de courant proprement dites. Leur origine semble être provoquée par le glissement d'un sédiment mou fraîchement déposé sur une surface consolidée. La divergence vers l'aval des linéations témoigne de l'étalement du matériau.

L'usage pratique des figures frondescentes se heurte d'abord à des difficultés d'appréciation de l'axe principal de divergence et ensuite à des difficultés d'interprétation. En effet, la direction de mouvement du sédiment est conditionnée par les sculptures préexistantes sur la surface et qui agissent comme des rails. Or, ces sculptures peuvent être héritées d'empreintes directionnelles aussi bien longitudinales (groove-marks, par ex.) que transversales (rides asymétriques, par ex.) par rapport aux courants. D'autre part, les causes de la mise en mouvement de la tranche de dépôt ne sont pas décelables (pente sédimentaire ou traction due à un courant sus-jacent). Ces diverses incertitudes se traduisent souvent sur un même banc par l'existence de

plusieurs sens de figures frondescentes superposées. Dans la majorité des cas, on est ainsi conduit à abandonner les informations apportées par ce type de figures.

Les empreintes que nous avons presque exclusivement retenues sont les flute-marks. Des mesures comparées entre les grès numidiens et les calcaires à faciès Benaï'za ont été recensées sur un diagramme circulaire (fig. 15).

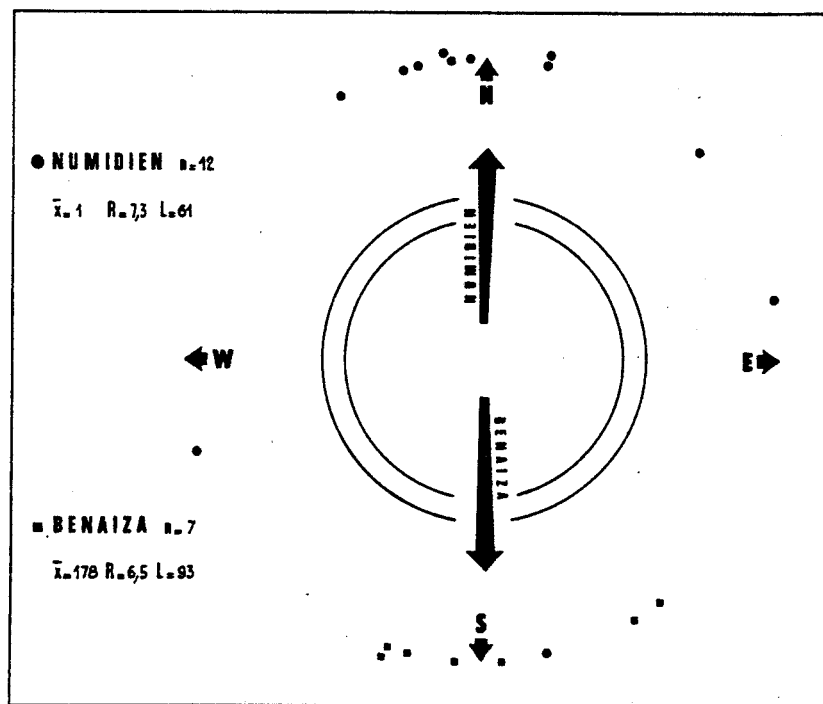


FIGURE 15
ORIENTATION DE
FLUTE-MARKS
DANS LES GRÈS
NUMIDIENS
ET DANS
LES CALCARENITES
À FACIÈS BENAÏZA

Ces mesures corroborent celles effectuées par DIDON (1969) qui fournissent une moyenne vectorielle de 308° dans le Numidien et de 198° dans la formation de Benaï'za. Elles conduisent à distinguer deux flux de dispersion, l'un orienté vers le S amenant des débris calcaires de plate-forme (de l'Éocène à l'Aquitainien inférieur), l'autre vers le N chargé de sables grossiers numidiens (de l'Aquitainien au Burdigalien). On peut donc affirmer que les patries des deux matériels étaient différentes.

b) La zone de la Sierra del Aljibe

L'orientation des massifs numidiens y est encore parallèle, dans l'ensemble, à celle de la zone du Haut-Guadarranque bien qu'interviennent des complications structurales qui seront évoquées par la suite.

La nappe de l'Aljibe repose à l'E sur l'axe antiforme pénibétique Berrueco - Buenas Noches et à l'W sur le Trias subbétique, par l'intermédiaire de l'unité de l'Algarrobo (fig. 16).

L'interprétation de l'unité de l'Algarrobo a fluctué depuis sa définition (CHAUVE, 1962). Rappelons qu'il s'agit d'une série essentiellement marneuse comportant des intercalations de marno-calcaires, de brèches à silex, de microconglomérats à galets oolitiques. Le Vraconien-Albien et le Campanien supérieur-Maestrichtien y ont été datés.

Rapportée initialement au Subbétique septentrional (CHAUVE, 1968) et assimilée à l'unité d'Almarchal (DIDON, 1966), l'unité de l'Algarrobo était alors considérée comme un élément des "zones externes", tant bétiques que rifaines. La comparaison avec les flyschs du Corridor de Boyar au NE (BOURGOIS et al., 1971) conduit à lui attribuer une origine ultra-pénibétique. Aujourd'hui, BOURGOIS la

considère comme homologue des flyschs du Corridor de Boyar et d'Ubrique, d'"affinité maurétanienne" selon lui. A l'instar des autres flyschs (toujours selon cet auteur), l'unité de l'Algarrobo se présenterait donc en klippes sédimentaires au sein de la matrice des "argiles à blocs". L'unique observation personnelle des terrains de type Algarrobo dans la fenêtre de la Saucedá ne m'a pas permis d'y reconnaître des faciès maurétaniens.

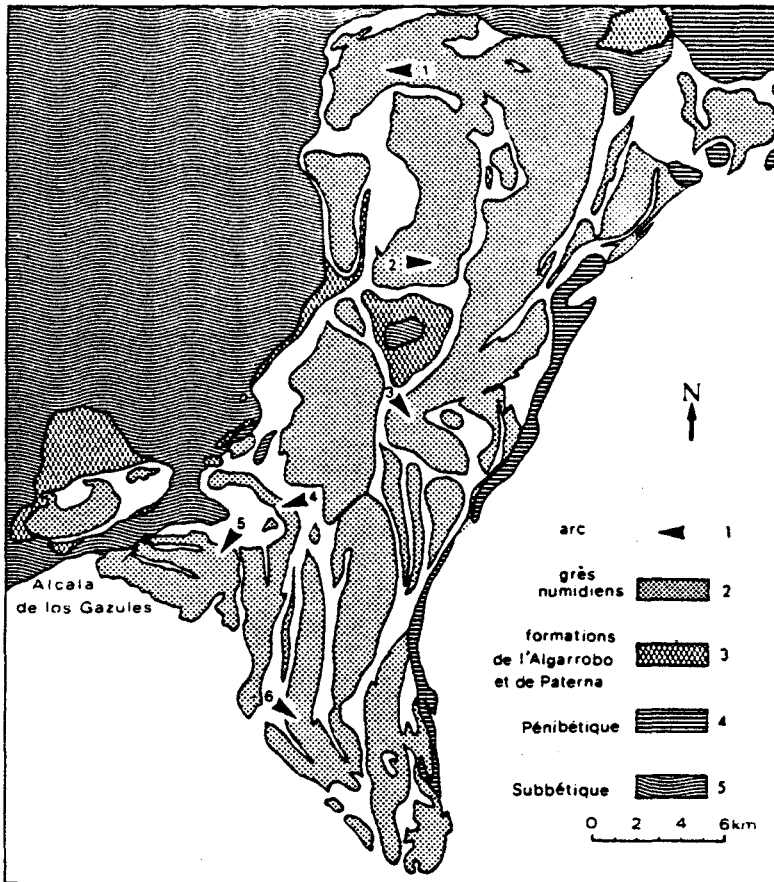


FIGURE 16
LES GRÉS NUMIDIENS
DANS LA ZONE DE
LA SIERRA DEL ALJIBE

d'après DIDON
(1972)

1 à 6 : structures tectoniques
signalées dans le texte.
Le membre infra-numidien et
le Numidien des autres zones
ont été laissés en blanc.

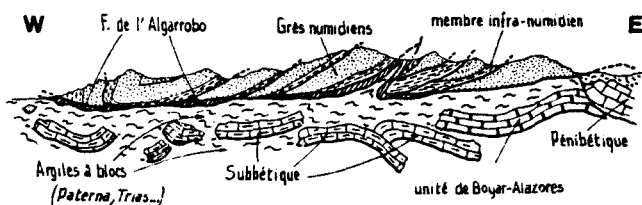


FIGURE 17
COUPE SCHEMATIQUE,
INTERPRETATIVE ET
COMPOSITE
DE LA ZONE DE
LA SIERRA DEL ALJIBE

La série de base du Numidien est représentée par le faciès Benal'za, quoique moins typique que dans la zone précédente (exemples: dépression de l'Arroyo de la Peguera - Cerro del Ferro - Rio Alberite, N de la dépression de Arnaos, W de la Sierra del Aljibe, E du Puerto de Galiz où il livre des faunes du sommet de l'Oligocène...).

Au-dessous des termes à faciès Benal'za, on n'est plus assuré d'identifier le substratum du Numidien. BOURGOIS (1978) n'apporte pas de réponse puisque tous les "blocs" de Numidien sont pour lui inclus dans les "argiles à blocs", les autres "blocs" pouvant avoir des origines très différentes. L'observation de la carte de CHAUVE (1966) suggère une autre hypothèse. On note que l'unité de l'Algarrobo et celle de Paterna p.p. figurent régulièrement en semelle sous la série numidienne et l'on ne met pas en évidence, coincés entre ces deux ensembles, de termes compris entre l'Eocène, moyen et le Burdigalien. Aussi peut-on concevoir

que la série numidienne reposait en transgression sur un ensemble de flysch dilacéré comprenant l'unité de l'Algarrobo et les calcaires éocènes, cela antérieurement aux événements tectoniques et sédimentaires postaquitaniens.

Quelques mesures d'orientation de flute-marks sur des bancs de grès renversés, entre le Puerto de Galiz et le Penon del Berrueco, indiquent une dispersion vers l'W.

Bien que les séries numidiennes de la zone du Haut-Guadarranque et de la zone de la Sierra del Aljibe ne s'opposent pas fondamentalement, leur comportement tectonique est différent. Une hypothèse, déjà avancée par DIDON, en rendrait responsable la nature du soubassement. Le Pénibétique à l'E avec ses puissantes assises calcaires jouerait le rôle d'un radier rigide, tandis que le Subbétique à l'W essentiellement marneux ne s'opposerait pas à des déformations plastiques. Dans ces conditions et sous l'effet de contraintes principales N-S, les écailles de la zone de l'Aljibe subissent des flexions ou se télescopent à leurs extrémités.

Un certain nombre de structures résultantes sont remarquables et ont été mentionnées par BLUMENTHAL (1937), CHAUVE (1968), DIDON (1966,1969), DIDON et HOYEZ (1978). Citons-en quelques unes du N au S, repérées sur la fig. 16:

- L'arc de Los Machos ou arc du Majaceite (1), à convexité nord.
- La courbure de Gallina (2), à l'E du Puerto de Galiz, à convexité nord.
- La torsion d'Hermanillas (3)
- Les angles droits à l'E d'Alcala de los Gazules (Cerro de los Regajales (4) et El Chaparro (5).
- Les flexures et décrochements au N de l'Arroyo del Jautor (écaille de l'Arroyo de la Peguera notamment (6) ...

c) La zone de la Sierra Blanquilla

Cet ensemble de massifs numidiens ne présente pas de véritable homogénéité structurale. Une image évocatrice, proposée par DIDON, pour représenter le style tectonique de cette zone est celle d' "icebergs flottant sur un océan d'argile". Ce comportement des grès numidiens est une première étape, semble-t-il, dans l'évolution vers un complexe à blocs. Néanmoins l'ordonnance mutuelle des massifs et leur direction de structuration primitive ne sont pas profondément bouleversées.

Les limites approximatives de cette zone suivent les dépressions suivantes: Rio Barbate, Laguna de la Janda, Rio Almodovar, Rio de la Jara, route de Tarifa à Algeiras, Rio Palmones- Rio de la Canas, Rio Jautor (fig. 18).

Les lames de grès numidiens s'enchaînent dans une série à dominante argileuse à microfaune pauvre (Crétacé, Eocène) et qui renferme des bancs ou des blocs calcaro-détritiques. La rareté des coupes et les franes superficielles rendent incertaine la nature des contacts: stratigraphique, tectonique ou tectono-sédimentaire. Cependant, la constance des formations qui accompagnent les grès numidiens autorise, selon moi, à les considérer comme leur substratum stratigraphique. Dans la majorité des cas, il semble exclu d'y voir un mélange de blocs issus de séries différentes et englobés dans une matrice argileuse.

c1) Stratigraphie des termes sous-numidiens

Pour la zone de la Sierra Blanquilla, on aboutit à la reconstitution suivante:

- L'Oligocène (jamais daté précisément) est formé d'argiles ou plus souvent de pélites feuilletées, rouges ou vertes. Les Tubotomaculum n'ont été reconnus qu'en quelques points (Puerto de la Rana, Arroyo de la Multa, Canada de la Cabada, El Chivalo, DIDON,1969) dans des horizons en position structurale parfois complexe. Il n'est donc pas justifié comme le fait BOURGOIS (1978) de rassembler les formations sous-numidiennes de cette zone sous le terme d'Argiles à Tubotomaculum. Un rapprochement avec les pélites de type Zinât (voir chapitre Rif) semble plus conforme à la réalité.

- L'Éocène supérieur a été reconnu en divers points, mais il est surtout bien individualisé dans les massifs méridionaux (Rio de la Miel, Haut Arroyo de la Vega, Sierra de Enmedio). Le faciès le plus fréquent consiste en des bancs de biocalcarénites relativement fines (ségrégation de foraminifères planctoniques) avec parfois une sole granoclassée à Macroforaminifères et un intervalle c bien développé. Ces bancs s'intercalent dans des pélites rouges. Un aspect typique, bien que non cantonné strictement à ce seul niveau stratigraphique, est fourni par les "calcaires chocolat". Il s'agit de calcarénites gagnées, de l'extérieur vers l'intérieur, par des solutions ferrugineuses qui ont pour effet de dissoudre les débris calcaires et de former une croûte brun rougeâtre à la périphérie. Le faciès Bena'za, atypique et livrant des faunes éocène supérieur, est cité au N (Cortijo Macote, Loma de las Hermanillas).

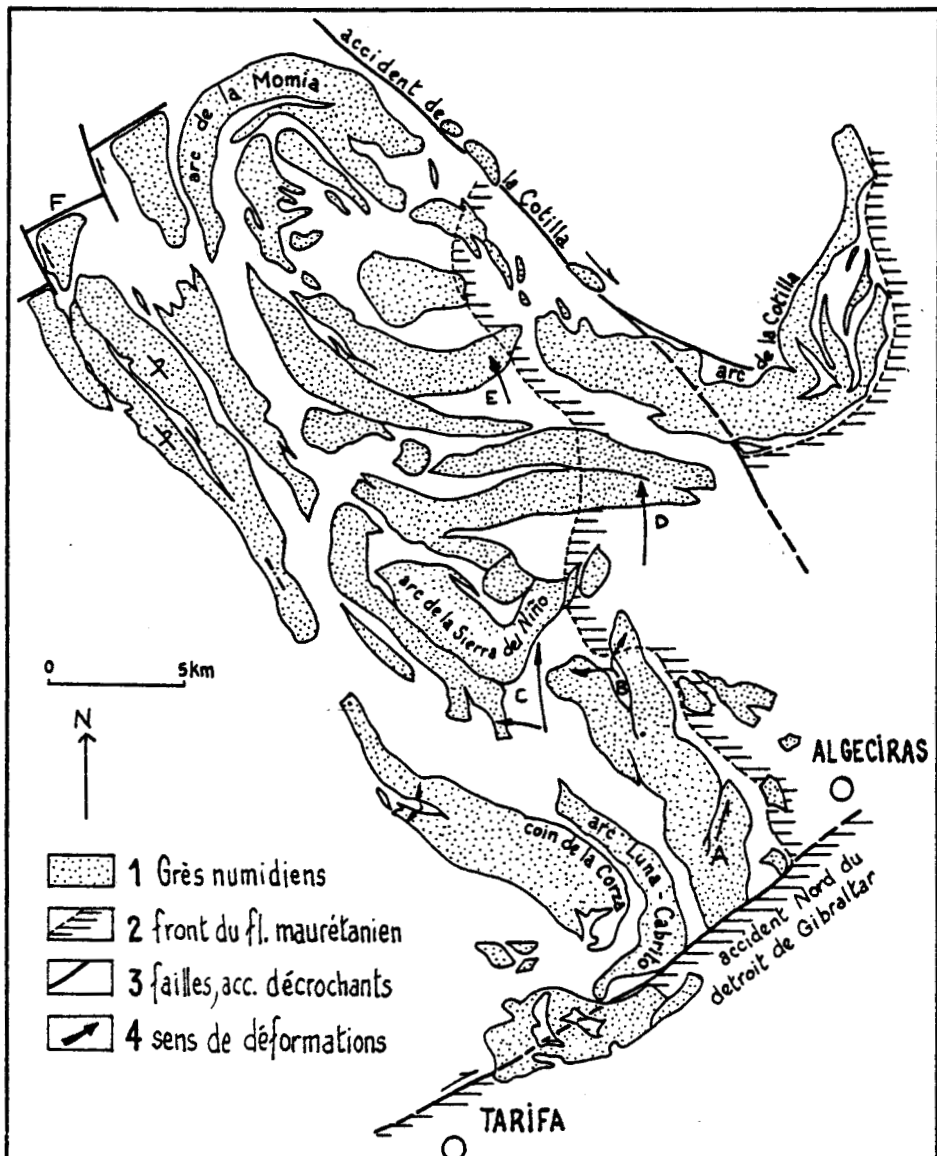


FIGURE 18 - LES GRES NUMIDIENS DANS LA ZONE DE LA SIERRA BLANQUILLA
(zone IV de DIDON, 1972)

A à F : structures tectoniques indiquées dans le texte.

Le membre infra-numidien et le Numidien des autres zones ont été laissés en blanc.

- L'Eocène inférieur et moyen est presque constamment présent. Des associations de faunes riches se rencontrent dans des marnes blanches et des calcarénites microbréchiques ou fines. Un faciès bien particulier, se développant dans l'Yprésien- Lutétien inférieur, se manifeste dans ce qu'on peut appeler l' "Eocène blanc à silex". Il est localisé le long de la bordure sud-ouest de la zone, de Benalup à la Sierra de Ojen. Cependant, il n'est pas permis de classer cet Eocène dans la série infra-numidienne car on ne l'observe jamais en continuité stratigraphique normale avec le Numidien. Seule leur liaison cartographique quasi-systématique permet d'avancer l'hypothèse que l'Eocène blanc représente bien le substratum stratigraphique de la formation numidienne, pour cette zone. La série montre des bancs d'une quarantaine de centimètres d'épaisseur de calcarénites silteuses, parfois pulvérulentes par dissolution, convolutées et à silex fréquemment blancs. Cette apparence rappelle l'Eocène du col de l'Adissa en Tunisie (ROUVIER, 1977) ou certaines séries dégradées de la formation de Polizzi en Sicile (BROQUET, 1968).

- Le Paléocène (?) ou la limite Crétacé- Tertiaire peu précisément est représenté par des bancs parfois métriques de calcaires finement détritiques et riches en quartz, à convolutes ou à "pseudo-nodules", contenant en abondance des débris de Microcodium. Ce faciès est assez ubiquiste et largement répandu dans les différentes zones.

- Le Sénonien supérieur forme un ensemble à dominante argileuse varicolore dans lequel s'intercalent des bancs calcaro-turbiditiques de nature grossière (microbrèches ou brèches à éléments de calcaires essentiellement jurassiques) ou fine (calcaires à laminations ou à convolutes riches en Globotruncana).

- Sous le Sénonien supérieur, DIDON (1969) décrit des blocs d'âges divers dans un ensemble argileux chaotique (notamment des marnes du Cénomanién inférieur, des marno-calcaires néocomiens à Aptychus, des calcaires crayeux à silex et des calcaires noduleux rouges du Jurassique supérieur). Ceux-ci sont inclus vraisemblablement dans les "argiles à blocs" burdigaliennes, mais on ne peut exclure qu'ils aient également fait partie du substratum stratigraphique du Numidien.

c2) Aspects tectoniques

La "zone de la Sierra Blanquilla" dans son ensemble, ainsi que la majorité des massifs numidiens qui la composent, possèdent un allongement moyen N140. Cette direction est la mieux définie sur la bordure sud-ouest. Une anomalie apparaît donc avec les zones précédentes qui montraient un allongement méridien.

Si l'on admet la continuité primitive entre le NW de la "zone de la Sierra Blanquilla" et le S de la "zone du Haut- Guadarranque", il faut imaginer une rotation senestre globale d'une quarantaine de degrés. Le lieu d'affrontement de ces deux zones est le siège de particularités tectoniques (fig.18):

- L'arc de la Momia, au NW, montre une torsion à 180° d'écaillés et d'anticlinaux primitifs de grès numidiens. Le cœur du dispositif est occupé par des masses de grès fortement tectonisées. A l'W, trois massifs gréseux sont sectionnés chacun par une faille rectiligne approximativement N60 (Cerro del Mirador, Cerro del Laurel, Cruz de la Negra). Il est probable qu'à l'origine ces accidents ne constituaient qu'une unique fracture (F) décalée ensuite lors de la courbure par des décrochements senestres N150, comme la tranche d'un livre que l'on plie.

- L'arc de la Cotilla, au SE, forme le pendant de l'arc de la Momia. Bien que la torsion n'y aboutisse qu'à un angle droit, elle a engendré à l'intérieur de l'arc l'écrasement des grès.

- Entre les deux arcs précédents s'étend une bande de terrains numidiens dilacérés. Des tranchées profondes lors de la réfection de la route de Los Barrios

à Alcala montraient des argiles à débit en écailles lustrées témoignant d'intenses mouvements de friction. Cartographiquement en cet endroit, le flysch d'Algesiras s'insinue au sein de la nappe numidienne (fig.18) conjointement avec des blocs de Néocomien, constituant avec les argiles encaissantes un mélange tectonique. D'après la géométrie des virgations qu'il induit, cet axe virtuel correspond à un décrochement dextre avec une composante compressive nette à l'W. Il est appelé "accident de la Cotilla" (DIDON,1973; DIDON et HOYEZ,1977).

Des anomalies secondaires affectent certains massifs. Elles se traduisent par des télescopages aux extrémités et par l'existence d'une seconde génération de rétrécissements transverse à la première. Par exemple, en suivant une ligne SSE-NNW à l'W d'Algesiras, on constate:

- Dans la Sierra del Algarrobo (fig.18, de A à B), des décrochements senestres et des courbures mineures (A), ainsi que l'écartement des deux "ailes" septentrionales (B).
- La torsion à angle droit de la Sierra del Nino (C) et son écrasement en bout.
- La rotation senestre du massif de la Majada de Las Llanadas (D), au barrage du Rio de los Palmones.
- La forme en croissants retroussés vers le N des pointes orientales de la Sierra Blanquilla (E).

La limite sud-est de la "zone de la Sierra Blanquilla" est jalonnée par un accident dextre important: l' "accident nord du détroit de Gibraltar". Celui-ci a pour effet:

- de sectionner l'extrémité méridionale de la Sierra del Algarrobo;
- de provoquer la torsion de l'arc Luna - Cabrito, entraînant à sa suite la rupture de la branche sud de la Sierra de Ojen (coin de la Corza).

Le compartiment sud est constitué essentiellement du flysch grés-micacé, décalé d'Algesiras vers Tarifa. A cheval sur les deux lèvres de ce cisaillement repose le massif de Bujo - Cabrito (série mérinide) avec une tectonique interne complexe (rotations, renversements).

La limite sud-ouest de la "zone de la Sierra Blanquilla" constitue la bordure chevauchante de la "zone littorale atlantique". Ce recouvrement s'accompagne, au N du Rio Almodovar, d'un redressement puis d'un renversement de série (il n'est pas exclu que ce renversement soit également lié à la courbure de la Momia). Sous ce chevauchement, il est probable que les grès numidiens de la "zone de la Sierra Blanquilla" se poursuivent en profondeur, en direction de l'Atlantique (fig.19 et 20). Dans ce cas, ces grès numidiens présenteraient des faciès plus externes. Une telle explication a été avancée pour justifier l'existence de grès glauconieux d'apparence Aljibe au sondage d'Almarchal (PERCONIG,1960-62; DIDON,1969; BOURGOIS,1978). Il faut alors souligner le caractère exceptionnel de ce Numidien engagé sous d'autres nappes. Cette hypothèse est reprise schématiquement dans la coupe interprétative de la fig.20.

d) La zone littorale atlantique

Topographiquement, il s'agit d'une région déprimée installée sur des terrains argileux desquels surgissent quelques massifs de grès numidiens. La difficulté réside en l'absence de coupes bien exposées permettant de définir des séries. Deux points retiennent notre attention, d'une part la structure des massifs numidiens et, d'autre part, la nature des formations encaissantes.

d1) Structure générale

L'ensemble des massifs de la Sierra de la Plata, Sierra de Salaviciosa, Sierra de Fates et Sierra de Enmedio s'inscrit dans un arc de près de 180°, de telle sorte qu'il est possible d'y voir la continuité d'une seule lame simplement tordue en plan. Cette lame est elle-même souvent écaillée longitudinalement en deux parties et le contact anormal mobilisé ensuite dans des mouvements de coulissement. A l'intérieur de cet arc, désigné sous le nom d' "arc de Bolonia" (fig. 19) affleurent quelques lambeaux de séries méridiennes d'une part (Puerto de Bolonia), et de flysch gréso-micacé d'autre part (Punta Paloma), absents à l'extérieur de l'arc. La série de base ne diffère pas fondamentalement de celle de la zone de la Sierra Blanca.

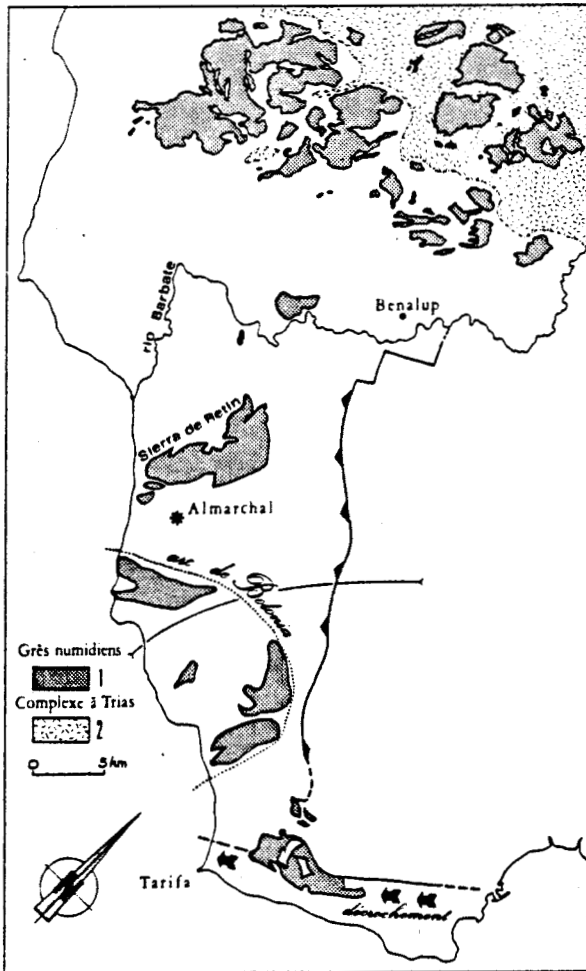


FIGURE 19

LES GRÈS NUMIDIENS
DANS LA ZONE
LITTORALE ATLANTIQUE

(zone V de DIDON)

* : Sondage d'Almarchal

Ligne SW-NE : tracé approximatif de la coupe de la fig 20

Triangles : bord chevauchant de la zone littorale atlantique.

Le Numidien des autres zones et les autres formations ont été laissés en blanc.

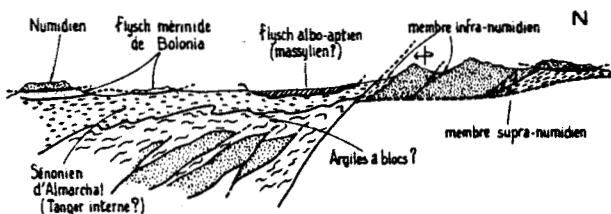


FIGURE 20

COUPE SCHEMATIQUE ET
INTERPRETATIVE DE LA
ZONE LITTORALE
ATLANTIQUE

selon le tracé de la
figure 19

La Sierra de Retin forme un massif isolé, débité par plusieurs failles. Les grès reposent stratigraphiquement sur des argiles rouges à Tubotomaculum.

Les massifs numidiens compris entre le Rio Barbate et le front Chiclana - Paterna (carte CHAUVE, 1966) sont extrêmement morcelés et n'obéissent pas à

une ordonnance structurale (bien qu'une direction moyenne SW-NE prévale à l'extérieur de l'arc de la Momia).

d2) Les séries en présence

Faute d'en reconnaître les limites exactes et les rapports, il est possible de distinguer certains ensembles sédimentaires impliqués dans la masse argileuse entourant les grès numidiens.

- 1) Les "argiles de Facinas": argiles colorées à petits bancs de quartzite vert sombre, à galettes ferrugineuses et à plaquettes microbréchiques à Orbitolines et Ammonites. Elles sont considérées comme un équivalent plus argileux du flysch albo-aptien d'Afrique du Nord (Massylien pro parte).
- 2) La "série d'Almarchal" (DIDON, 1966, 1969): série marno-schisteuse contenant:
 - ° des bancs de calcaires silteux à laminations ou convolutés;
 - ° des microbrèches à Globotruncana et à prismes d'Inocérames, riches en quartz;
 - ° des calcaires fins argileux, à silicification diffuse.

Trois hypothèses partagent les auteurs:

- a) elle constitue la suite des "argiles de Facinas" avec lesquelles elle forme l' "unité d'Almarchal" (DIDON, 1969);
- b) elle représente à elle-seule une unité indépendante (unité d'Almarchal, in DIDON et al., 1973), comparable à l'unité de Tanger interne (faciès interne des zones externes marocaines);
- c) elle est composite et juxtapose des éléments massyliens (flysch) à d'autres d'appartenance tangeroise (sédiments de plate-forme externe ou de talus).

Les conditions d'affleurement en Andalousie ne permettent pas d'argumenter sérieusement le débat. La position retenue ici penche en faveur de la troisième hypothèse: les faciès "Tanger interne" à calcaires siliceux étant présents au N de Tarifa et au coeur de l'arc de Bolonia, le flysch à microbrèches prédominant ailleurs (figuré 8c de la carte de DIDON, 1972).

Le recouvrement probable des "argiles à blocs" par la "série d'Almarchal" (zone externe rifaine) a pu s'être réalisé tardivement, lors de la phase de rapprochement N-S (DIDON et HOYEZ, 1977). Il reste localisé à l'extrémité sud de la péninsule andalouse.

d3) Les "argiles à blocs"

Dans la dépression empruntée par le cours moyen du Rio Almodovar (carte DIDON, 1972), puis par le canal d'assèchement de la Laguna de la Janda, ainsi que très largement à l'W du Rio Barbate apparaissent des argiles écailleuses vertes et rouges renfermant des blocs (Trias et Néocomien subbétiques, copeaux de flysch massylien, Eocène pouvant appartenir à la série de base numidienne, grès numidiens eux-mêmes...).

Antérieurement, ces argiles étaient rapportées soit à l'unité de Paterna, soit à la série de base des grès de l'Aljibe (CHAUVE, 1968). La conception actuellement développée (BOURGOIS, CHAUVE et DIDON, 1973), et que j'adopte pour ma part, considère qu'il s'agit d'un complexe de résédimentation.

A l'origine de cette formation chaotique, il est en effet possible d'imaginer un écoulement sous-marin d'argiles foisonnantes sur des pentes mobiles. Le matériau doit être issu de séries essentiellement argileuses, par exemple la série de base crétacé- oligocène du Numidien, ou le flysch massylien, ou encore les argiles bariolées du Trias susceptibles de communiquer leurs teintes vives. Les niveaux durs sont progressivement déchaussés de leur encaissant et sont entraînés à l'état de blocs. La mécanique est essentiellement gravitaire et

s'exerce en présence d'une phase aqueuse sur un sédiment soit finement dissocié, soit ayant un comportement fluide ou pâteux.

Aucune faune contemporaine du phénomène n'est récoltée en affleurement. Avec vraisemblance, BOURGOIS (1978) assimile aux "argiles à blocs" les niveaux à Globigerinoides trilobus cités par PERCONIG (1960-62) au sondage d'Almarchal. Ces anciennes déterminations sont à prendre avec réserve (certains échantillons à G. trilobus étant qualifiés d'Eocène !). Si elles étaient confirmées, elles impliqueraient, au niveau du détroit, une accumulation considérable (supérieure à 2500 m) de lames tectoniques prises en sandwich dans un complexe de resédimentation. La comparaison vient à l'esprit avec les bassins molisan et adriatique en Italie où le phénomène est parfaitement connu.

e) La zone du Rio Guadiaro

Cette zone (fig.21) est en grande partie occupée par le flysch grés-micacé et le Numidien n'y figure que de manière subordonnée. Encore faut-il distinguer un Numidien authentique de formations resédimentées vraisemblablement à partir de celui-ci. Selon leur type de gisement, les grès sont regroupés dans l'un des trois ensembles suivants:

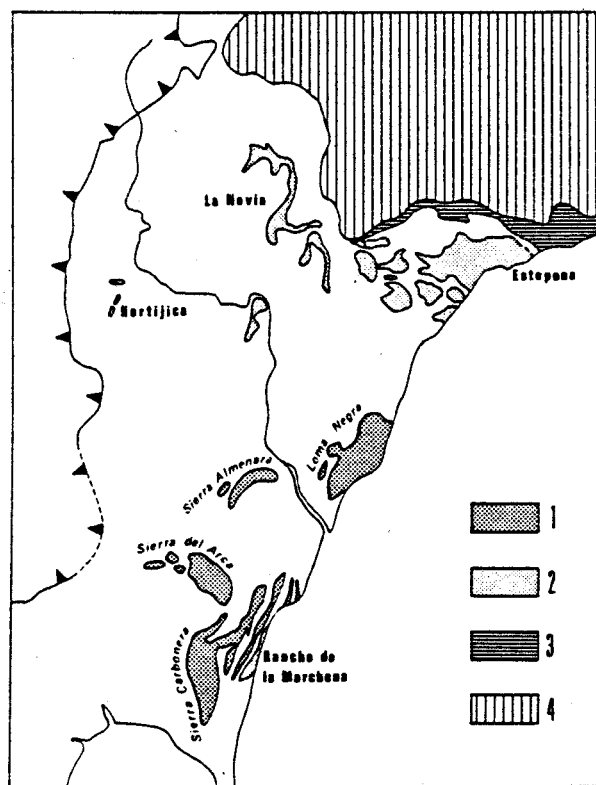


FIGURE 21

LES GRÈS NUMIDIENS DANS LA ZONE DU RIO GUADIARO

d'après DIDON
(1972)

Triangles : bord chevauchant de la zone du Haut-Guadarranque.
Le Numidien des autres zones et le substratum du Numidien ont été laissés en blanc.

e1) Des massifs kilométriques de Numidien

Ils sont localisés à proximité du littoral, entre San Roque et Manilva, et composent la Sierra Carbonera, la Sierra del Arca, la Sierra Almenara et la Loma Negra (fig.21). Leur série de base est rarement bien exposée mais semble être constituée de pélites rouges associées au faciès Beni'za. Ces klippes de Numidien ont vraisemblablement progressé de manière autonome et ne constituent pas des résidus d'érosion d'une grande nappe unique. On constate en effet des variations notables des directions structurales autour d'un axe méridien moyen. Des renversements de série s'observent dans la Sierra Carbonera et la Loma Negra. De plus, certains massifs présentent des courbures et des failles décrochantes qui indiquent un raccourcissement transverse aux plis primitifs.

e2) Des blocs décamétriques

En dehors de la région précédente, ce type de gisement est fréquent à proximité de la bordure SW des zones internes (pro parte figuré Nn de la carte de DIDON et al., 1972). Aucune orientation structurale préférentielle n'y a été remarqué. Ces blocs apparaissent conjointement avec d'autres blocs de nature et d'âge différents dans une série de "fond" de pélites grises et de grès ternes (voir troisième type). Des coupes fraîchement excavées sur la route de Manilva à Gaucin, près de Pelliscoso, permettaient de relever des successions sédimentaires conformes au Numidien-type, telles que celle représentée sur la fig.22.

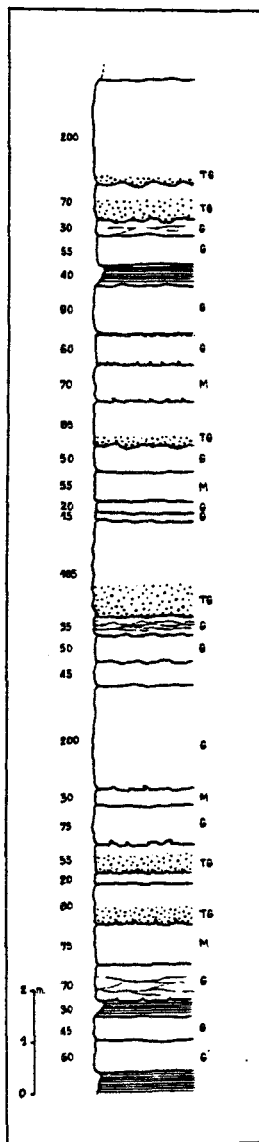


FIGURE 22

DETAIL DE COLONNE SEDIMENTAIRE
AU SEIN D'UN PAQUET DECAMETRIQUE
DE GRES NUMIDIEN

On remarque que chaque unité sédimentaire, de l'ordre de 50 cm à 1 m, est généralement soudée à la précédente selon un contact ravinant. Des flute-marks et des structures en flammes se dessinent à la base de certains bancs.

Le granoclassement est fréquent. La granulométrie est variable, allant du grain moyen (M), à grossier (G) ou très grossier (TG) c'est-à-dire de la taille du gravier (4 mm).

Les teintes sont vives: jaune clair ou blanches avec des croûtes ferrugineuses.

Les argiles, de teinte grise, sont peu développées entre les bancs de grès.

e3) Des bancs resédimentés en partie à partir du Numidien

Ce type se distingue d'abord du précédent par l'aplatissement des niveaux gréseux (rapport épaisseur/longueur d'affleurement inférieur à 0,1). En second lieu, les grès sont fréquemment recouverts d'une croûte ou d'une patine brunâtre terne. Dans le détail, il n'est pas possible de définir un type pétrographique constant. Ils reproduisent parfois mimétiquement l'aspect du Numidien, en d'autres cas ils s'en différencient par les caractères suivants:

- Intercalations argileuses entre les bancs de grès (barres rarement supérieures à 10 m).
- Empilement en unités sédimentaires décimétriques à métriques, communément granoclassées.
- Adjonction d'impuretés non-quartzeuses (pellicule argileuse enveloppant les grains, silt carbonaté, glauconie, rares débris de foraminifères ou de schistes, etc...).

Leur parenté d'aspect avec les grès authentiquement numidiens suscite l'alternative suivante: soit qu'il représentent un équivalent latéral du Numidien, soit qu'ils dérivent de son remaniement. Une autre possibilité qu'il s'agirait d'un niveau particulier, à la base ou au sommet des grès numidiens, est à écarter

catégoriquement. La coexistence toute proche avec des blocs qui, selon toute vraisemblance, sont intacts et non recomposés (type précédent) milite en faveur de la seconde hypothèse. OLIVIER (1984) est d'un avis contraire, s'appuyant sur les données paléontologiques plus que sur le contexte sédimentologique.

Nous admettons ici que nous sommes en présence d'un des faciès d'un complexe de resédimentation, à rattacher au "Néonumidien" de BOURGOIS.

La distinction de quatre formations a été faite:

- Les grès du Cerro de la Novia (DIDON, 1969), proches des grès de l'Aljibe, bien cimentés mais glauconieux et impurs.
- Les grès du Rancho de la Marchena, affleurant sous la forme de bandes méridiennes sur le littoral au N de La Linea (voir également la coupe du Cortijo de Las Aguzaderas, DIDON, 1969). Ils se distribuent en bancs métriques au sein de pélites dominantes (exemple de la coupe de la fig.23).

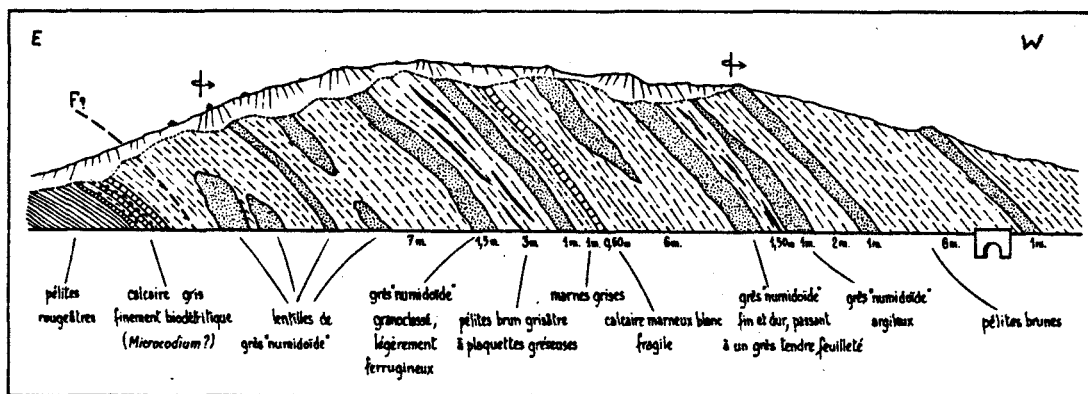


FIGURE 23

COUPE DE LA NOUVELLE ROUTE D'ACCES A LA MER AU N DE LA LINEA

- Les grès d'Hortijica, regroupant des faciès décrits autour de Marchenilla au SE de Jimena par BOURGOIS, CHAUVE et DIDON (1973). Dans ce secteur, au sein d'une sédimentation de coulées boueuses, sont rassemblés d'une part, des paquets d'un Numidien déconsolidé et, d'autre part, des bancs (fig.24) recomposés essentiellement à partir de sable numidien mélangé à des débris bioclastiques (dont *Miogypsina*).

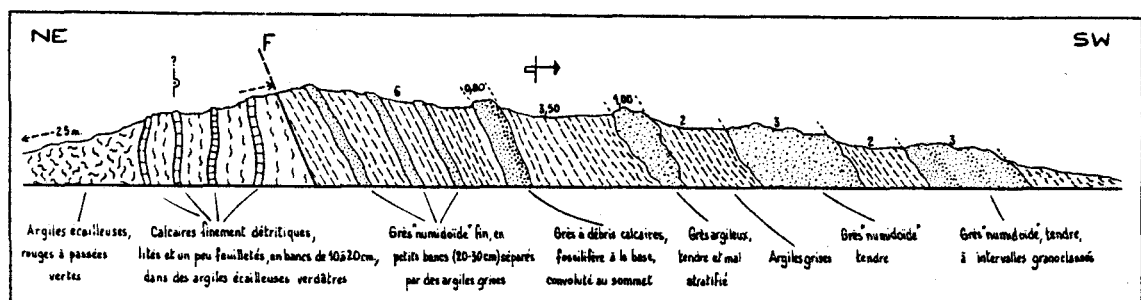


FIGURE 24

COUPE D'HORTIJICA AU SE DE JIMENA

- Les grès du flysch d'Estepona (DIDON, 1969), grossiers et patine brunâtre, souvent impliqués dans des "slumpings". Ils se sédimentent dans un complexe riche en blocs.

Vraisemblablement parmi ces blocs, il existe des panneaux d'un flysch gréseux à silexites, appelé flysch de l'Arroyo de Enmedio, dont j'ai relevé la séquence-type (fig.25).

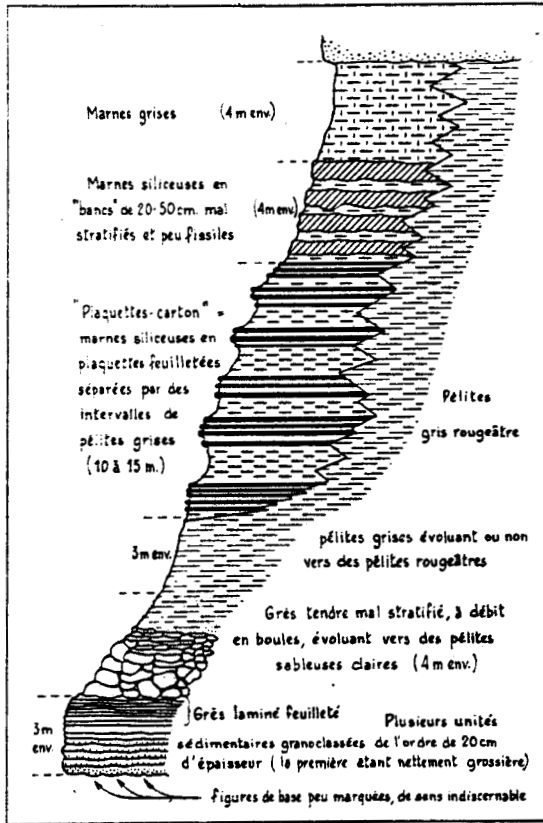


FIGURE 25

SEQUENCE SYNTHETIQUE
DEDUITE DE PLUSIEURS COUPES
DANS LE FLYSCH
DE L'ARROYO DE ENMEDIO

-LOTISSEMENT COROMINAS-
A L'W D'ESTEPONA

En résumé, la zone du Rio Guadiaro se caractérise par sa grande hétérogénéité au niveau du Numidien ainsi qu'il vient d'être montré, mais cela est valable pour d'autres séries. Il s'avère illusoire de tenter d'analyser la géométrie des superpositions élémentaires et il convient de ne retenir qu'une logique d'un ordre supérieur, celle de la formation à blocs. La fig.26 résume très schématiquement les phénomènes tectono-sédimentaires décrits dans cette zone.

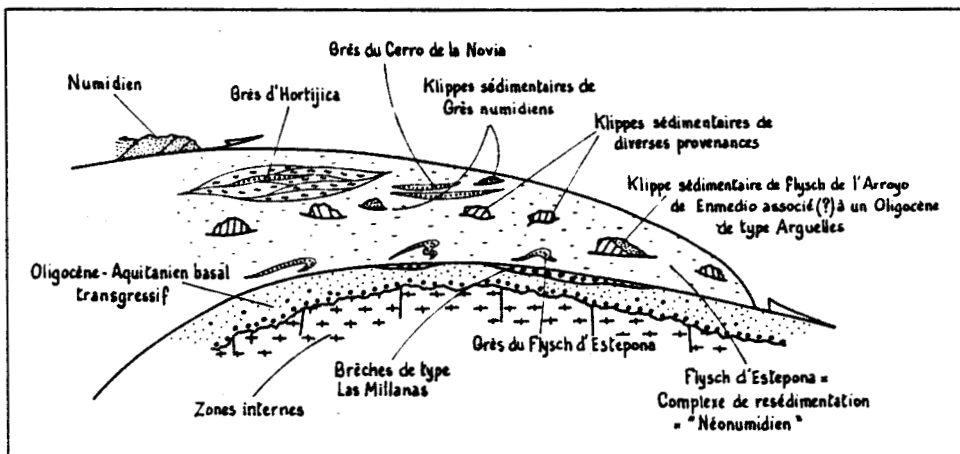


FIGURE 26

COUPE SCHEMATIQUE, INTERPRETATIVE ET COMPOSITE
DES FORMATIONS RESEDIMENTEES
DANS LA ZONE DU RIO GUADIARO ET SUR LE BORD DES ZONES INTERNES

2) Le flysch gréséo-micacé d'Algésiras

Le nom de "flysch d'Algésiras" est donné à un ensemble détritique gréséo-micacé qui constitue le dernier terme d'une série, continue du Crétacé supérieur à l'Aquitarien, impliquée dans l' "unité tectonique d'Algésiras" (DIDON, 1969). Il est synonyme du "flysch gréséo-micacé" que nous avons déjà évoqué. Son extension sur les rives méditerranéennes du détroit de Gibraltar et la qualité exceptionnelle de la coupe classique de la "Punta del Carnero", au S d'Algésiras, méritent une analyse détaillée. Les meilleurs affleurements sont décrits dans DIDON (1969) et des études sédimentologiques spécifiques ont été réalisées par PENDON (1974) et PENDON et POLO (1975).

a) La coupe de la Punta del Carnero

La série de la Punta del Carnero (fig. 27) est présentée, à titre de référence, pour définir les principaux caractères stratigraphiques, pétrographiques et stratonomiques des flyschs gréséo-micacés.

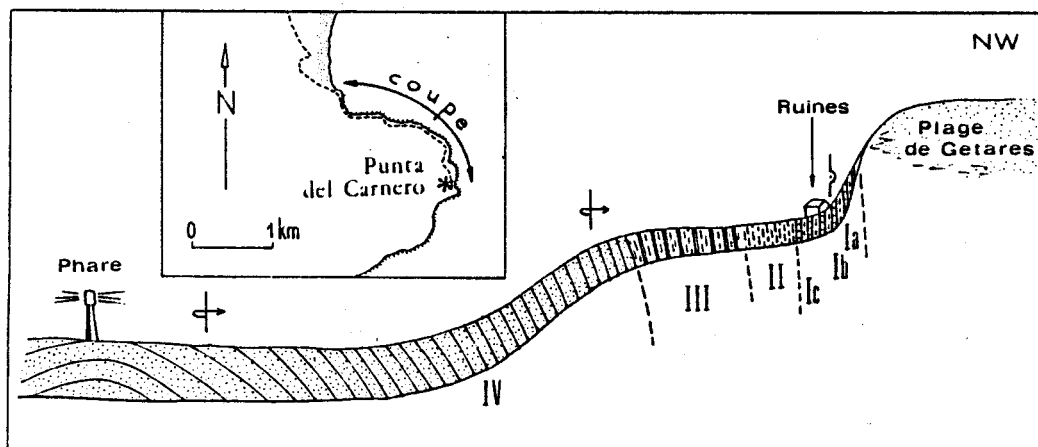


FIGURE 27 - VUE SCHEMATIQUE DES FALAISES DE LA PUNTA DEL CARNERO

- Légende -

- Niveau Ia (35 m) : Calcarénites fines, plus ou moins gréseuses, à fine lamination, en bancs de 5 à 25 cm (moyenne 10 cm), intercalées dans des pélites rougeâtres (Lutétien).
- Niveau Ib (5 m) : Pélites rougeâtres à rares plaquettes calcaires.
- Niveau Ic (25 m) : Grès calcaireux rougeâtres, en bancs décimétriques à structure interne de déplacement de rides et à face supérieure souvent garnie d'empreintes dendroïdes, alternant avec des pélites rougeâtres ou plus rarement verdâtres (Eocène supérieur).
- Niveau II (60 m) : Flysch pélitique rougeâtre, à rythmes occultes ou très minces (plaquettes, différences de coloration ou de dureté...).
- Niveau III (225 m) : Flysch gréséo-pélitique en petits bancs (épaisseur des bancs voisine de celle des interbancs de l'ordre de 10 cm). Evolution générale au cours du temps vers un épaissement des bancs aux dépens des interbancs et vers une disparition des teintes rouges. Pistes dendroïdes.
- Niveau IV (supérieur à 800 m) : Flysch gréséo-micacé sensu stricto.

Le flysch grés-micacé s.s. s'organise autour d'un motif séquentiel d'ordre décimétrique (moyenne 25 m, écart-type 11 m), répété une trentaine de fois au moins dans la coupe du rivage (fig.28). Trois groupes de faciès, notés ici A, B et C, s'y succèdent habituellement:

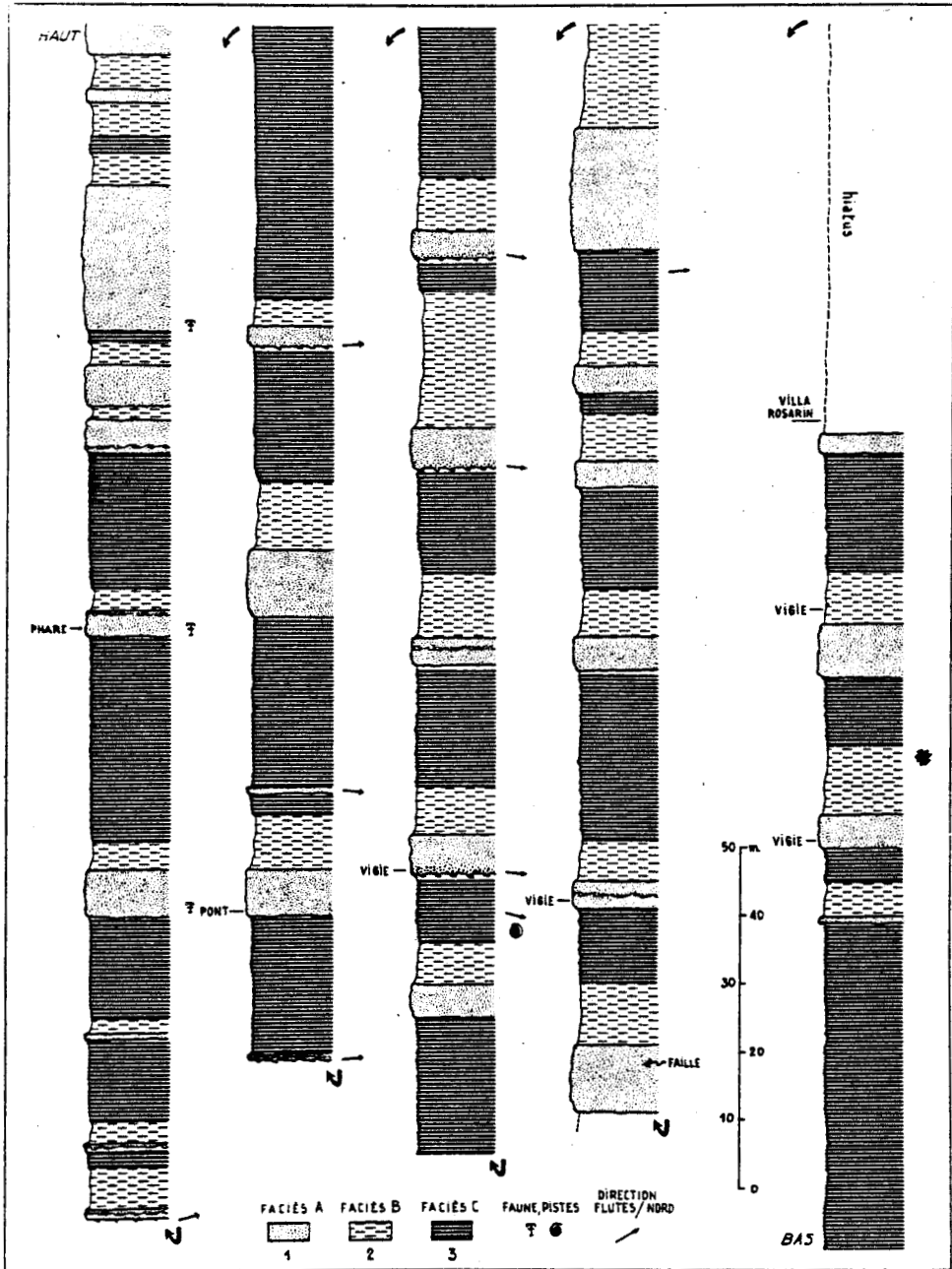


FIGURE 28 - COLONNE STRATIGRAPHIQUE DU FLYSCH GRESO-MICACE A LA PUNTA DEL CARNERO

Faciès A

Gros banc (moyenne 6 m, écart-type 4 m) de grès calcaire. Le type pétrographique entre dans le champ des arénites lithiques. Les fragments remaniés sont constitués de quartz, micaschistes, fossiles (Algues calcaires, Foraminifères benthiques), calcaires silicifiés, muscovite, biotite, plagioclases, grenats, tourmaline. L'indice d'évolution du matériel est très faible, indiquant vraisemblablement une source d'alimentation assez proche, de type

métamorphique, associée à des accumulations organiques de plate-forme. La sole du banc présente ou non des empreintes d'affouillement (flute-marks pouvant atteindre 40-50 cm de long). La structure interne est rarement massive et se décompose plus généralement en un empilement d'unités sédimentaires granoclassées soudées les unes aux autres. Par ailleurs, un granoclassement d'ordre supérieur affecte l'intégralité du banc.

D'après ces structures, le banc serait la résultante d'une succession de courants de turbidité dont l'énergie de flux appartiendrait principalement au régime d'écoulement inférieur de SIMONS et RICHARDSON (bed-form: lamination plane, ripples et convolutes), plus rarement au régime d'écoulement supérieur (absence de lamination et lamination plane de l'intervalle b de BOUMA). Certaines barres gréseuses du sommet de la série indiquent clairement qu'une période de quiescence séparait le dépôt de chaque unité sédimentaire élémentaire, ce dont témoigne l'installation de terriers verticaux entre deux unités successives.

Faciès B

Marnes grises, plus ou moins silteuses et micacées (épaisseur moyenne 6 m). Ce faciès est nettement lié au précédent, la transition s'effectuant par des siltstones à débit feuilleté.

Faciès C

Ensemble rythmique à motif binaire : grès fins bien stratifiés - pélites brunes parfois marneuses, d'ordre décimétrique à métrique (bancs de grès 10 à 40 cm).

La base des bancs montre fréquemment soit des traces mécaniques (figures d'impact, rayures, boursouflures de charge, flutes de petite dimension...) soit des traces d'activité biologique multiples du faciès à Nereites de SEILACHER (Spiroraphe, méandriiformes...). La structure interne des bancs est de type laminé ou à "déplacement de rides".

Ce faciès qui occupe en moyenne la moitié de la séquence majeure peut correspondre à une sédimentation de turbidites distales ou de tractionites.

b) Signification physiographique du flysch d'Algerias

Si l'on tente la comparaison avec la sédimentation actuelle dans les mers et les océans, le siège de la sédimentation turbiditique est surtout localisé dans les plaines abyssales (HORN et al., 1970, 1971), les prismes de relèvement continental et les cônes sous-marins profonds.

Une première analogie peut être recherchée avec les cônes sous-marins profonds qui montrent des empilements détritiques remarquables, contenant en particulier des turbidites grossières. Telle est la démarche de PENDON et VERA (1975) qui proposent pour le "flysch de la Punta Carnero" une situation de cône externe. Depuis 1970 environ, des études diverses ont essayé de modéliser la morphologie des "cônes sous-marins profonds" et les dépôts qui se rapportent à chacune de leurs parties (par exemple RICCHI LUCCHI, 1978). Une confrontation entre cônes actuels, bien repérés mais dont seule la surface est reconnue (carottage à piston, sismique) et certains appareils fossiles, largement exposés mais assimilés hypothétiquement à des cônes sous-marins, a donné lieu à un modèle que l'on peut résumer par un schéma (fig.29):

- un cône interne ou supérieur (inner ou suprafan), traversé par une vallée principale bordée elle-même par des vallées latérales;
- un cône moyen (midfan) parcouru par des chenaux distributifs;
- un cône externe ou inférieur (outer ou lower fan) qui constitue un système progradant avec des "lobes de dépôt" à profil longitudinal convexe vers le haut. Ces lobes se confondent vers l'extérieur avec les fonds de la plaine abyssale.

Cette physiographie entraîne certaines conséquences:

- L'accumulation sédimentaire n'est pas uniforme; elle est maximale dans la partie externe du cône, au débouché des chenaux distributifs.
- Les courants de turbidité sont chenalisés sur leur parcours, ce qui empêche la dissipation rapide de leur énergie.
- Au cours du temps, la géométrie du réseau distributif évolue: des chenaux s'ouvrent, se déplacent, puis sont abandonnés.

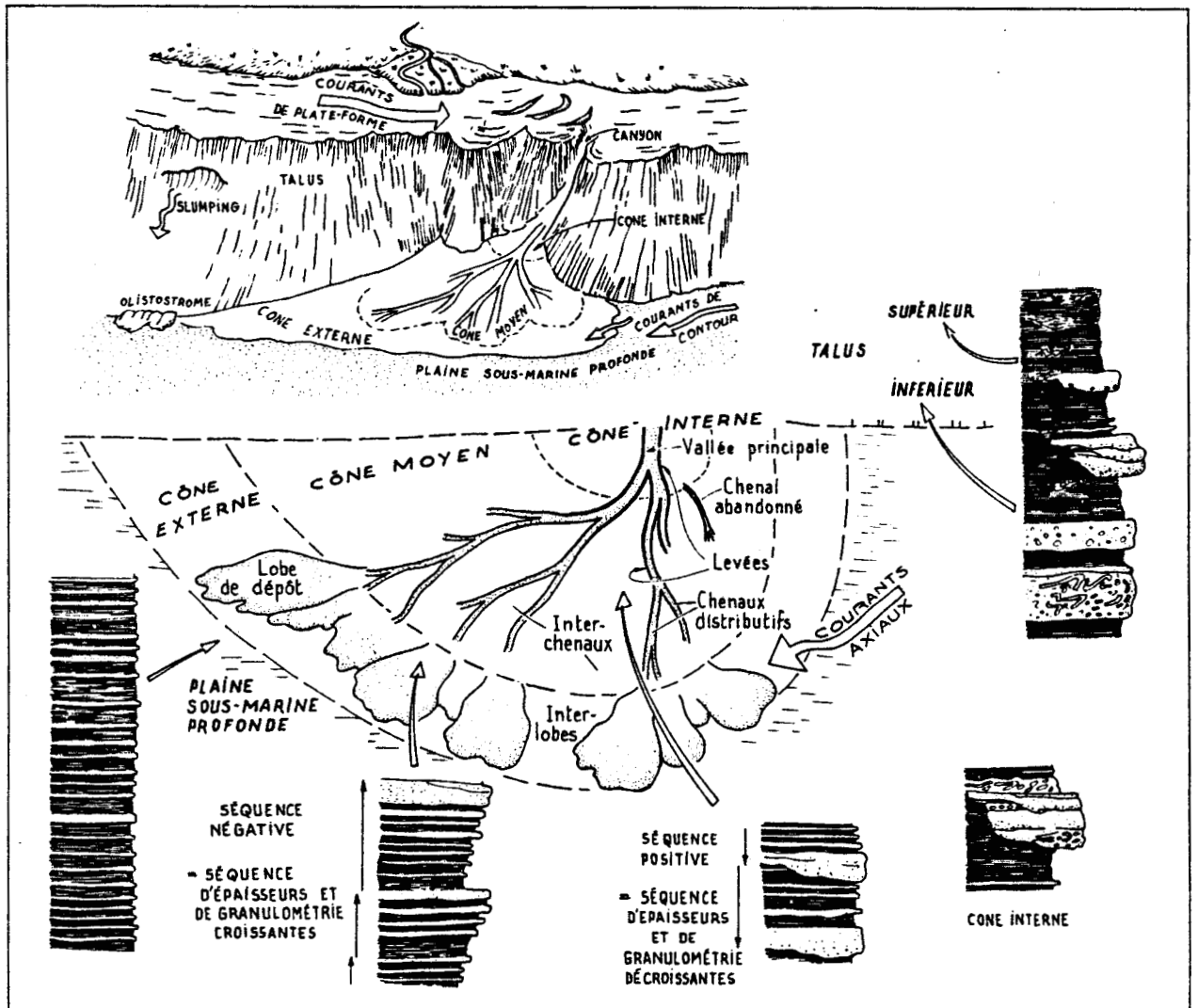


FIGURE 29 - CARACTERISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES ET SEDIMENTAIRES
DES CONES SOUS-MARINS PROFONDS
(modifié d'après MUTTI et RICCI LUCCHI, 1972)

- Des types de dépôt différents sont engendrés selon que l'on se situe sur l'axe de transfert ou latéralement par rapport à celui-ci. Ainsi les chenaux sont traversés par des dépôts de forte énergie (conglomérats de suprafan, sables grossiers de midfan), tandis que les interchenaux ne reçoivent qu'une fraction fine du nuage turbiditique qui déborde des levées ainsi que les sédiments fins balayés par les courants de contour.
- Selon le modèle développé par MUTTI et RICCI LUCCHI (1972), des unités séquentielles opposées caractérisent les zones chenalisées et les lobes de

dépôt. Les zones chenalisées montrent en effet des cycles d'épaisseurs et de granulométrie décroissantes ("fining and thinning upward cycles") alors que les lobes de dépôt réalisent des cycles d'épaisseurs et de granulométrie croissantes ("coarsening and thickening upward cycles"). Ces séquences sont encore qualifiées de positive et négative.

Un tel modèle peut-il s'appliquer à la série d'Algesiras ?

- Les niveaux du Crétacé supérieur, Paléocène, Eocène- Oligocène inférieur (niveaux I et II de la fig. 27) sont fondamentalement argileux et les bancs de turbidites calcarénitiques représentent vraisemblablement des épisodes rapides et brutaux liés à une activité tectonique. En dehors de ces crises qui se traduisent en épaisseurs de quelques mètres à quelques dizaines de mètres au plus, la sédimentation reste fine et les apports faibles. La microfaune est pratiquement absente ou réduite à des formes arénacées; quelques Foraminifères brisés et corrodés se rencontrent dans des niveaux marneux clairs "saumon" attribuables à des hémipélagites. Ce type de sédimentation peut être parallélisé avec les dépôts de plaine abyssale ou de base de talus.
- Le flysch d'Algesiras proprement dit (Oligocène supérieur- Aquitanien) amorce une période d'accumulation forte et entretenue ainsi qu'un bouleversement dans la nature des apports qui, de calcaro-détritiques, deviennent quartzo-détritiques. Ce changement de régime accompagne t-il une modification profonde de la géométrie du bassin récepteur ? Selon PENDON et VERA (1975), il y correspond un passage de milieu de plaine sous-marine à un milieu de "cône externe", cette assertion étant soutenue du fait de l'existence de séquences négatives et des faciès C, D et E de MUTTI et RICCI LUCCHI.

Pour ma part, n'ayant pas analysé le flysch d'Algesiras avec autant de détail que les chercheurs espagnols, mes conclusions peuvent paraître moins fondées. J'insiste cependant sur les remarques suivantes

- a) Le rythme décamétrique (barre massive tous les 25 mètres environ) ne reçoit pas, à mon sens, d'explication satisfaisante dans PENDON et VERA (1975) et PENDON (1978). En effet, le banc qualifié ici de faciès A est considéré par ces auteurs comme le banc sommital d'une séquence négative. Or, c'est faire peu de cas des profondes différences qui l'opposent aux bancs de faciès C. Selon moi, on ne peut voir l'enchaînement suivant: épaissement régulier des bancs à faciès C jusqu'au banc A. La discontinuité principale se situe à la base de A et non au sommet de A.
- b) Des "cycles d'épaisseurs et de granulométrie croissantes" apparaissent effectivement dans la série, mais ils se manifestent dans des tronçons à "bancs d'ordre décimétrique".
- c) La succession des faciès A et B, clairement liés entre eux, correspond globalement et malgré les récurrences à une séquence positive. La base est formée d'unités sédimentaires à granulométrie grossière (fragments lithiques, foraminifères) et de forte énergie (flute-marks, contacts ravinants...). Vers le haut, les unités sédimentaires acquièrent des structures de "bed-form" de moindre énergie (ripples, convolutes, lamination plane). Il est vraisemblable que le faciès B lui-même est en partie composé de turbidites à forte charge argileuse. Ainsi sur la même verticale, se succèdent des séquences antinomiques, positives et négatives, dont la lithologie n'est par ailleurs pas strictement semblable. Dans de telles conditions, il n'est pas rigoureux de transposer sans amendement le modèle élémentaire des "cônes sous-marins profonds".

Deux hypothèses sont donc ici proposées pour satisfaire aux caractéristiques séquentielles. L'une envisage deux processus différents de mise en place des turbidites, l'autre lie la diversité des faciès turbiditiques aux migrations latérales des chenaux.

Première hypothèse:

Des anomalies dans l'épaisseur et la granulométrie de turbidites déposées en ambiance de plaine sous-marine profonde s'observent dans des formations d'âge et de localisation géographique différents. Par exemple, la formation dite "Marnoso-Arenacea" des Apennins septentrionaux, considérée comme d'un milieu de bassin profond (1000- 3000 m, selon RICCI LUCCHI, 1978) avec des faciès D2-D3 (MUTTI et RICCI LUCCHI, 1975), montre des bancs d'épaisseur exceptionnelle, dits de "type Contessa", dont la continuité latérale se vérifie sur plus de 100 km.

De la même manière dans le flysch d'Alger, un processus différent pourrait être à l'origine:

- d'une part, des turbidites en bancs minces qui témoignent d'une activité "normale" d'interférence entre la sédimentation de plaine profonde et de celle de lobes progradants;
- d'autre part, de successions turbiditiques épaisses régies par un mécanisme plus exceptionnel (climatique, ou plus vraisemblablement tectonique).

Cette seconde catégorie ne participe pas à la construction normale et progressive des édifices de bas de talus (prismes, cônes sédimentaires) mais à un envahissement et à un nappage continu du fond sous-marin.

La composition du matériel (mélange de sable lithique et de grands foraminifères) suggère qu'avant de s'écouler par courant de densité, la masse sédimentaire considérable a dû se concentrer en amont sous forme de placers. Ces derniers peuvent être des bassins de plate-forme ou des "terrasses" tectoniques comme celles qui se développent actuellement sur le versant interne de certaines grandes fosses (Japon, Chili, Aléoutiennes...). En réponse à des sollicitations tectoniques, les banquettes qui colmatent ces réservoirs sédimentaires sont détruites et le contenu se déverse dans la fosse adjacente. Le curage intensif d'abord puis se ralentissant se traduit par une séquence turbiditique d'énergie décroissante, s'achevant par des turbidites ou des tractionites à charge argilo-carbonatée donnant le faciès B. Les mesures de paléocourants n'indiquent pas de divergence significative entre les diverses catégories de turbidites. Le massif de la Punta del Carnero, renversé et pivoté d'après l'analyse structurale, est inutilisable pour la cartographie des paléocourants réels. D'autres coupes dans un contexte tectonique plus simple montrent que la géométrie et surtout l'allongement du bassin récepteur conditionnent fortement la déflexion (dextrogyre dans ce cas) des courants de turbidité.

Seconde hypothèse

Les études menées par MUTTI (1977) sur les turbidites éocènes du flysch d'Hecho dans les Pyrénées ont permis de reconnaître des variations latérales de faciès dans des portions chenalisées de cône sous-marin.

Nous retiendrons ici quatre des distinctions opérées par cet auteur:

- le faciès d'axe de chenal,
- le faciès de marge de chenal,
- le faciès de levée,
- le faciès d'inter-chenal.

Les caractères sédimentaires de ces faciès peuvent être brièvement résumés:

- **Faciès d'axe de chenal:** grossier, en bancs épais, séquences positives, ravinement à la base du chenal.
- **Faciès de marge de chenal:** bancs minces, grès fins à lamination de courant ou siltstones, surfaces de stratification souvent indistinctes, bancs souvent coalescents.
- **Faciès de levée:** pélitique (mudstone) avec intercalations minces de grès fins ou de siltstones, slumping parfois.

- Faciès d'inter-chenal: plus abondant en volume que les autres faciès, grès en bancs minces et pélites (rapport 1/2), séquences Tde ou Tce les plus fréquentes.

A la périphérie du cône moyen, les chenaux, peu profonds et pourvus de levées basses, possèdent un cours assez divagant qui migre latéralement dans le temps ou qui est abandonné.

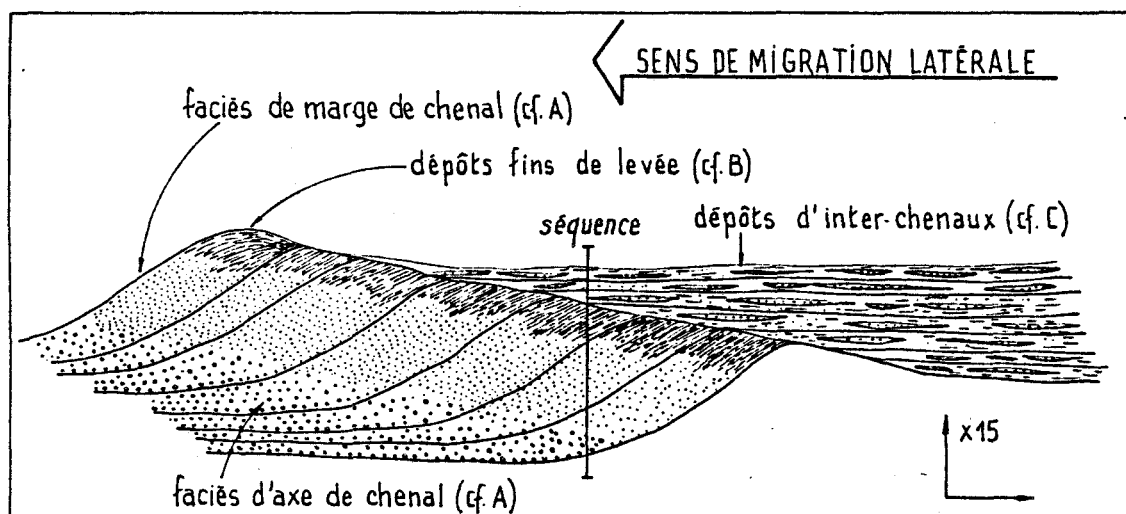


FIGURE 30 - INTERPRETATION DE LA SEQUENCE PAR MIGRATION DE CHENAL

A partir de la zonation transversale de MUTTI, on peut reconstituer de manière théorique une séquence se développant par accréation latérale lors de la migration d'un chenal (fig.30). Dans des conditions de conservation du profil transversal, il existe un flanc qui se comble tandis que le flanc opposé a un caractère essentiellement érosif.

Cette séquence théorique présente une grande similitude avec la séquence du flysch gréséo-micacé, ainsi:

- les faciès d'axe de chenal et de marge sont équivalents au faciès A,
- le faciès de levée correspond au faciès B,
- le faciès d'interchenal correspond au faciès C.

La succession de faciès est liée à l'évolution des conditions hydrodynamiques locales:

- 1) Les sables grossiers du faciès A se déposent dans un courant confiné (chenal).
- 2) Du fait de la translation latérale de l'axe d'énergie maximale, les courants turbulents sont moins forts et plus dilués. Les séquences turbiditiques sont de plus en plus tronquées (partie supérieure du faciès A).
- 3) Les levées ou banquettes latérales ne reçoivent que la partie la plus fine du nuage turbiditique (faciès B).
- 4) Entre les chenaux, des turbidites en bancs minces (faciès C) peuvent être engendrées par la rupture ou le débordement local de levées et l'étalement des lobes mineurs.

En résumé, la partie supérieure de la coupe de la Punta del Carnero (niveau IV) marquerait le passage dans la zone chenalisée d'un cône profond (ou de plusieurs cônes coalescents). Le niveau III représenterait l'étape antérieure du cône externe.

Parmi les deux hypothèses avancées, la seconde me paraît la plus vraisemblable car elle ne fait pas appel à des causes anormales, c'est-à-dire à des événements tectoniques exceptionnels. Elle s'inscrit dans le cadre normal de l'évolution d'un prisme sédimentaire.

c) Caractères de proximalité dans le substratum du flysch grés-micacé

Excepté en bordure du littoral, les conditions d'affleurement du flysch maurétanien sont relativement médiocres dans la zone du Rio Guadiaro. Les coupes complètes sont donc peu nombreuses.

Un autre fait est venu restreindre le nombre de coupes initialement décrites par DIDON (1969) et rapportées à l'unité d'Algesiras. En effet, il s'est avéré que certaines coupes (ex: Los Canutos, p.147) devaient être dorénavant rangées dans l'unité prédorsalienne, c'est-à-dire un complexe de resédimentation apparaissant géographiquement en position immédiatement externe par rapport à la dorsale. Néanmoins, d'autres coupes qui comportent un flysch grés-micacé typique en couverture d'un substratum anté-oligocène s'inscrivent dans une unité d'Algesiras authentique.

La comparaison de ces diverses coupes entre elles, et en particulier avec celle de la Punta del Carnero, aurait pu être utile aux reconstructions paléogéographiques. De fait, leurs relations structurales sont pratiquement toujours invérifiables et il est difficile d'en tirer des conclusions. Cependant, je considère ainsi que DIDON (comm. verb.) que la série de la Punta del Carnero occupe paléogéographiquement une position nettement externe par rapport à l'ensemble maurétanien du Campo de Gibraltar, assez proche de la série mérinide du massif de Bujo-Cabrilo.

La coupe de l'Arroyo de Guadalmedina (fig. 31), revue à la suite de DIDON (1969, p.144) peut servir de modèle pour dégager les principales différences.

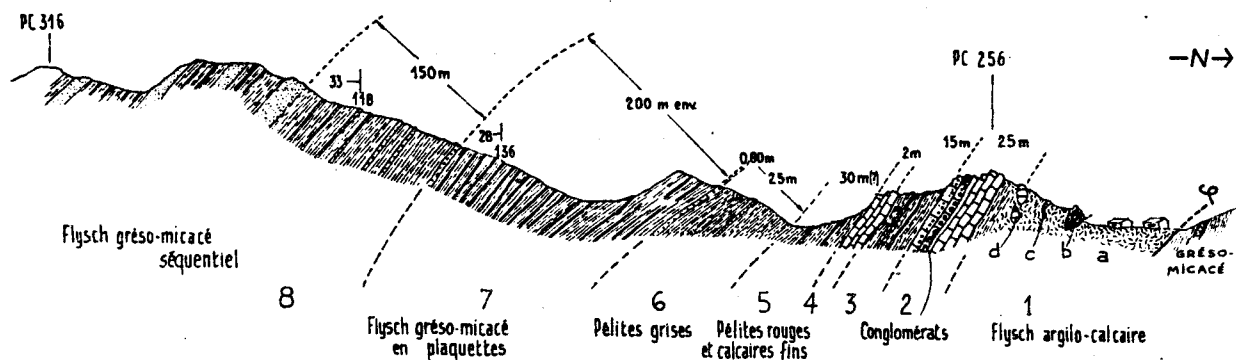


FIGURE 31 - COUPE DE L'ARROYO DE GUADALMEDINA

- 1a) Argiles gris rougeâtre ou verdâtre, écailleuses, sans stratification visible, contenant des blocs:
 - 1b) de calcaires granoclassés, bréchiques à la base et fins au sommet;
 - 1c) de bancs minces (inférieurs à 30 cm) de calcarénites microbréchiques à bréchiques, à prismes d'Inocérames et intraclastes de dolomie jaune miel;
 - 1d) de calcaires à débris de Microcodium.
- 2) Calcaires conglomératiques en bancs presque métriques, à galets arrondis d'environ 20 cm de diamètre mais pouvant atteindre 50 cm (calcaire, dolomie, silice). Ils renferment des Operculines, des petites Globigérines, des Rotalidés, des Discocyclines, Sphaerogypsina globulus, Nummulites gr. millecaput forme A, N. gr. praegarnieri (dét. BLONDEAU) du Lutétien supérieur.
- 3) Marnes rougeâtres à petits bancs (10-20 cm) de biocalcarénites à Operculines, Discocyclines, Spiroclypeus sp. (base de l'Eocène supérieur ?).
- 4) Calcarénites bioclastiques, blanches, granoclassées en bancs jointifs de 40 cm environ, à Operculines, Discocyclines, Hétérostégines, Spiroclypeus sp., Nummulites incrassatus du Priabonien.
- 5) Pélites rougeâtres avec calcarénites fines.

- 6) Pélites grises, à rythmicité occulte ou faiblement marquée par de minces plaquettes gréseuses. Un banc gréseux de 40 cm. Au sommet, un banc de 80 cm de biocalcarénite à Bryozoaires, Algues mélobésiées, Discocyclines, *Spiroclypeus* sp..
- 7) Flysch gréséo-micacé, avec petits bancs ou plaquettes de grès calcaires fins. Pélites rougeâtres et marnes claires. Au sommet: un banc de 80 cm d'épaisseur, biocalcarénitique à sa base sur 60 cm et gréseux pulvérulent à sa partie supérieure. Il livre : *Spiroclypeus* sp., des Discocyclines, des Lépidocyclines, un galet de Lutétien avec *Dictyoconus* sp., *Fabiana* sp., *Chapmanina* sp., des grands Rotalidés, *Nummulites* gr. *vascus* donnant un âge oligocène inférieur à moyen. Petits flute-marks dirigés vers l'W.
- 8) Flysch gréséo-micacé, à séquence décamétrique (5-10 m). Bancs ne dépassant généralement pas 50 cm. Flute-marks vers l'WSW. Première barre épaisse (plus de 5m) à environ 150 m de la base.

Les points suivants sont à noter:

- En ce qui concerne le flysch gréséo-micacé, aucune dissemblance majeure ne se remarque. Les gros bancs gréseux semblent moins nombreux et cantonnés à la partie supérieure de la coupe. Mais s'agit-il d'une variation dans le sens W-E ou dans le sens S-N ?
- Par contre, au niveau de l'Eocène, les faciès sont très fréquemment conglomératiques. Les galets de taille volumineuse correspondent vraisemblablement au remaniement de la dorsale externe (silex). Assez bien développés au Lutétien supérieur, ces conglomérats n'ont pas pour autant partout le même âge: ypréso-lutétiens ou priaboniens (mirobrèches grossières). En certains cas, l'Eocène conglomératique est remplacé sur peu de distance par des calcarénites fines; cela tendrait à montrer que le dépôt s'est produit sous la forme de coulées en masse localisées, peut-être chenalisées en amont par des canyons incisés dans le talus.
- Sous la barre lutétienne, la concordance stratigraphique n'est pas assurée. Ce fait n'est-il dû qu'à la dislocation de la base de l'échelle lors du chevauchement ou est-il dû, comme je le pense, à la transgression sur un ensemble tectonisé et rendu ainsi chaotique ? Le niveau présumé de discordance est variable selon la coupe, allant du Crétacé supérieur aux pélites rouges oligocènes, suggérant que les différentes parties du bassin maurétanien n'ont pas été déformées simultanément.

3) Le flysch mérinide (gréséo-micacé et numidien) de l'unité de Bolonia

Dans la zone de la Sierra Blanquilla (cf. fig. 18), certaines séries situées d'une part, au coeur de l'arc de la Momia et d'autre part, à l'W d'Algesiras semblent présenter des caractères communs à la série des grès de l'Aljibe et à la série du flysch gréséo-micacé; cependant les médiocres conditions d'affleurement ne permettent pas d'exclure un rapprochement tectonique d'éléments distincts. Par contre, sur les bords du détroit de Gibraltar, deux massifs exposent sans aucune ambiguïté une série mixte. Il s'agit d'abord du massif du Puerto de Bolonia qui donne son nom à l'unité tectonique, et ensuite du massif de Bujo-Cabrillo (fig.32).

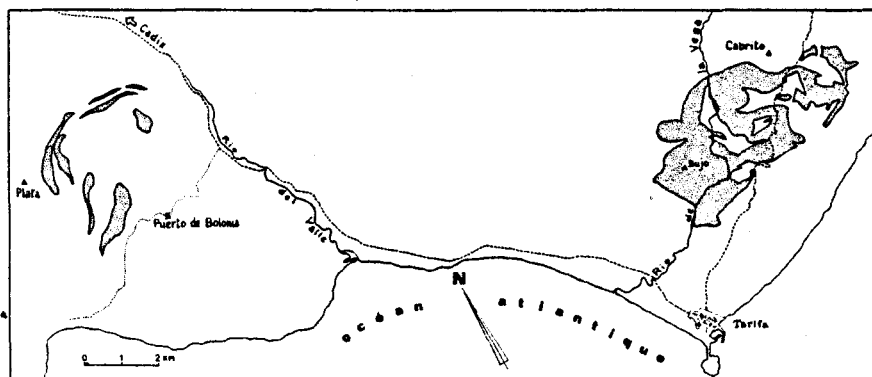


FIGURE 32
AFFLEUREMENTS DU
FLYSCH MERINIDE
EN BORDURE DU
DÉTROIT DE
GIBRALTAR

d'après DIDON
(1969)

L'originalité des séries mixtes porte essentiellement sur leur Oligo-Miocène gréseux, mais secondairement sur le substratum crétacé- oligocène. Des coupes mieux ordonnées, au Maroc et en Algérie, nous permettront ultérieurement d'analyser avec plus de détail leurs particularités stratigraphiques.

En prenant comme type la coupe du Puerto de Bolonia (fig.33), on retiendra les traits suivants en ce qui concerne les séries méridiennes du Campo de Gibraltar:

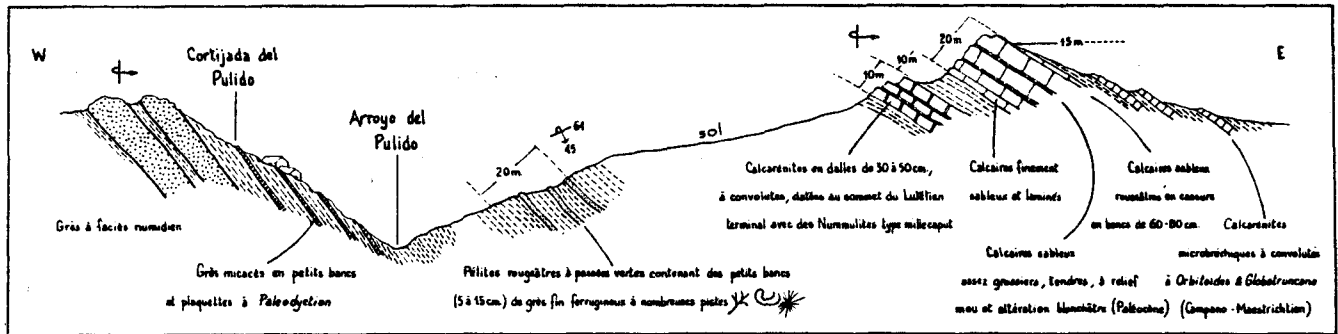


FIGURE 33 - COUPE-TYPE DU PUERTO DE BOLONIA

- L'Oligocène supérieur- Aquitanien, daté par des Lépidocyclines et Miogypsinoides (DIDON, 1969) est un flysch de type grés-micacé dominant avec des barres numidiennes peu nombreuses, ne dépassant jamais 10 m d'épaisseur et surtout réparties dans le tiers inférieur de la série (fig. 34). Par référence à la coupe de la Punta del Carnero, le motif séquentiel décimétrique se retrouve mais avec le faciès A moins développé.
- L'Eocène supérieur- Oligocène pélitique rouge est tout à fait comparable à celui d'Algerias, avec cependant une plus grande abondance de niveaux gréseux fins et ferrugineux.
- Le Paléocène- Eocène supérieur se signale par des barres de calcarénites en relief dans le paysage. Généralement deux groupes ressortent:
 - ° un groupe supérieur de calcarénites en dalles, sonores sous le choc et à débit cubique. L'Yprésien à Assilines et Nummulites gr. nitidus et le Lutétien moyen à Nummulites type aturicus et Fabiana sp. (DIDON, 1969) y sont identifiés, mais la série s'étend au moins jusqu'au Lutétien terminal avec Nummulites type millecaput (dét. BLONDEAU).
 - ° un groupe inférieur au sein duquel se distinguent des bancs assez massifs de calcaires sableux, tendres et blanchâtres, rapportés au Paléocène (débris de Microcodium et de Mélobésiées).

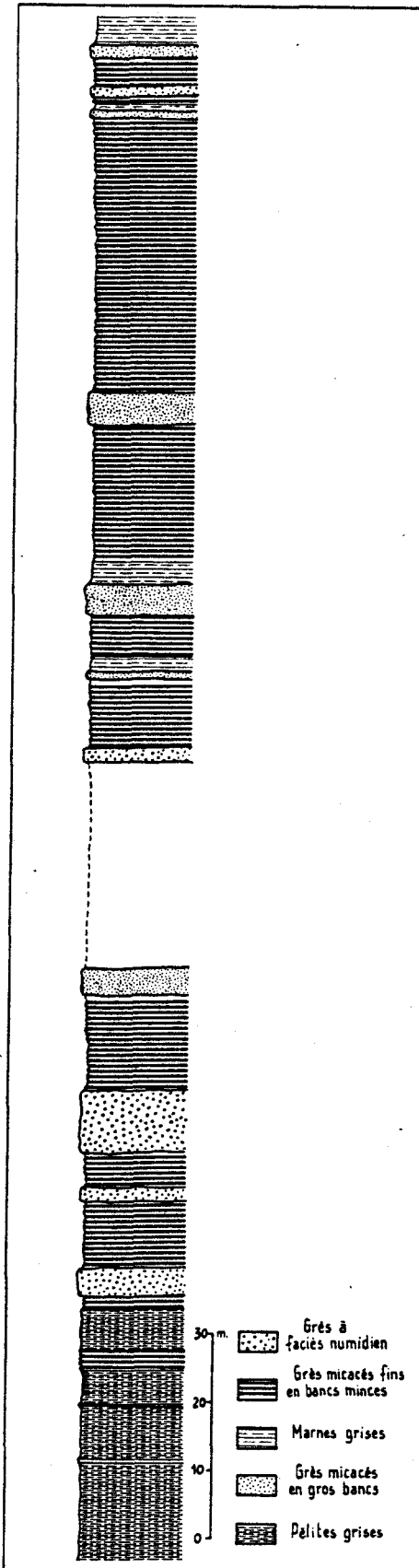
Ce membre paléocène- éocène supérieur comporte des différences avec le membre homologue du flysch maurétanien d'Algerias:

- L'épaisseur des niveaux calcarénitiques peut dépasser 100 m dans l'unité d'Algerias alors qu'elle reste de l'ordre de 40-50 m dans l'unité de Bolonia;
- Il existe des horizons bréchiques à l'Eocène moyen et supérieur dans l'unité d'Algerias alors qu'ils sont inconnus dans l'unité de Bolonia;
- On constate la présence occasionnelle d'une discordance de ravinement à la base de l'Eocène moyen de l'unité d'Algerias alors qu'elle est invisible dans l'unité de Bolonia.
- La transition Crétacé- Paléocène se discerne mal car elle se produit au sein d'une continuité de bancs calcaro-détritiques. Le Paléocène est souvent riche en quartz et azoïque tandis que les bancs crétacés sont presque exclusivement carbonatés avec des fragments fossiles (Inocérames...) et des intraclastes de calcaires et de dolomies jaunâtres.

Le rapport de l'épaisseur des bancs calcaires sur les interbancs argileux croît vers le haut. Certains faciès sont assez typiques dans le flysch crétacé supérieur de l'unité de Bolonia, par exemple des intercalations de micrite à patine jaune clair, ou encore certaines bases de bancs tapissées de granules de pyrite.

FIGURE 34

COLONNE STRATIGRAPHIQUE PARTIELLE
A LA BASE DU FLYSCH MERINIDE
AU PUERTO DE BOLONIA



La tectonique des formations mérinides de l'unité de Bolonia est liée à celle des formations numidienne et grésio-micacée de la zone littorale atlantique. Ces formations se trouvent au coeur même d'un édifice extrêmement complexe dont toute explication reste conjecturale. Le terme d'unité (dans le sens tectonique) est d'ailleurs discutable: les formations mérinides dans la zone du Puerto de Bolonia constituent des inclusions kilométriques dans un complexe dissocié. Ce complexe dissocié peut être de caractère tectono-sédimentaire (voir arguments avancés pour la zone littorale atlantique), mais aucune preuve n'en vient à l'appui. La matrice chaotique est fournie par le flysch argileux du Crétacé supérieur (substratum numidien, maurétanien...). La structure interne de éléments de série mérinide correspond le plus souvent à des plis relativement aigus et renversés dont l'axe a été secondairement tordu.

A titre d'hypothèse, la cinématique des deux principaux massifs mérinides peut être retracée:

- La situation du massif de Bujo-Cabrito est assez clairement liée au décrochement dextre de la rive nord du détroit de Gibraltar. Ce massif est coincé d'une part, entre la bande de flysch maurétanien Algeiras - Tarifa qui s'est déplacé vers le SW et d'autre part, le Numidien de l'extrémité sud-est de la zone de la Sierra Blanquilla.

- Le massif de Bolonia voisinait peut-être initialement avec celui de Bujo-Cabrito. Il aurait été entraîné plus loin vers le SW puis repris et déplacé ultérieurement vers le N dans un complexe dissocié.

III) CONCLUSIONS SUR LES FLYSCHS OLIGO-MIOCENES DES CORDILLERES BETIQUES

Les flyschs oligo-miocènes des Cordillères bétiques se subdivisent en trois groupes ayant les mêmes caractères stratigraphiques et sédimentaires que leurs homologues maghrébins. Ce sont le Numidien ou Grès de l'Aljibe, le flysch gréso-micacé ou flysch d'Algesiras et le flysch méridien (mixte) ou flysch de Bolonia.

Les affleurements de ces flyschs occupent des surfaces très inégales qu'on peut scinder en:

- Une masse principale constituant " la zone des flyschs oligo-miocènes du Campo de Gibraltar".
- Une bande discontinue, d'orientation ESE-WNW, regroupant les paquets disjoints de la zone de Ronda, de la zone de Colmenar, des pointements du Bassin de Guadix et, peut-être, ceux du Corridor de Velez Rubio. Elle est désignée ici sous le terme de "zone des flyschs dissociés".

Les études de BOURGOIS (1978) ont montré que, dans la zone de Ronda, les flyschs dissociés appartenaient à un complexe tectono-sédimentaire (ou "argiles à blocs") postérieur à la zone à Globigerinoides trilobus. Ces résultats peuvent être étendus à l'ensemble de la "zone des flyschs dissociés". En se déplaçant d'W en E, on constate que les flyschs oligo-miocènes se réduisent et disparaissent à la hauteur du Bassin de Guadix, voire dans le Corridor de Velez Rubio où les grès de Solana pourraient représenter des lambeaux de Numidien coincés entre des accidents postérieurs à la zone à G. trilobus. Dans la zone-limite du Rio de Pliego, il n'y a plus de trace d'éléments de flyschs pincés dans les contacts tectoniques.

L'état de complexité et de dilacération dans la "zone des flyschs dissociés" ne permet pas d'y entreprendre d'analyses sédimentologiques cohérentes. Le Campo de Gibraltar est dans ce sens plus propice. Les observations de DIDON (1969), ainsi que dans une moindre mesure celles de PENDON (1978), ont été en partie reprises dans les précédents chapitres.

A) Le Numidien est conforme au lithotype de la Numidie. L'épaisseur du membre gréseux est estimée à 600 m (500-800 m selon DIDON et al., 1973). En photographie aérienne certaines coupes dépasseraient 1000 m, mais un redoublement de série n'est pas à exclure. La taille maximale des grains, qui constitue un critère essentiel de proximalité - distalité, est difficile à évaluer et aurait nécessité un échantillonnage considérable, aussi me suis-je généralement contenté de noter la taille maximale du grain dans une coupe donnée et avec une échelle de mesure visuelle simplifiée. Cette taille varie autour de 4 mm, elle atteint exceptionnellement 10 mm. Les dragées de 15-20 mm sont pratiquement introuvables.

L'analyse séquentielle montre la superposition de rythmes à différentes échelles. On retient surtout un rythme décamétrique positif. A la base de cette séquence s'observe le remplissage de chenaux ayant un caractère fortement érosif (principalement au sommet du membre gréseux). Les unités sédimentaires élémentaires sont d'ordre hémimétrique, granoclassées, généralement soudées et engrenées les unes dans les autres. Cet empilement donne naissance à des barres massives atteignant parfois une trentaine de mètres. La partie supérieure de la séquence se compose de bancs décimétriques de grès plus fins et homométriques, déposés dans un régime de courant plus faible. Ils alternent avec des argiles ou des argiles sableuses grises. Les slumpings y sont fréquents.

Les grès de l'Aljibe paraissent moins riches en flute-marks que le Numidien de Tunisie. Mes propres mesures ainsi que celles des autres auteurs indiquent un sens privilégié de paléocourants vers le N, dans la zone du Haut Guadarranque. Ces mesures homogènes n'ont de signification que si l'ensemble de la zone n'a pas subi de rotation globale et dépendent de l'analyse structurale. Il paraît exclu de

faire transister le quartz numidien par le N ou par l'W, ainsi que l'ont proposé BOURGOIS et al. (1972).

Aucune microfaune n'a été trouvée et les structures de bioturbation (terriers) sont rares, en comparaison, par exemple, avec la Tunisie ou la Sicile.

Le membre sous-numidien offre un faciès particulier à l'Espagne. Il s'agit de calcarénites et de conglomérats calcaires, qualifiés de faciès de Benal'za. Entre ce faciès et celui, plus général, des argiles à Tubotomaculum existent des transistions latérales. Le faciès de Benal'za se développe durant l'intervalle éocène supérieur - aquitanien (à Miogypsinoides et Miogypsina), mais il n'est pas exclu qu'il s'étende plus bas jusqu'à la base de l'Eocène. Sa répartition géographique est concentrée à la fois vers l'E (vers les zones internes bétiques) et vers le N (zones externes bétiques).

Le substratum stratigraphique anté-Benal'za est l'objet de diverses interprétations. Aucune affirmation irréfutable ne permet d'avancer qu'il existe à l'affleurement. Mon opinion est que le flysch argileux à blocs microbréchiques, affleurant à l'E de la zone du Haut-Guadarranque ainsi que dans la zone de la Sierra Blanquilla, constitue pour partie ce substratum. Son caractère chaotique serait dû à des glissements sous-aquatiques engendrés lors de mouvements tectoniques éocènes. Cette hypothèse s'accorde mieux aux observations; elle s'oppose notamment à celle d'une resédimentation totale, post-zone à G. trilobus, de l'infra-Priabonien (BOURGOIS, 1978).

Aucun membre supra-numidien n'a été décrit. Selon DIDON (comm. verb.), un terme à faciès argileux pourrait exister au SW de la zone de la Sierra Blanquilla. Des silexites (= plaquettes carton) ont été signalées (DIDON, 1969, p.246) mais leur développement semble plus réduit qu'en Afrique du Nord et en Sicile.

Le membre gréseux n'est pas daté. Les faunes les plus élevées du membre infra-numidien donnent N3-N4, c'est-à-dire Aquitanien inférieur (Miogypsinoides, Miogypsina, Globorotalia cf. kugleri). Les pélites supra-numidiennes renferment Globigerinoides sp..

B) Le flysch gréso-micacé de l'unité d'Algesiras offre le même aspect que le flysch gréso-micacé type du flysch maurétanien de Grande Kabylie (GELARD, 1969). Sa puissance est évaluée par DIDON à plus de 1000 m, mais il ne s'agit que d'une estimation car les coupes continues ne permettent jamais d'en appréhender plus de la moitié.

Par rapport à son homologue marocain, le flysch des Beni-Ider, les grès y sont généralement plus fins et répartis en bancs plus minces, ce qui le mettrait en position plus distale.

Une subdivision en trois membres peut être faite:

- un membre basal péltique rouge lie-de-vin;
- un membre médian décoloré, à plaquettes et minces bancs de grès;
- un membre sommital, à séquences majeures décamétriques.

Une interprétation de cette séquence décamétrique a été proposée.

Aucune information utile ne ressort de l'analyse des paléocourants dans le flysch gréso-micacé d'Algesiras. Les massifs côtiers, où les mesures sont les plus faciles et les plus nombreuses, ont en effet subi des rotations (dextres apparemment) dont on ne peut apprécier la valeur. Ces rotations sont liées à l'accident décrochant des rives nord du détroit. Les quelques 900 mesures brutes opérées par PENDON (1978) conduisent à la conclusion erronée d'une provenance marquée du SW. Selon moi, la compensation des rotations tectoniques devrait rétablir les vecteurs de courant dans le sens SE-NW. Encore faut-il voir dans ces directions un effet important des courants longitudinaux.

Des microfaunes ont été récoltées dans le flysch gréso-micacé du Campo de Gibraltar (DIDON et HOYEZ, 1977). Elles conduisent à le placer dans les zones N3-N4 de BLOW (au moins, car les indices de remaniement sont fréquents), c'est dire qu'il est au moins partiellement contemporain du membre numidien basal.

De rares coupes, en particulier dans la région d'Algésiras, montrent une continuité et une concordance stratigraphique du Sénonien supérieur à

l'Aquitaniens. Cette continuité n'est cependant pas vérifiée pour un grand nombre d'autres coupes qui laissent entrevoir la possibilité de discordances, à différents niveaux du Crétacé supérieur à l'Oligocène.

Le flysch grésomiacé typique est reconnu depuis les bords du détroit (Tarifa) jusqu'à la haute vallée du Rio Guadalhorca dans la zone de Colmenar.

C) Le flysch mérinide de l'unité de Bolonia constitue un élément important pour les reconstitutions paléogéographiques puisqu'il marque la limite des influences numidiennes et grésomiacées. A la fois par son substratum crétacé - éocène non conglomératique et par ses grès numidiens peu grossiers, il affiche des caractères distaux par rapport à ses deux sources détritiques. Sa datation médiocre n'indique cependant pas d'asynchronisme par rapport au flysch grésomiacé au sens strict.

La série de Bolonia est continue et concordante du Sénonien à l'Aquitaniens; les termes sous-jacents sont inconnus.

Les éléments de flyschs dissociés de type Jaralon-Fiscalá peuvent être rattachés d'assez loin à la famille des flyschs mixtes.

La position structurale complexe des massifs de flysch mérinide dans le Campo de Gibraltar ne permet pas de conclusions assurées sur la paléogéographie des flyschs. Ce hiatus sera comblé au Maroc.

LES CHAINES RIFAINES

I. LES FLYSCHS DU RIF SEPTENTRIONAL

A l'image du Campo de Gibraltar, le Rif septentrional est le siège d'une accumulation de flyschs divers. Cette constatation reste valable jusqu'à la transversale de Jebha, car au S de celle-ci et en se dirigeant vers le Rif oriental, ces flyschs se raréfient et ne sont plus représentés que par quelques petits massifs isolés. Ainsi, peut-on circonscrire une "zone des flyschs oligo-miocènes nord-rifains" qui forme le pendant de la "zone des flyschs oligo-miocènes du Campo de Gibraltar". Pour la compréhension de la chaîne rifaine d'abord, mais de manière plus générale pour celle des chaînes alpines de la Méditerranée occidentale, cette zone revêt une importance exceptionnelle. Elle constitue un lieu privilégié où le bassin des flyschs paraît avoir été le moins désarticulé. De telles zones sont rares et souvent moins développées: W et NE de la Grande Kabylie, E de la Petite Kabylie, transversale de Troina en Sicile, par exemple. Enfin, si le concept des flyschs "ultra" doit être abandonné, c'est dans cette partie du Rif qu'on en trouve la plus belle démonstration, alors que paradoxalement il y a pris naissance (DURAND DELGA et MATTAUER, 1959).

Trois types de flyschs oligo-miocènes ont été distingués: le Numidien, le flysch grésomiacacé de la nappe des Beni-Ider et le flysch mérinide, intermédiaire entre les deux autres.

Les méthodes d'étude de ces flyschs diffèrent nettement, ce qui conduit à un exposé dissymétrique.

Le Numidien, azoïque et monotone, ne se prête pas aux coupes détaillées. Sa couverture forestière est généralement dense. Lorsque des coupes existent dans les grès, aucune différence significative ne permet de les comparer. Les fluctuations rapides de la granulométrie et du pourcentage des grès font qu'il ne ressort aucun niveau-repère. Les seules méthodes d'étude fructueuses se réduisent à:

- L'analyse des photographies aériennes. Les alternances de barres gréseuses et d'argiles font ressortir la stratification, mettant ainsi en évidence les structures tectoniques.
- La comparaison des niveaux sous-jacents aux grès numidiens qui à la différence de ces derniers montrent des variations perceptibles.

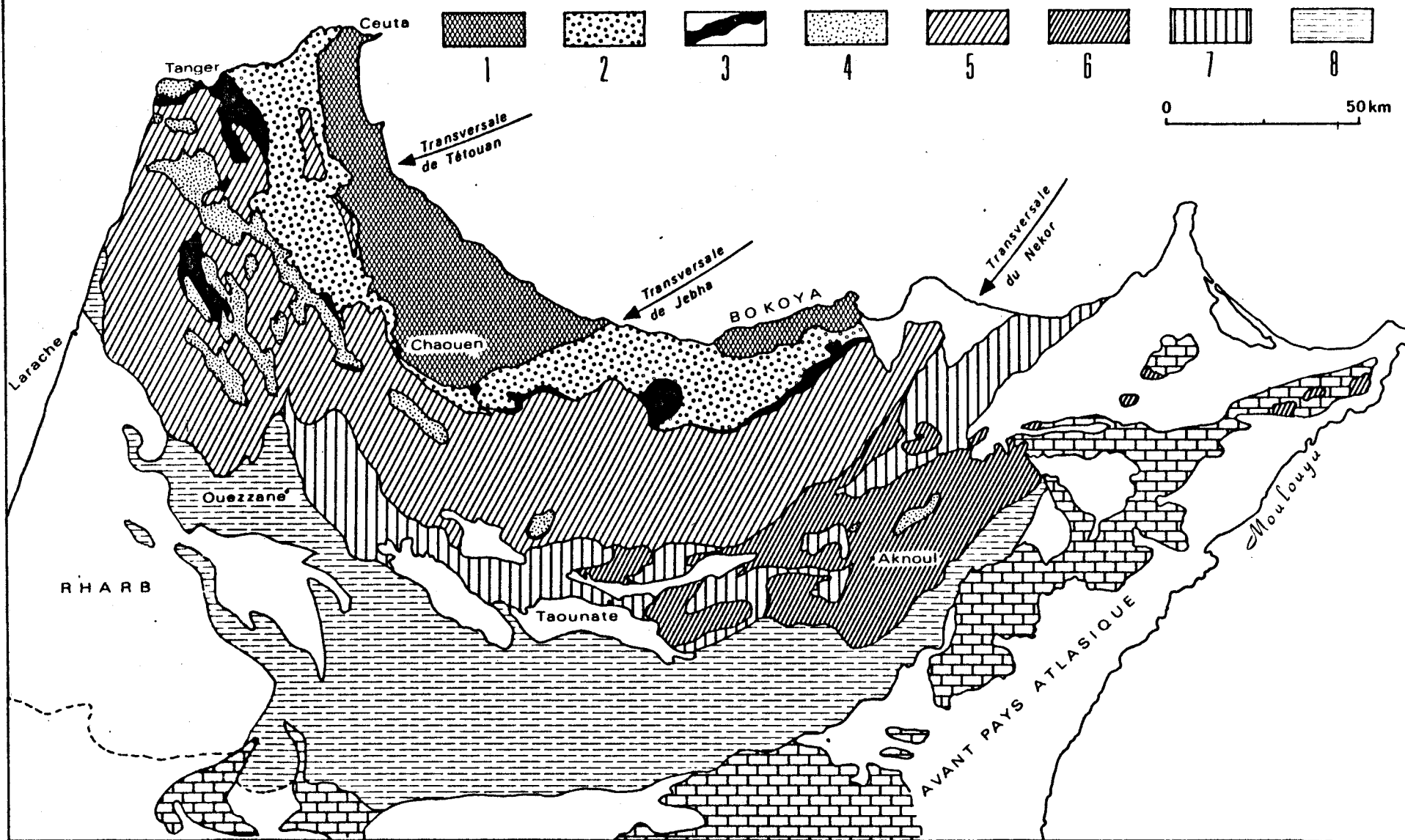
Le flysch grésomiacacé manifeste une plus grande diversité lithologique, mais il est recouvert assez fréquemment par un maquis mal pénétrable. Des coupes détaillées se suivent en plusieurs endroits, montrant une évolution verticale de faciès. Les photographies aériennes, par contre, montrent mal la stratification car les bancs sont trop minces pour une grande partie de la série. La tectonique ne se résoud valablement que par une cartographie détaillée au sol. Ce travail a été entrepris par J. DIDON, lequel m'a fait partager certaines de ses observations. Notre intérêt s'est porté sur:

- La reconnaissance et la cartographie des séries à faciès mixte, numidien et grésomiacacé.
- L'analyse des niveaux sous-jacents au flysch gréseux et leur variations latérales qui fournissent des indications paléogéographiques.

A) Le Numidien

Un observateur partant du Cap Spartel à l'extrémité du Maroc et se déplaçant vers le SE pourrait presque parcourir 120 kilomètres en ne marchant que sur le Numidien, ou du moins sans le perdre des yeux. Cette continuité va de pair avec celle des flyschs maurétaniens de Tisirène - Beni Ider et de l'axe dorsalien. Cette ligne quasi-ininterrompue de relief masque en fait un certain nombre d'irrégularités, d'accidents, de relais qui tronçonnent la chaîne en éléments distincts. La figure 36 représente les grands ensembles, zones et massifs, qui ont été distingués, ainsi que les noms sous lesquels ils sont ici décrits.

SCHEMA STRUCTURAL DU RIF 1=Zones internes et Dorsale ■ 2=Flysch maurétanien ■ 3=Flysch massylien ■ 4 = Numidien ■ Intrarif: 5=Unité de Tanger-Ketama ■ 6=Nappe d'Aknoul ■ 7= Mésorif ■ Zone des fenêtres et de Tamsane ■ 8=Nappe pré-rifaine et d'Ouezzane ■



RAPPEL DES UNITES DISTINGUEES DANS LE RIF

I) LES ZONES INTERNES

a) Les Sebtides (= Alpujarrides)

- Péridotites (Beni-Boussera) entourées d'une enveloppe métamorphique
- Couverture permo-triasique débitée en écailles

b) Les Ghomarides (= Malaguides)

Age : Ordovicien-Miocène

- Lithologie :
- Ordovicien-Silurien-Dévonien schisto-gréseux, parfois calcaire au Dévonien
 - Carbonifère schisto-gréseux à faciès flysch (Culm) à horizons calcaires
 - Permo-Trias à faciès verrucano
 - Jurassique calcaire à faciès de plateforme
 - Aquitaniens conglomératique, suivi de marnes sableuses à éléments de nappe resédimentés.

II) LA DORSALE

idem la dorsale bétique, comprend le Haouz, la Dorsale calcaire s.s et les Bokoya

III) LA ZONE DES FLYSCHS

subdivisée transversalement, de l'intérieur vers l'extérieur, en :

a) Le flysch maurétanien

- Dogger marno-calcaire et radiolaritique
- Tithonique-Berriasien marno-calcaire
- Berriasien-Albien : flysch gréseux, dit du Jb. Tisirène
- Cénomaniens-Turonien microbréchiq. à zones siliceuses
- Sénonien-Eocène moyen à turbidites calcaires, conglomérats dans des marnes polychromes
- Eocène sup.-Oligocène : marnes et pétilées violacées s'enrichissant vers le haut en débris sableux et micacés
- Oligocène sup.-Aquitaniens : flysch grés-micacé de Beni-Ider.

b) Le flysch massylien (= de Melloussa)

- Malm doléritique
- Néocomien à marnes claires
- Albien : flysch schisto-quartziteux
- Cénomaniens phtanitique
- Sénonien : flysch argilo-calcaire
- Eocène mal défini - discontinuité

c) Le Numidien

Age : Oligocène-Aquitaniens supérieurs

- Lithologie - Série comportant 3 termes : argileux, gréseux et siliceux
- Semelle chaotique, massylienne ou ultra-tellienne

IV) LES ZONES EXTERNES RIFAINES

divisée en 3 ensembles : la zone intrarifaine
la zone mésorifaine
la zone préarifaine

Ces 3 zones sont elles-mêmes subdivisées en :

- Unités inférieures, dont l'allochtonie ne peut généralement pas être prouvée
- Unités supérieures flottantes ou "nappes"

a) Intrarif inférieur : Unité de Ketama (Jurassique supérieur flysch, Tithonique calcaire et conglomératique, Néocomien marno-calcaire-gréseux, Barrémo-Albien à flysch schisto-gréseux).

b) Intrarif supérieur

- . Unité de Tanger = couverture décollée de l'unité de Ketama (Cénomaniens-Turonien avec calcaires à Orbitolines évoluant vers des faciès siliceux dans les parties internes, Sénonien à marnes grises à "boules jaunes" et klippen sédimentaires)
- . Nappe du Habt (Crétacé voisin de l'unité de Tanger, Eocène blanc à silex, Oligo-Miocène inférieur à faciès "grès de Larache")
- . Nappe d'Ouezzane = couverture décollée de l'Unité de Tanger (?) (Eocène inférieur marno-calcaire blanc à silex, Burdigalien flysch-gréseux et parfois conglomératique)
- . Nappe d'Aknoul = matériel proche de celui de l'unité de Tanger (Crétacé moyen-supérieur marneux, Eocène marno-calcaire blanc à silex et marnes noires à "boules jaunes")
- . Unité du Loukos, à Mésozoïque intermédiaire entre Mésos et Intrarif

c) Mésorif inférieur

- . Zone des "fenêtres"
(flysch gréseux du Malm, Néocomien marno-calcaire, flysch albo-aptien, Cénomaniens et Sénonien marneux, Eocène inférieur marneux blanc à silex, Oligo-miocène marneux, Burdigalien épais de type flysch = grès de Zoumi, formation à blocs du Burdigalien élevé).

d) Mésorif supérieur

- . Nappe des Senhadja (ou Intrarif ?)
(ensemble plastique emballant des éléments paléozoïques-crétacés)
- . Tensamane (avant-pays ?)

e) Préarif = Mésozoïque-Paléogène resédimenté en grand dans l'avant-fosse du Miocène supérieur.

V) L'AVANT-PAYS ORIENTAL

Causse moyen-atlasique, chaînons Terni-Mazgoute, chaînons du Gareb-Kebdana schistosés et recouverts par une unité chaotique anté-Tortonien supérieur

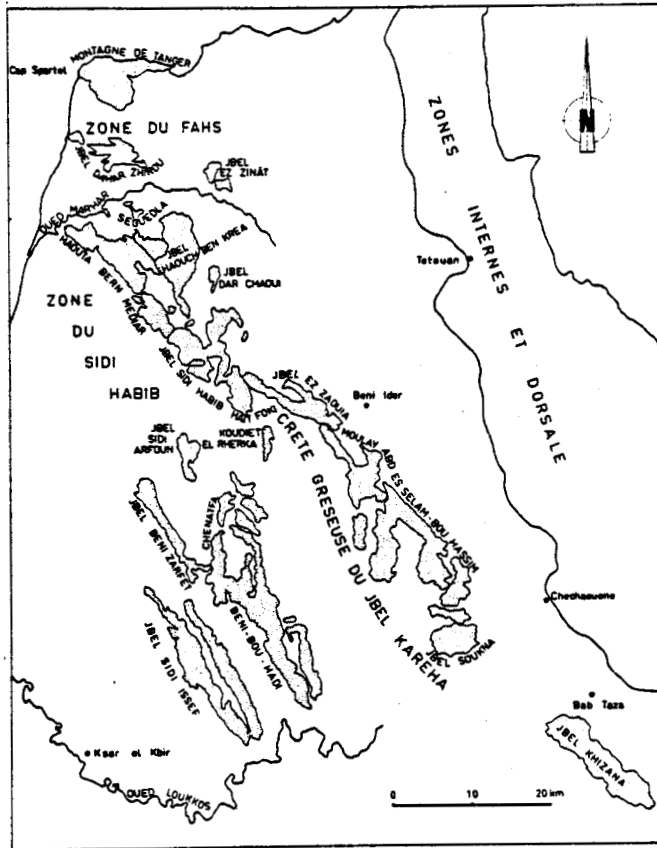


FIGURE 36
LES MASSIFS NUMIDIENS
DU
RIF SEPTENTRIONAL
ET LEUR ZONATION

1) La zone du Fahs

Au S de Tanger s'étend un domaine de collines douces et de plaines inondables qui reflète la nature marneuse ou argileuse du substratum. Les affleurements médiocres correspondent généralement au Crétacé supérieur à "boules jaunes" de l'"unité de Tanger" (Intrarif) ou au Crétacé de l'"unité de Melloussa" (Flysch massylien).

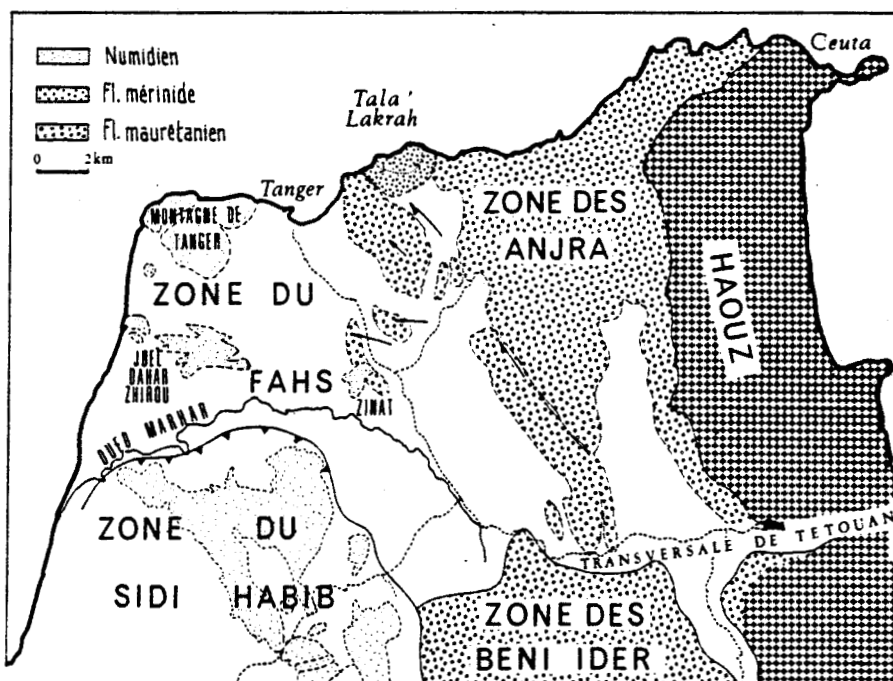


FIGURE 37
ZONATION DE
L'EXTREMITÉ
SEPTENTRIONALE
DU RIF

Comme posés sur ces marnes ou enchâssés dans celles-ci, plusieurs massifs de grès numidiens forment des bastions isolés parmi lesquels se dégagent: le massif de la Montagne de Tanger, le massif du Jbel Dahar Zhirou et le massif du Jbel Ez Zinat. Ces massifs se distinguent par le fait:

- qu'ils échappent à l'orientation commune NW-SE qui est la règle dans les régions plus méridionales,
- qu'ils ne présentent pas entre eux de solution de continuité.

Dans certains cas, on peut mettre en évidence un écaillage des grès en lames ou en synclinaux faillés. Ces lames montrent clairement des torsions secondaires qui témoignent d'une reprise par des contraintes obliques postérieures.

La diversité de leurs orientations structurales fait penser que les massifs numidiens du Fahs représentent des lambeaux "éclatés" à partir de chaînons continus à l'origine. Une similitude s'impose avec les phénomènes décrits en Andalousie dans la "zone littorale atlantique". Une contrainte principale de compression N-S est déduite de l'allongement préférentiel E-W que prennent les massifs numidiens au sein des masses plastiques. Cette tectonique secondaire s'est probablement opérée "à sec" car on ne discerne pas d'indices de resédimentation.

La zone du Fahs est délimitée au S par la plaine alluviale de l'Oued Marhar au niveau de laquelle viennent en contact les deux bouts de l'Haouta Bern Mediar et du Jbel Haouch Ben Kréa (zone du Sidi Habib). Ce contact dont la nature n'est pas évidente (chevauchement du S vers le N, effondrement...) sépare deux zones à comportement tectonique différent.

a) Le massif de la Montagne de Tanger

Des éléments d'orientations structurales différentes et comportant des replis internes y sont juxtaposés. Parmi les éléments les plus réguliers, on distingue d'une part celui qui forme la série du rivage entre le Ravin des Juifs et Agla et, d'autre part, celui qui forme au S la série du Koudiet es Sraref.

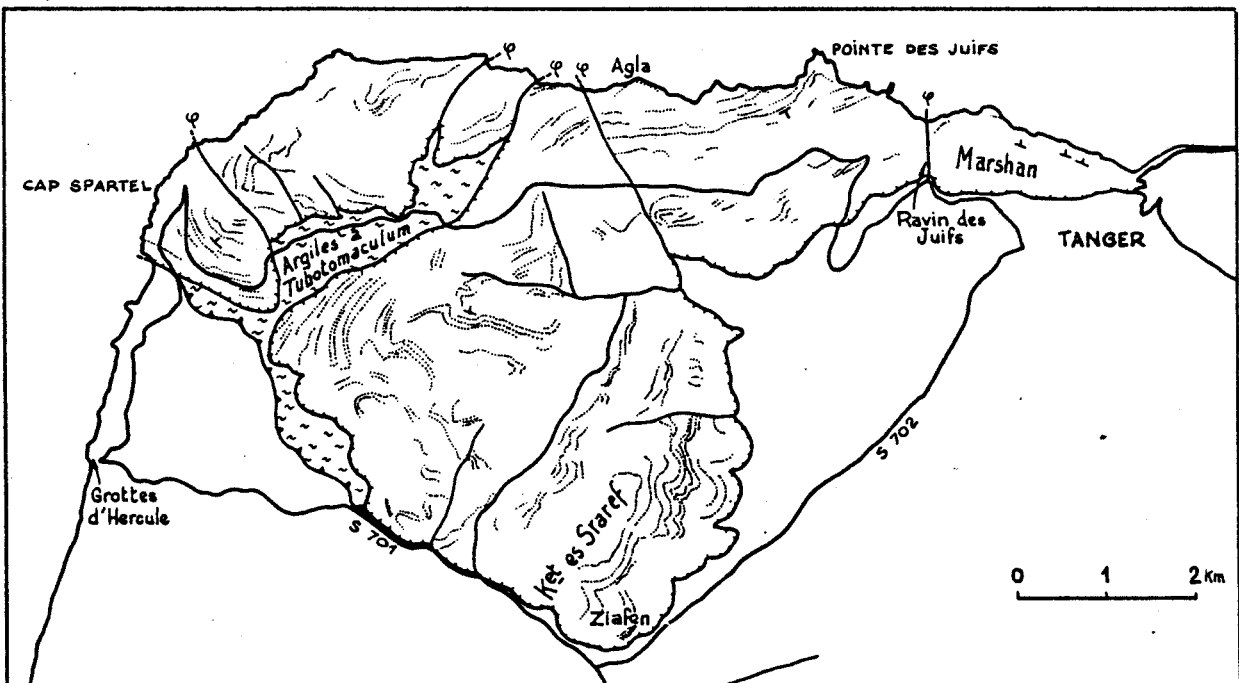


FIGURE 38 - LE NUMIDIEN DU MASSIF DE LA MONTAGNE DE TANGER

De manière générale, les grès numidiens reposent sur des argiles varicolores à Tubotomaculum, sauf sous le plateau Marshan qui montre des pélites rouges, masquées presque totalement par la ville de Tanger. Le passage stratigraphique

des argiles aux grès est clairement observable dans de nombreuses coupes, citons:

- la route du Cap Spartel aux Grottes d'Hercule, où des argiles vertes à Tubotomaculum à plaquettes de grès ferrugineux alternent avec des bancs gréseux métriques;
- la Pointe d'Agla, où des plaquettes de même type sont très riches en pistes de pacage sinueuses (photo);
- la route S 702 vers Rabat, près de Ziafèn (fig. 38 et 39).

Le substratum des argiles et grès numidiens est fréquemment masqué par les éboulis ou par la mer et ne s'observe de manière continue qu'à la bordure méridionale du massif. Autant qu'on peut en juger, il s'agit d'une formation chaotique composée d'une matrice essentiellement argileuse dans laquelle sont dispersés des blocs de taille et de nature diverses. Cet état de dilacération contraste avec les barres tabulaires de grès numidiens et il n'apparaît généralement qu'à la base des argiles à Tubotomaculum qui, pour leur part, sont stratifiées. Dans d'autres cas, les grès numidiens sont tronqués obliquement et reposent directement en biseau sur leur substratum; le caractère tectonique du contact ne fait dans ce dernier cas aucun doute.

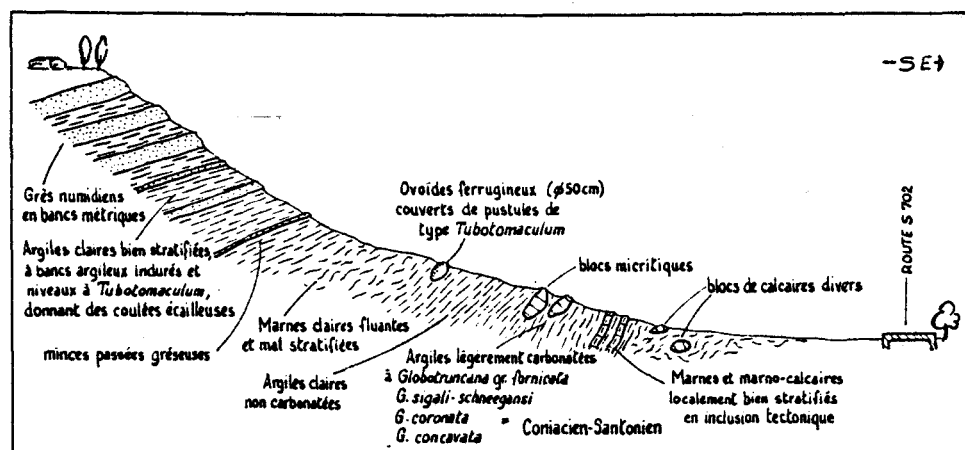


FIGURE 39

COUPE
DE
ZIAFÈN

Le niveau chaotique atteint en moyenne une centaine de mètres d'épaisseur et surmonte les marnes à boules jaunes du Sénonien de la série de Tanger (DURAND DELGA et al., 1960-62). Les faciès répertoriés dans la formation chaotique sont rapportés à la "nappe de Melloussa" = "flysch massylien" (cf. Réunion extr. S.G.F., 1972 avec carte géologique de la région de Tanger); on y observe en effet:

- Des calcaires micritiques clairs associés à des microbrèches à Globotruncana. Pendant longtemps les grès numidiens ont été rangés dans le Crétacé - voir la carte géologique au 1/500 000 du Maroc - à cause de ces plaquettes qui évoquaient pour FALLOT (1937, p.274) la "série compréhensive: Flysch crétacé", au Jbel el Kebir sur la route du Cap Spartel.
- Des phanites blancs cénomano-turonien qui affleurent au SW de Tanger près de l'entrée du Country Club.
- Un flysch quartzito-pélitique à bancs décimétriques (= flysch albo-aptien) s'étendant au SW des Grottes d'Hercule.

Notons cependant que certains faciès de marnes claires ou de calcaires marneux (sénoniens ?), par exemple dans la coupe de Ziafèn (fig. 39), s'apparentent peu au flysch massylien-type (c'est-à-dire algérien). Ces faciès évoqueraient plutôt les séries ultra-telliennes d'Algérie.

La différence de complexité tectonique entre les argiles à Tubotomaculum stratifiées et le complexe chaotique peut s'expliquer par une discordance. La liaison stratigraphique est retenue ici comme très probable.

Le membre gréseux est relativement bien exposé le long du rivage nord, malgré les failles qui l'affectent. Il totalise environ 700 mètres de puissance.

Dans la première centaine de mètres, les bancs sont bien individualisés et gardent une épaisseur d'ordre métrique. Au-dessus, ils s'agencent en mégaséquences à bancs d'épaisseur décroissante. La base de ces mégaséquences est souvent représentée par une barre massive de 10 à 20 mètres d'épaisseur constituée d'une succession d'unités sédimentaires coalescentes. Un contact fortement ravinant entaille alors la série sous-jacente.

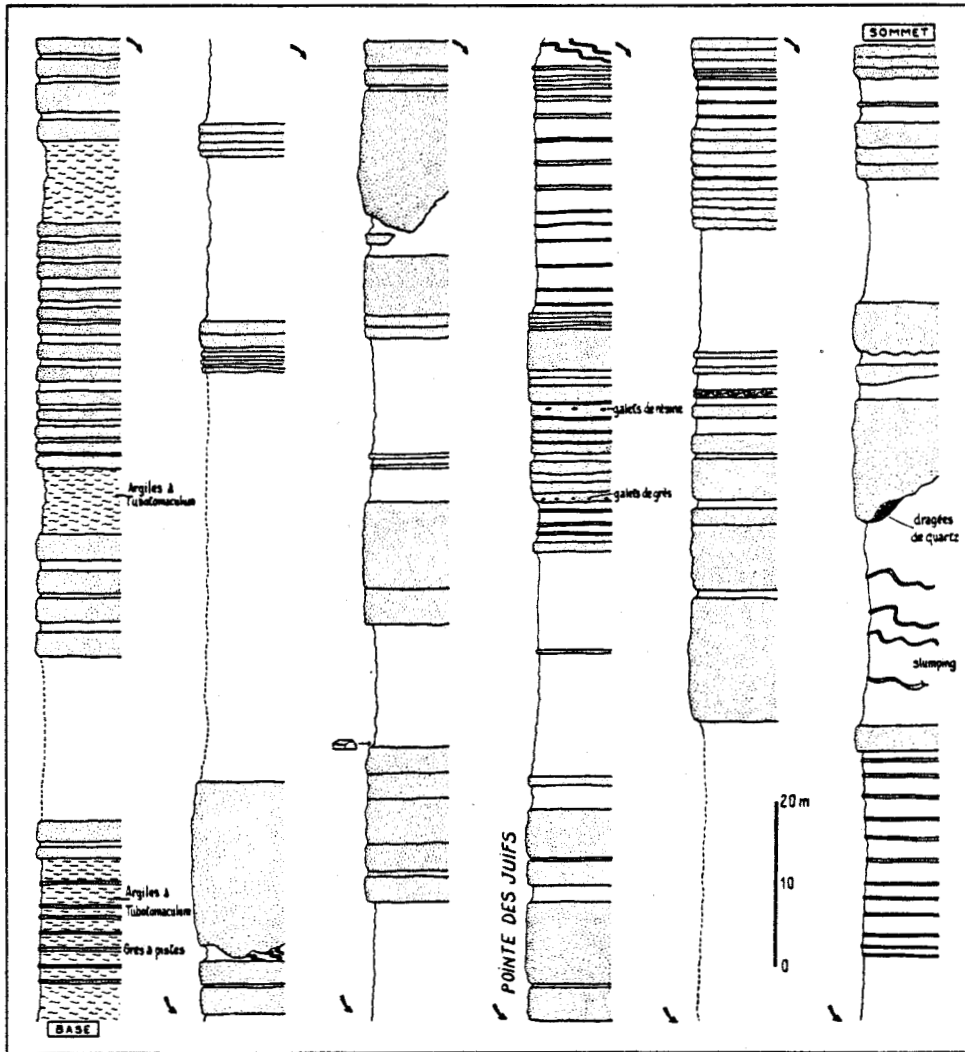


FIGURE 40 - COLONNE STRATIGRAPHIQUE DU MEMBRE GRESEUX NUMIDIEN SUR LE RIVAGE DE LA MONTAGNE DE TANGER

en blanc: argiles grises dominantes - en pointillé: grès grossiers

Dans les niveaux grossiers, les structures internes se limitent à un granoclassement; dans les niveaux plus fins apparaissent des rides asymétriques et rarement des convolutes. De gros flute-marks tapissent parfois le mur des barres gréseuses: leur rareté et l'ignorance de la rotation angulaire du massif ne permettent pas de leur attacher un intérêt directionnel. De manière générale, les grès ne sont pas très grossiers, c'est-à-dire que la taille maximale des grains atteint la petite dragée et ceci dans des cas peu fréquents. Un niveau a livré exceptionnellement un galet de résine. Le sommet apparent de la série (près du ravin des Juifs) comporte des bancs déconsolidés, mal stratifiés et d'aspect mollassique. Des horizons slumpés et désorganisés interrompent fréquemment la régularité de la sédimentation.

Les interbanes argilo-péltiques gris remplacent progressivement à la base les argiles rouges et vertes sous-numidiennes. Au total, leur épaisseur domine légèrement celle des strates gréseuses.

b) Le massif du Jbel Dahar Zhirou

L'ensemble de ce massif (fig. 41 et 42) n'offre guère de particularité. Il est constitué par la juxtaposition de lames de grès numidiens d'orientation W-E souvent redressées ou renversées, laissant parfois percer entre elles des argiles à *Tubotomaculum*. Un matelas plus ou moins continu de ces argiles s'intercale entre la tranche des bancs de grès et les formations "telliennes", donnant un bel exemple de rabotage basal.

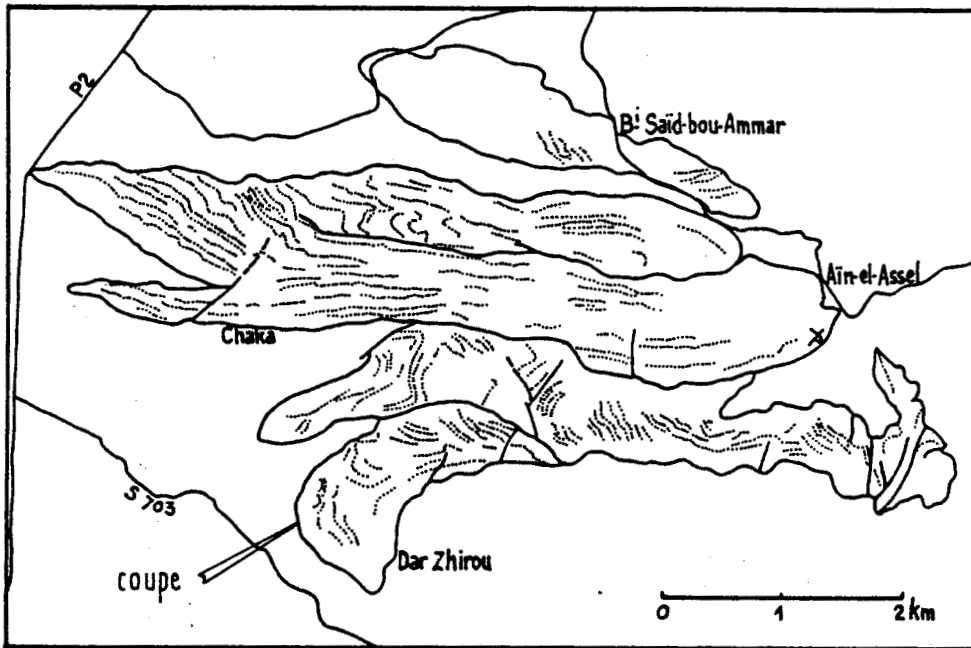


FIGURE 41 - LES GRÈS NUMIDIENS DU MASSIF DE DAR ZHIROU

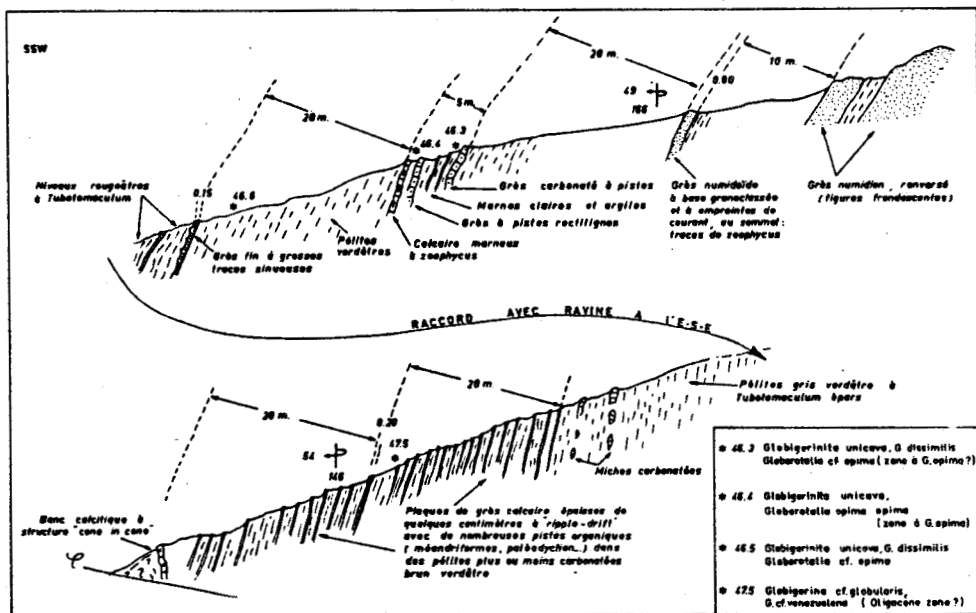


FIGURE 42 - COUPE A L'W DE DAR ZHIROU

Des interprétations contradictoires s'opposent quant à la situation du contact anormal de base à l'W de Dar Zhirou (EL MANZLA: x=455,7 - y=563,2).

Cette coupe, facilement accessible, a été visitée par de nombreux géologues (cf. Réunion extr. S.G.F. de 1972, compte-rendu au bull. 1973, p.132). En ce point, les grès numidiens subissent une torsion en forme de croissant (fig.41). A l'extérieur de la convexité tournée vers l'W se développe une formation pélitique à minces bancs gréseux tapissés de figures de charge et de traces organiques, que nous appellerons "formation de Dar Zhirou".

Deux conceptions s'affrontent, l'une rapporte la formation de Dar Zhirou à la couverture de l'unité de Tanger, l'autre la rapporte au membre sous-numidien.

- La conception 1, classiquement défendue par DURAND DELGA et SUTER, repose sur la cartographie générale. Elle est résumée dans la fig. 3 du compte-rendu de la réunion.
- La conception 2 (HOYEZ et DIDON) s'appuie sur les observations suivantes:
 - la concordance de direction et de pendage entre les grès numidiens et la formation de Dar Zhirou, ceci en suivant la courbure;
 - la présence de faciès à Tubotomaculum dans la formation de Dar Zhirou;
 - le désordre tectonique et la cristallisation de calcite à structure "cone in cone" à la base de la formation de Dar Zhirou.

La seconde hypothèse entraîne la reconnaissance d'un substratum argileux quelque peu différent des classiques argiles à Tubotomaculum. Dans l'hypothèse inverse, il faut admettre que la série de Tanger dans cette zone septentrionale comporte un Oligocène présentant, d'une part, les caractères d'un proto-flysch et, d'autre part, des horizons à faciès "argiles à Tubotomaculum".

Dans le cas 1, on aurait une série tellienne manifestant un approfondissement en direction du bassin numidien. Dans le cas 2, il s'agirait d'une série numidienne proche de la marge africaine.

L'âge oligocène de la formation de Dar Zhirou est relativement bien établi. Le niveau à Zoophecos est plus particulièrement daté de la zone à Globorotalia opima par les foraminifères planctoniques (détermination G. BIZON, fig 42). Le nannoplancton (dét. H. FEINBERG) fournit Sphenolithus ciperensis, S. distentus, S. moriformis, Helicosphaera recta (R), Discoaster deflandrei, Dictyococcites bisectus, D. abisectus, Cyclicargolithus floridanus, Cyclococcolithus margaritae remanié, Zygrhablithus bilugatus, Reticulofenestra pseudoscissura R. umbilica remanié, Coccolithus pelagicus, ce qui correspond à la zone NP 24 au moins (environ N2, Oligocène moyen).

La formation de Dar Zhirou représente le premier jalon d'un ensemble de coupes homologues qui définiront un domaine paléogéographique. Elle sera par la suite considérée comme référence.

c) Le massif du Jbel Ez Zinat

Ce relief est constitué par l'assemblage de plusieurs panneaux de Numidien dont deux présentent une taille conséquente. Ils seront désignés géographiquement sous les noms de Zinat-ouest et de Zinat-est.

Le Zinat-ouest a une structure globalement tabulaire avec une base d'argiles varicolores à Tubotomaculum bien stratifiées (2, fig. 43). Il contraste avec le Zinat-est qui dessine une synforme en série inverse dont le flanc nord est surtout bien conservé. Une troncature basale y fait reposer les grès numidiens par la tranche sur l'unité massylienne de Melloussa. Au SE, des niveaux crétacés - éocènes sont coincés entre les deux ensembles précédents; ils présentent les faciès de l'unité des Beni-Ider mais pourraient éventuellement s'intégrer dans la série numidienne.

Le membre sous-numidien du Zinat-est est schématisé dans les figures 44 et 45. Il est caractérisé par:

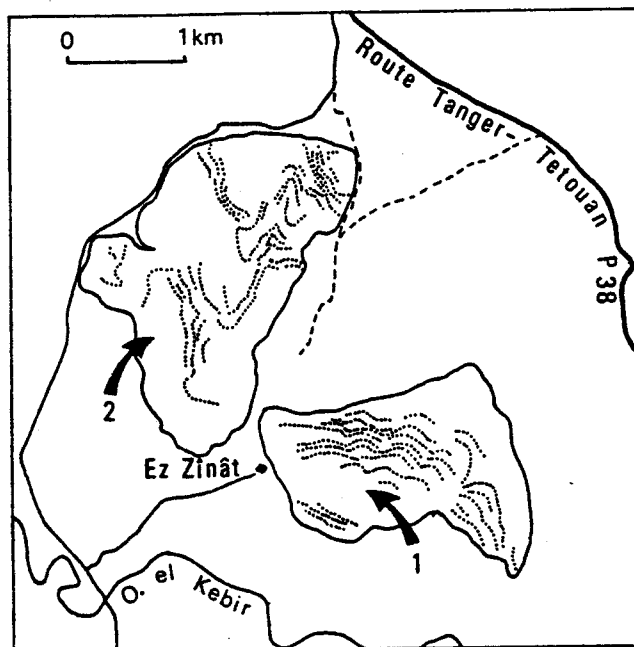


FIGURE 43

LE MASSIF DU
JBEL EZ ZINAT

- 1 : membre basal pélitique
du Zinat-est
2 : argiles à Tubotomaculum
du Zinat-ouest

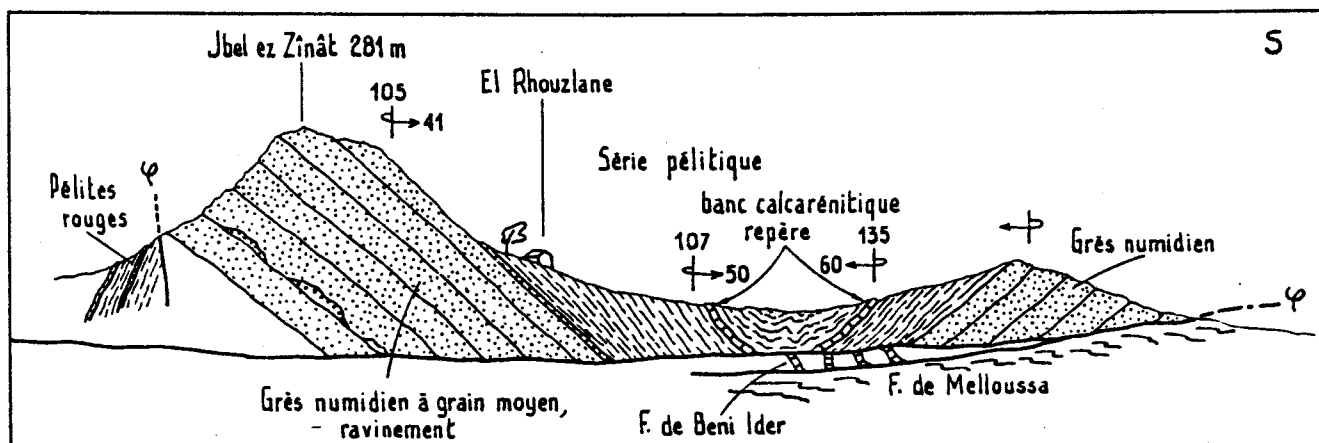


FIGURE 44 - COUPE N-S DU JBEL EZ ZINAT-EST

- La continuité stratigraphique et la concordance apparente des grès numidiens sus-jacents (grès grossiers à grains d'un diamètre maximal de 5 mm).
- La parenté de nature lithologique et de couleur avec les pélites priabono- oligocènes du Maurétanien ou des séries mérinides.
- L'existence de très rares petits Tubotomaculum.
- L'intercalation d'un banc métrique de calcarénite à structure turbiditique (il en existe d'autres moins épais et moins grossiers) dont le faciès et la nature des éléments remaniés sont identiques à ceux de la série maurétanienne. La faune granoclassée et clairement remaniée indique un âge priabonien (dét. BLONDEAU) avec des Lenticulines, des Hétérostégines probablement évoluées, des Discocyclines, Nummulites de type garnieri et Spiroclypeus sp..
- Des directions de figures d'affouillement orientées vers le secteur WSW-WNW (ces directions géométriquement rétablies sont ininterprétables du fait du mode inconnu de mise en place tectonique).

De manière générale, les pélites sont exemptes de carbonate, seuls quelques rares horizons font effervescence à l'acide et contiennent une microfaune caractéristique (dét. H. FEINBERG).

A environ 7 mètres sous le gros banc calcarénitique, un échantillon livre Globigerinita dissimilis dissimilis, G. dissimilis ciproensis, G. unicava, Globorotalia post-cretacea (= G. gemma JENKINS), Pseudohastigerina micra, P. naquewichiensis, Globigerina officinalis (= G. parva), G. angiporoides, G. aff. euapertura et un benthos très rare avec Bolivines, Uvigérines, Lagénidés, ce qui donne un âge oligocène inférieur (zone à P. micra et C. chipolensis de BOLLI). Le même niveau contient le nannoplancton suivant: Ericsonia subdistica, Chiasmolithus oamaruensis, Dictyococcites hesslandii, D. bisectus, Discoaster tani, D. deflandrei, Coccolithus pelagicus, C. eopelagicus, Helicosphaera compacta, H. bramletti, Cyclicargolithus floridanus, ce qui équivaut à la base de l'Oligocène, zone NP 21.

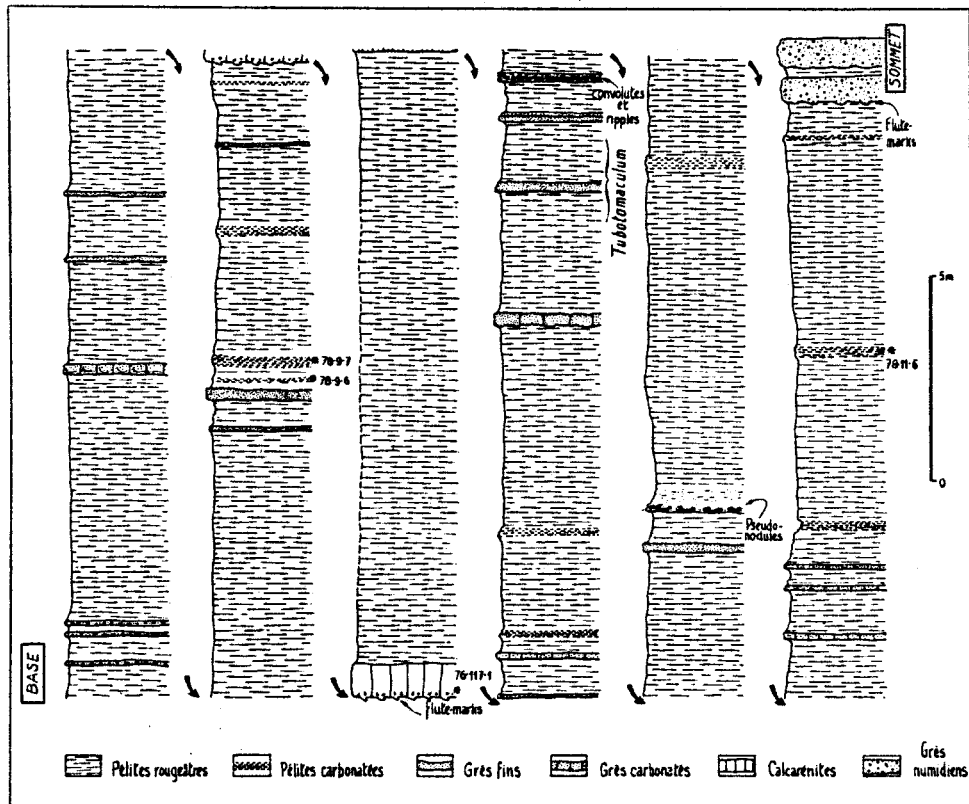


FIGURE 45 - COLONNE STRATIGRAPHIQUE DU MEMBRE NUMIDIEN BASAL DU ZINAT-EST

Un autre échantillon prélevé sur une autre coupe, mais toujours sous le niveau repère calcarénitique, livre une microfaune planctonique pauvre avec Globigerina cf. corpulenta, Globigerinita dissimilis, Globorotalia gr. cerroazulensis (un exemplaire) pouvant laisser croire à un âge priabonien infirmé par le nannoplancton : Sphenolithus distentus, S. moriformis, Discoaster tani ornatus, D. deflandrei, Cyclicargolithus floridanus, Dictyococcites hesslandii, D. bisectus, Coccolithus pelagicus et deux formes remaniées de l'Eocène supérieur Coccolithus formosus et Discoaster barbadiensis. Cette association de nannoplancton indique en fait l'Oligocène moyen, zone NP 23.

La partie inférieure de la série pélitique du Zinat peut donc approximativement être attribuée à l'Oligocène inférieur-moyen (zones P19 - N1).

La partie supérieure n'a fourni qu'un seul niveau fossilifère, à 6 mètres (c'est-à-dire peu avant l'apparition) des premiers grès grossiers. Il comporte Globigerinita dissimilis dissimilis, G. dissimilis ciproensis, G. unicava, Globigerina ciproensis, G. praebulloides, Globorotalia opima nana, Globorotaloides cf. testarugosa et pourrait être post-oligocène inférieur à

cause de la disparition des Pseudohastigérines. Cet âge est confirmé par le nannoplancton: Sphenolithus ciproensis (R), S. moriformis, Dictyococcites bisectus, D. abisectus, D. hesslandii, Helicosphaera euphratis, H. cf. recta, H. cf. ampliaperta, Discoaster deflandrei, D. woodringi, Triquetrorhabdulus carinatus, Zygrrhablithus bijugatus, Coccolithus pelagicus, C. eopelagicus. Cette association indique l'Oligocène supérieur, zone NP 25 (soit approximativement la zone N3 à G. ciproensis).

L'originalité du Numidien du Jbel Zinat a été soulignée par DURAND DELGA (1966). Les pélites violacées manifestent une grande similitude avec les mêmes niveaux du flysch maurétanien. Pour cette raison d'ordre paléogéographique, la série du Zinat sera retenue par la suite comme série de référence.

2) La zone du Sidi Habib

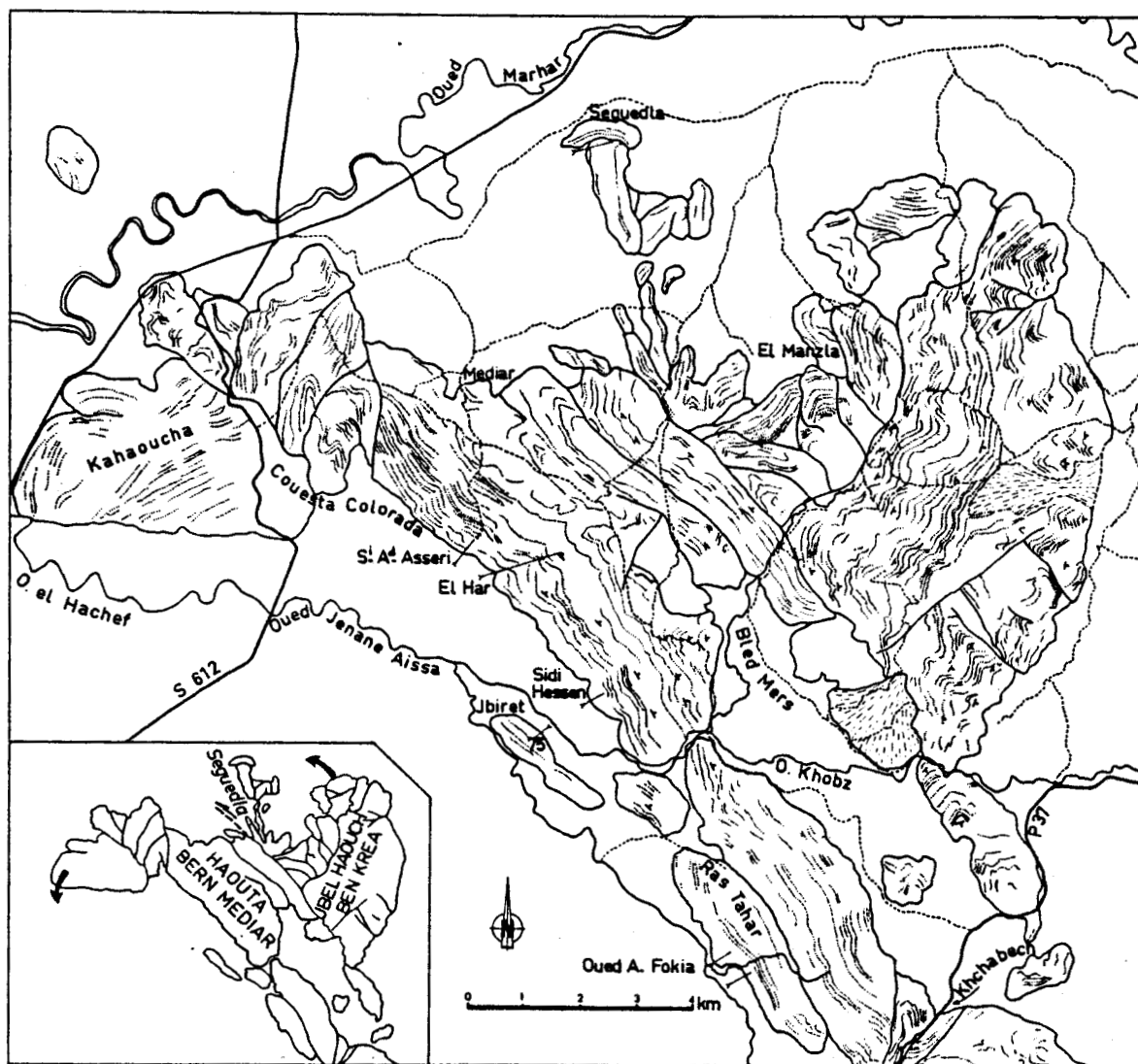


FIGURE 46 - MASSIFS DE L'HAOUTA BERN MEDIAR, JBEL HAOUCH BEN KREA, SEGUEDLA

Au S de l'Oued Marhar et sur une largeur d'une vingtaine de kilomètres se développe un front numidien qui correspond à l'extrémité de plusieurs massifs élémentaires juxtaposés.

Ces derniers seront regroupés en 5 ensembles:

- le massif de l'Haouta Bern Mediar
- le massif de Seguedla
- le massif du Jbel Haouch ben Kréa
- le massif de Dar Chaoui
- le massif du Jbel Sidi Habib - Haï't el Foki

a) Le massif de l'Haouta Bern Mediar

Entre l'embouchure de l'Oued Marhar au N et la route de Tétouan-Larache au S, s'étend sur une vingtaine de kilomètres un vaste monoclinale de grès numidiens incliné vers l'ENE. La continuité de cet ensemble est remarquable dans le paysage et en photographie aérienne; elle n'est interrompue que par l'Oued Khobz qui forme un défilé mettant en communication la dépression fermée du Bled Mers avec la plaine côtière.

A ses extrémités, ce monoclinale est déformé. Au NW, à l'ancien lieu-dit "Couesta Colorada", les barres numidiennes subissent une torsion senestre et sont débitées en plusieurs blocs ramenés vers le S au niveau de l'Oued el Hachef. Le bloc le plus occidental de Kahaoucha est entamé par une surface d'abrasion quaternaire. Au SE, au col de Khchabech et au contact du massif du Jbel Sidi Habib, les grès numidiens sont écrasés et disloqués, parfois traversés de filonnets gypseux.

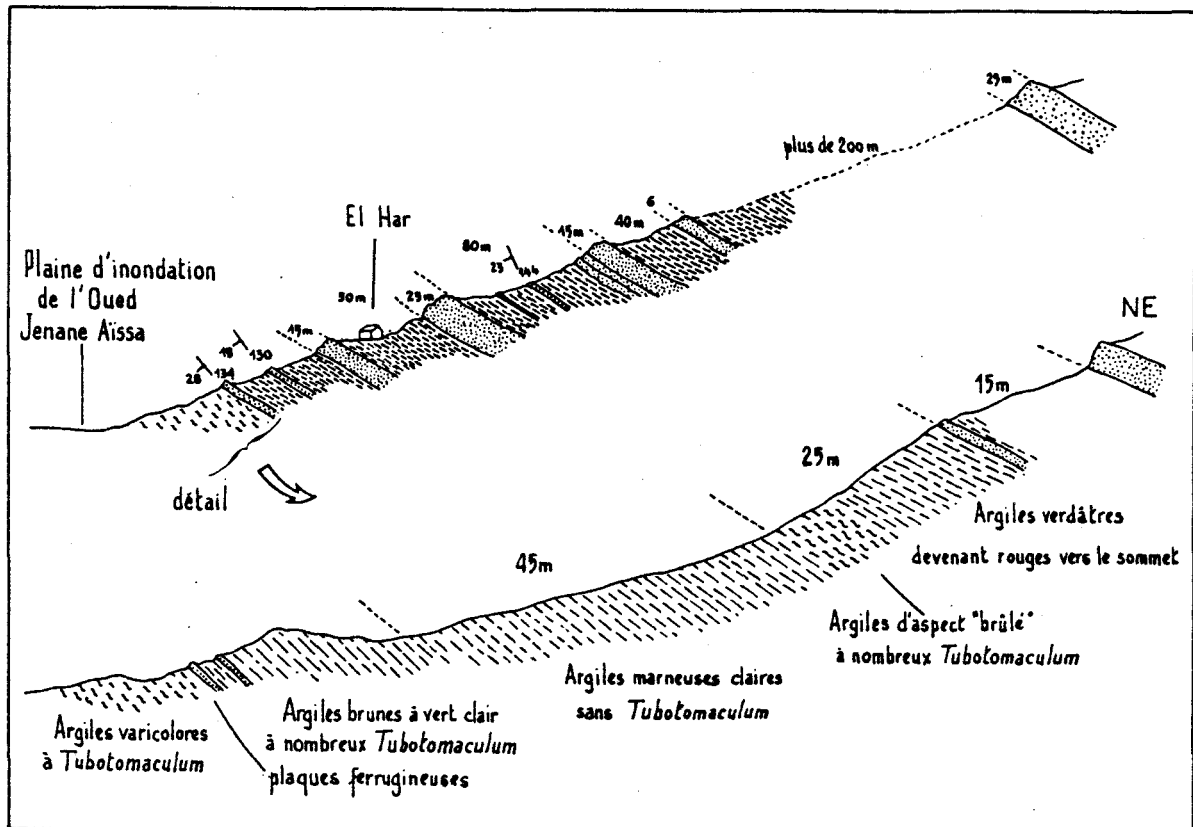


FIGURE 47 - COUPE D'EL HAR
(voir la situation sur la fig. 46)

L'épaisseur globale de la série gréseuse sur la transversale d'El Har (fig. 47) est estimée à environ 1000 m. Les petites dragées de quartz sont exceptionnelles. Au N du massif, au S de Mediar et dans la région de Dir Kroud - Dir Meliba, le pendage des grès se modifie et ces derniers dessinent une suite de petits synclinaux et anticlinaux, parfois limités par des failles. Dans le coeur des synclinaux, il n'a pas été observé de formations supra-numidiennes, sauf en un point décrit par DIDON et al. (1983) où elles consistent en des marnes à niveaux de silexites d'âge burdigalien. Au S de l'Oued Khobz, le monoclinal se flanque vers l'W d'un second monoclinal (Jbirèt-Ras Tahar), ce qui a pour effet de dédoubler la bande d'argiles à Tubotomaculum. Par ailleurs, ce petit ensemble de Jbirèt-Ras Tahar possède des caractères qui le rapprochent du Numidien de Dar Zhirou ou de Seguedla (voir ci-après). Ainsi, de nombreux blocs d'Eocène blanc à silex jalonnent la base des argiles sous-numidiennes et, d'autre part, DIDON y a mis en évidence une série de grès en petits bancs voisine de celle de Seguedla et constituant le relief du point coté 75.

De manière continue, sous les grès numidiens de l'Haouta Bern Mediar, se suivent les argiles à Tubotomaculum au travers desquelles ont été réalisées plusieurs coupes (fig. 47 et 48). Ces argiles sont toujours associées à des argiles marneuses avec une stratification nettement marquée et conforme à celle des grès numidiens sus-jacents. Malheureusement, le passage aux grès n'est pas bien visible.

Ce faciès particulier des argiles, carbonaté et brunâtre, fournit des microfaunes, ceci à l'inverse des argiles "brûlées" à Tubotomaculum qui n'en contiennent pas. Des données stratigraphiques en sont tirées par DIDON et al. (1983). Pour ma part, j'ai récolté des Planctoniques parmi lesquels FEINBERG a reconnu : Globigerina praebulloides, G. anguliofficialis, G. euapertura, G. gr. tripartita rohri, G. angiporoides, Globigerinita unicava, G. dissimilis, G. cf. praestainforthi.

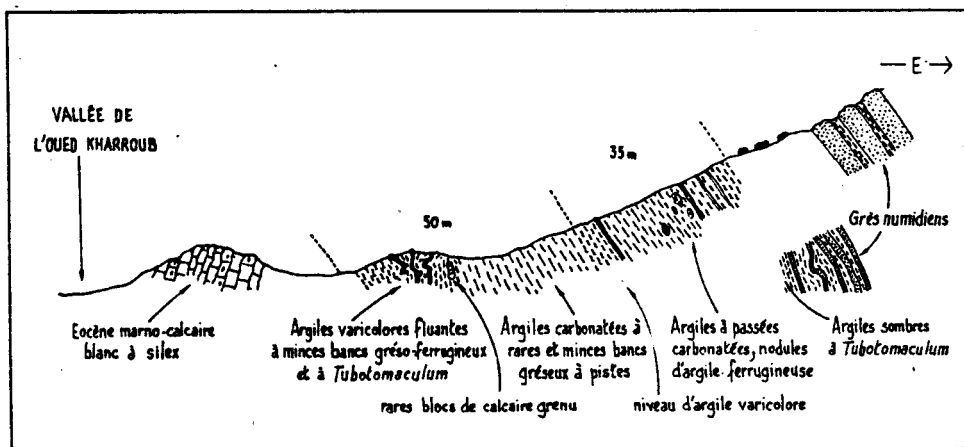


FIGURE 48 - COUPE DE L'OUED AIN FOKIA
(voir la situation sur la fig. 46)

En plus de ces formes, dans les argiles sous-numidiennes du massif de Jbirèt-Ras Tahar (Oued Ai'n Fokia, fig. 48), se rencontre Globigerinita stainforthi. La plupart de ces espèces indiqueraient un âge oligocène inférieur, sauf G. stainforthi dont la répartition s'étend à l'ensemble Aquitainien - Burdigalien inférieur (N4 - N7).

Les intercalations carbonatées et fossilifères sont considérées comme un caractère numidien externe, ce qui rapproche la colonne stratigraphique de l'Haouta Bern Mediar de celle de Dar Zhirou.

b) Le massif de Seguedla

Bien que de dimension modeste et coincé entre les grands reliefs numidiens de l'Haouta Bern Mediar et du Jbel Haouch Ben Kréa (fig. 46), le massif de Seguedla présente un intérêt stratigraphique.

Sa structure fait se juxtaposer des éléments de grès, vraisemblablement alignés à l'origine, mais formant actuellement un dispositif en forme de Z. Sa particularité repose sur l'existence d'une formation dont la continuité stratigraphique avec les grès numidiens n'est pas totalement assurée, mais qui semble bien en former la base. Cette formation, appelée ici formation de Seguedla, se développe dans les ravins au N de la branche W-E de Seguedla et dans la combe au N du point coté 207 (EL MANZLA, $x = 458,62 - y = 558,65$) où elle appartient, semble-t-il, à la branche N-S.

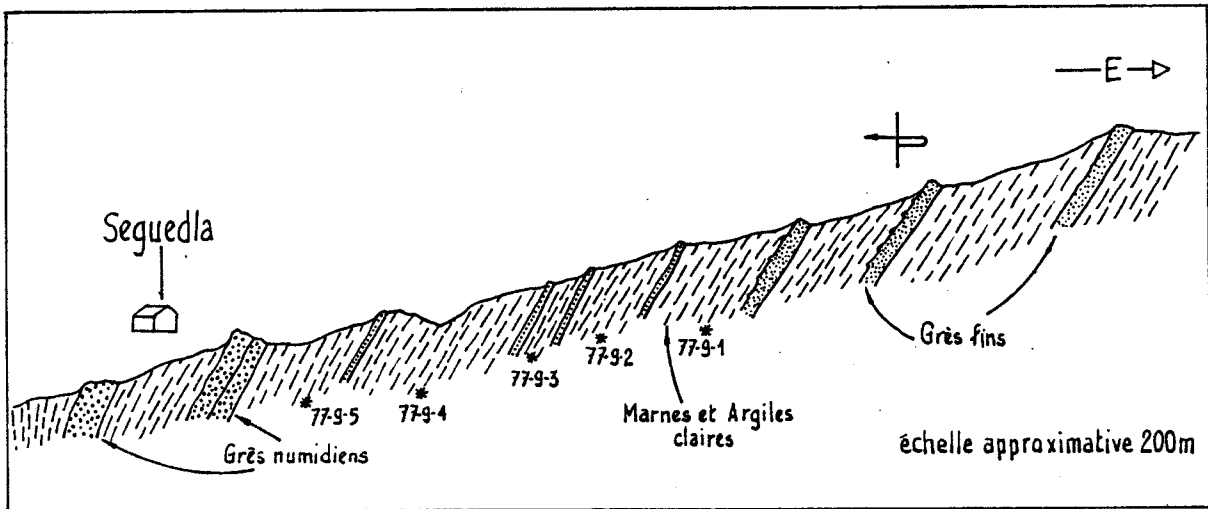


FIGURE 49 - COUPE DE SEGUEDLA
(voir la situation sur la fig. 46)

Le long d'une ravine, on relève une coupe (fig. 49) montrant des bancs verticaux ou renversés de grès fins d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur moyenne, alternant avec des argiles à passages marneux. Les traces de courant et les empreintes organiques (*Zoophycos*) sont fréquentes. Dans le bas, un banc métrique de grès à faciès numidien (grains de 3 mm de diamètre) s'intercale au sein des marnes.

Un certain nombre d'échantillons se sont avérés fossilifères et Madame G. BIZON y a déterminé:

- 77-9-1 : *Globigerina praebulloides*, *G. angustumillicata*, *G. tripartita*, *G. woodi*, *Globigerinita incrusta*, *Globigerinoides primordius*, soit l'Aquitaniens (zone à *G. kucleri* - *G. primordius*).
- 77-9-2 : *Globigerina praebulloides*, *G. tripartita*, *Globigerinita incrusta*.
- 77-9-3 : *Globigerinita dissimilis*, *G. incrusta*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotaloides suteri*.
- 77-9-4 : *Globigerina praebulloides*, *Globorotalia* gr. *siakensis*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globorotalia kucleri*, soit l'Aquitaniens (zone à *G. kucleri*).
- 77-9-5 : *Globigerinita incrusta*, *G. dissimilis*, *Globigerina praebulloides*, *Globorotaloides suteri*, *Globoquadrina dehiscens*, soit la zone à *G. kucleri*.

La formation de Seguedla, comme la formation de Dar Zhirou, apporte donc de nouvelles données stratigraphiques mais le problème de son appartenance n'est pas résolu. Trois hypothèses sont avancées:

- a) Elle constitue la base (post-apparition des premiers grès grossiers) d'une série numidienne.

- b) Elle forme la couverture stratigraphique de l'unité de Tanger (aucun argument ne peut être apporté en ce sens dans la région et par ailleurs des grès analogues en petits bancs passent aux grès numidiens francs au N du massif).
- c) Elle représente une formation de resédimentation (de grès numidiens notamment). En ce cas, les faunes seraient remaniées.

La première solution est à mes yeux la plus vraisemblable. Par rapport aux régions plus orientales, elle témoignerait d'un certain retard des premières décharges gréseuses (N4). Celles-ci auraient été dans un premier temps peu fournies, alternant avec des argiles et des marnes.

Bien qu'asynchrones, la formation de Seguedla et la formation de Dar Zhirou peuvent être rapprochées par leurs caractères sédimentologiques. Elles correspondraient à un domaine externe du bassin numidien.

c) Le massif du Jbel Haouch Ben Kréa

Je n'ai pas reconnu ce massif sur le terrain. Il semble être constitué d'un empilement de lames tectoniques de grès numidiens, en position renversée, mais cela n'est pas confirmé. D'après la cartographie de DURAND DELGA, les argiles à Tubotomaculum affleurent au NE du massif.

Une discontinuité majeure sépare le Jbel Haouch Ben Kréa de l'Haouta Bern Mediar puisque leurs directions structurales sont fortement obliques (fig. 46). Cette rotation a pu être la conséquence d'un déplacement soit senestre (fig.50, A), soit dextre (fig.50, B). Le caractère externe présumé de la série de Seguedla milite en faveur de l'hypothèse B.

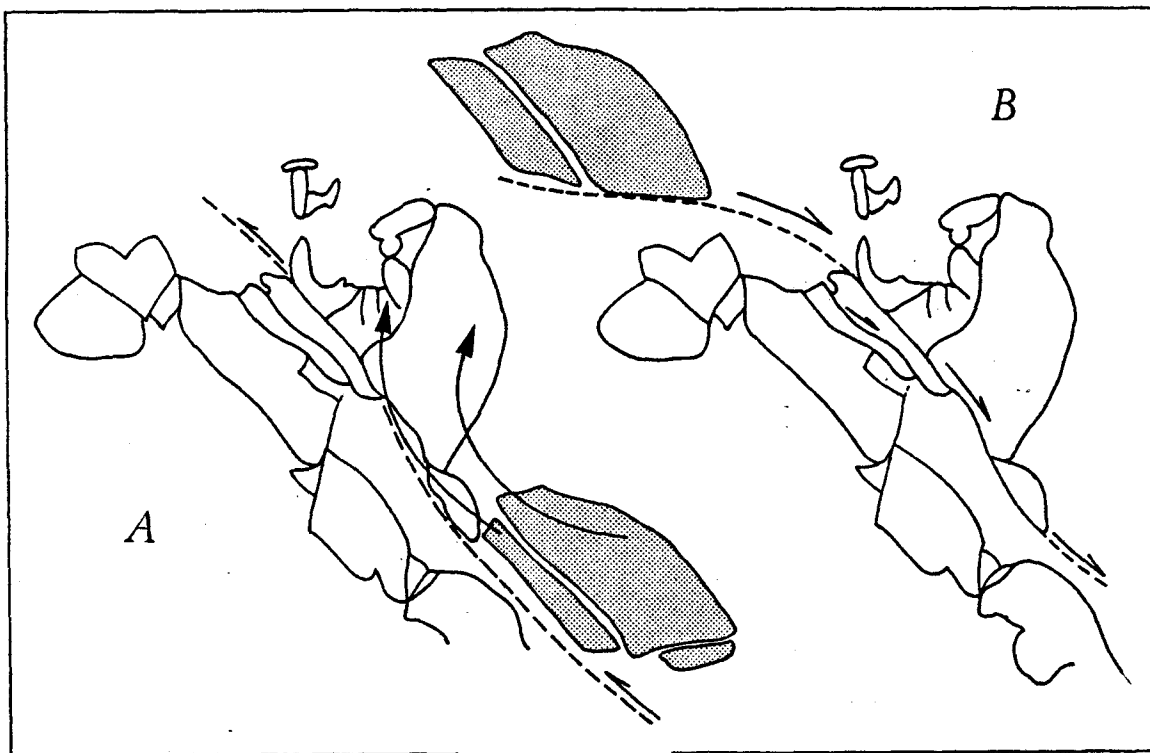


FIGURE 50

DEUX INTERPRETATIONS
DES DEPLACEMENTS RELATIFS DES MASSIFS NUMIDIENS
AU N DU JBEL SIDI HABIB

d) Le massif de Dar Chaoui

Ce petit massif est isolé du corps principal de la zone du Jbel Sidi Habib et se rattache peut-être vers le S au Jbel Atbaz. Il repose sur un coussinet d'argiles à Tubotomaculum visible le long de la route de Larache. Une coupe faite à l'E du massif (fig. 51) montre, à proximité des grès numidiens et à travers le maquis, une formation pélito-silteuse claire que je n'ai pu attribuer avec certitude soit au membre supra-numidien soit aux phthanites massyliennes.

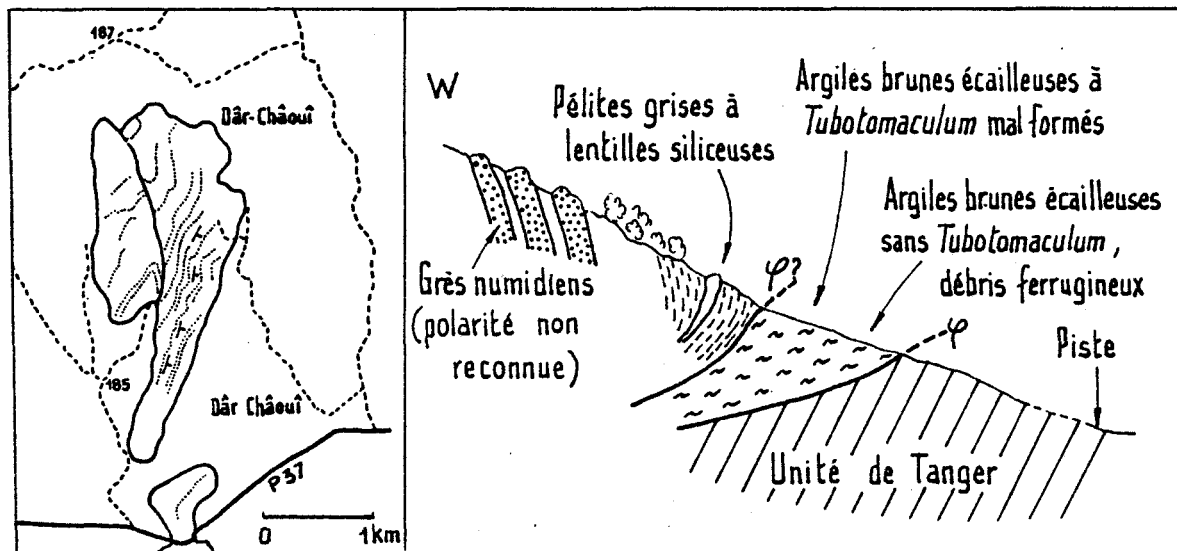


FIGURE 51 - LE MASSIF DE DAR CHAQUI ET UNE COUPE A L'E DU MASSIF

e) Le massif du Jbel Sidi Habib - Ha't el Foki

Au S de la route de Tetouan à Larache s'élève le lourd massif du Jbel Sidi Habib (point culminant 915 m), boisé et assez peu pénétrable. La photographie aérienne constitue pratiquement le seul moyen de décrypter sa structure (fig. 52).

A première vue, une distinction s'opère entre une zone occidentale et une zone orientale séparées par une bande plus déprimée, à structure confuse, couvrant vers le N le bassin de Felalsa et vers le S le bassin de l'Oued Dehar Foukou's. Une ligne de crête sépare ces deux bassins et relie le Jbel Sidi Habib à Hammadech.

- La zone occidentale, ou massif du Sidi Habib proprement dit, juxtapose quatre panneaux de grès dont la particularité repose sur l'orientation structurale ESE-WNW (monoclinaux et plis serrés), différente de l'orientation normale dans le Rif occidental. Des coupes faites à l'W du massif (Dechra Khedman, Habata, C.L. x = 464 - y = 539) montrent les grès numidiens renversés, collés à leur substratum d'argiles rouges à Tubotomaculum. Vers Habata, des argiles à passées carbonatées contenant une maigre faune à Globigerina tripartita sont associées à ces dernières, offrant une certaine ressemblance avec la bordure ouest de l'Haouta Bern Mediar.
- La zone orientale s'étend du Jbel es Selkha au S jusqu'aux abords de Dar Chaoui au N. L'orientation moyenne est N-S, quoique assez zig-zagante dans le détail.

Une première interprétation de ce puzzle consisterait à faire se succéder au moins deux phases de contraintes et de déplacement, schématisées par les figures 53 et 54. La première phase édifie un dispositif régulier de plis alignés NW-SE. La seconde reprend obliquement les structures et provoque d'une part des cisaillements (senestres principalement) et d'autre part des plis transverses et des écrasements (Jbel Sidi Habib).

Une autre interprétation, plus complexe, serait de relier la zone orientale avec le synclinal de Chenatfa au S (voir ci-après) via les deux massifs du Jbel Sidi Arfoun et de la Koudiet el Rherka.

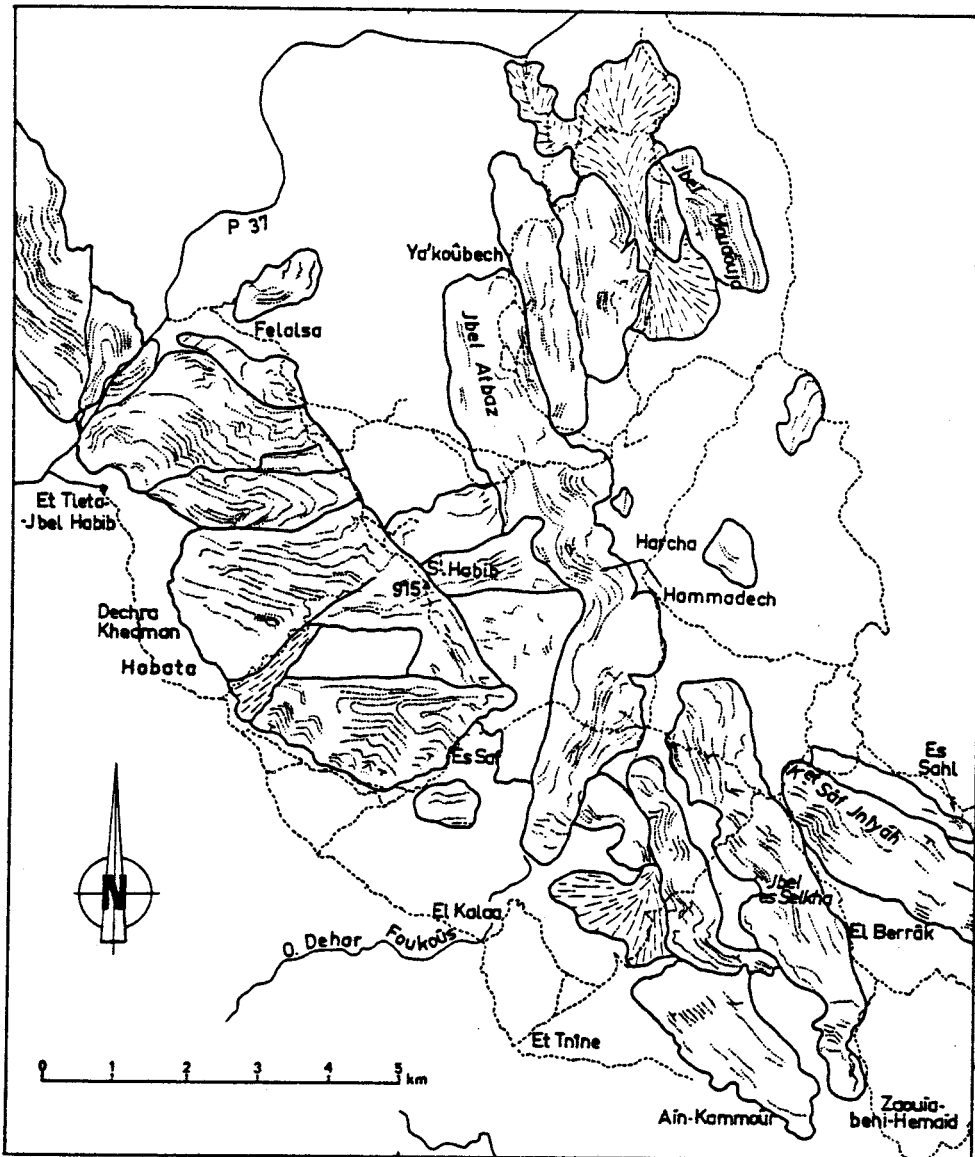


FIGURE 52 - LE MASSIF NUMIDIEN DU JBEL SIDI HABIB - HAIT EL FOKI

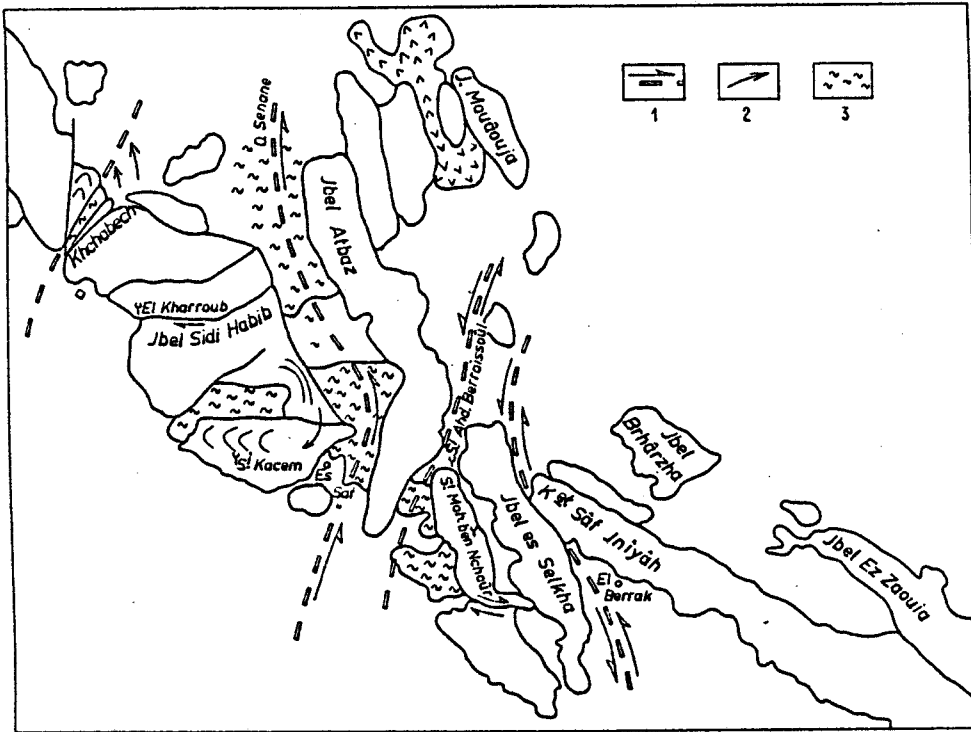


FIGURE 53

ELEMENTS
TECTONIQUES
PRINCIPAUX
DU MASSIF DU
JBEL SIDI HABIB

- 1 : décrochement
2 : déplacement
3 : zone chaotique

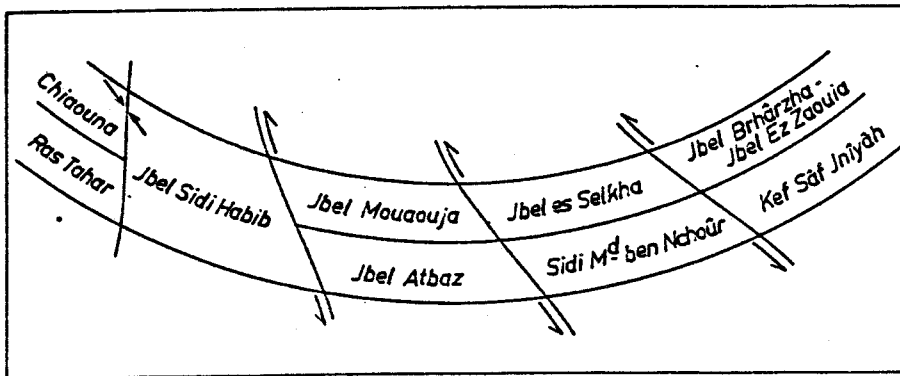


FIGURE 54

UNE
RECONSTITUTION
PROBABLE DES
MASSIFS
NUMIDIENS
DU JBEL SIDI
HABIB

3) La "crête gréseuse" du Jbel Kareha

P.FALLOT (1937) donnait le nom de "Crête gréseuse" à un alignement remarquable de sommets qui naissent au Jbel Khizana au S et qui courent jusqu'au N des Beni Ider. A l'époque, cet ensemble était considéré d'âge crétacé et censé relayer la "Haute crête" (Jbel Tisirène). Si l'attribution stratigraphique a changé depuis lors, l'unité géographique et géologique demeure. La même terminologie a donc été reprise en y adjoignant le nom d'une des cimes de la portion moyenne.

La "crête gréseuse" est sectionnée obliquement par des accidents plus ou moins importants au niveau desquels sont implantés des cols délimitant les massifs principaux (fig. 54):

- le massif du Jbel Ez Zaouia
- le massif de Sidi Moulay Abd es Selam - Jbel Bou Hassim
- le massif du Jbel Soukna
- le massif du Jbel Khizana

a) Le massif du Jbel Ez Zaouia

Entre le col d'Es Sahl ($x = 476,1 - y = 536,4$, P.C. 692 m) au NW et la piste de Tleta-Beni-Ider à Khemis des Beni-Arouss au SE, se développe une ligne de relief constituée de grès numidiens. En fait, ce relief se dédouble en deux crêtes parallèles séparées par une combe plus ou moins large. Il s'agit des deux flancs désolidarisés d'un synclinal tronqué à sa base, comme le montrent les critères de polarité et la présence latérale d'une bande d'argiles à Tubotomaculum liée aux grès.

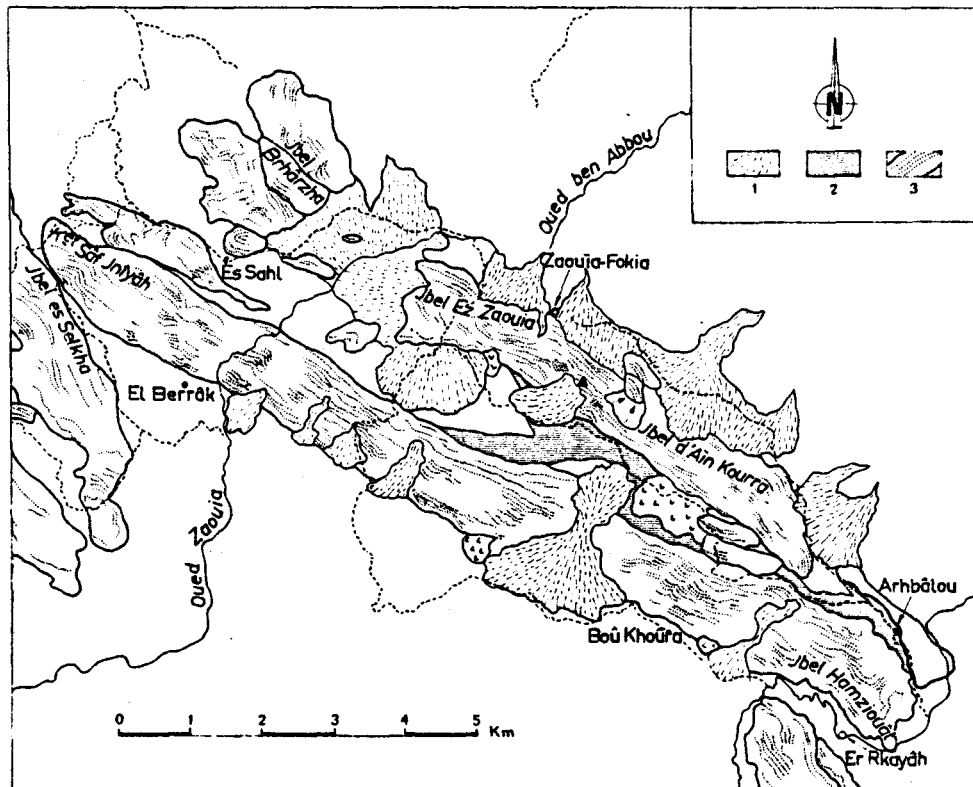


FIGURE 55

LES GRÈS NUMIDIENS DU MASSIF DU JBEL EZ ZAOUIA

- 1: éboulis - 2: silexites supra-numidiennes - 3: grès numidiens avec la trace des bancs.
Les autres formations et le membre sous-numidien ont été laissés en blanc

La crête occidentale est la plus continue. Son extrémité nord affronte le décrochement d'El Berrâk (fig. 55) et se poursuit vers le S par la Koudiet Sâf Jnîyah, le Sâf el Oued, la Koudiet Sehâne Targra, la Kouïrra d'el Mâ1, le Jbel Hamziouat. La valeur angulaire du pendage des grès varie: en général faible à la base de la série, il augmente vers le haut. Le comportement des barres gréseuses s'apparente à celui d'un paquet de cartes reposant sur la tranche; dans certains cas ces barres s'ouvrent et se renversent. La continuité des argiles à Tubotomaculum (peu colorées et peu fluantes souvent) avec les grès s'observe dans la cluse de l'Oued Zaouia - Gourmât et au-dessus du douar de Bou-Khouira.

La crête orientale est plus irrégulière. Au N, le massif du Jbel Brhârzha est rapporté à cet ensemble; il est constitué par plusieurs petites lames accolées ayant une structure en plis serrés et obliques par rapport à l'axe général du synclinal.

La coupe du col d'Es Sahl montre sous les grès numidiens une série laminée dans laquelle on reconnaît de haut en bas:

- 15 m de pélites grises à minces plaquettes gréseuses;
- 20 m de pélites rougeâtres avec des grès ferrugineux friables, des bancs de calcaires gréseux granoclassés à leur base et à patine roussâtre, contenant des Planctoniques, des Nummulites, de petites Discocyclines, Asterodiscus sp., des Dasycladacées et des débris hachés d'Algues;
- 20 m d'un flysch clair à bancs calcaires à patine jaunâtre avec Orbitoides sp., Siderolites calcitrapoides, Globotruncana stuarti du Maestrichtien;
- 10 m de phtanites blancs;
- sous un contact tectonique, le Sénonien marneux de la nappe de Tanger.

Bien que l'affleurement soit de qualité, on ne peut exclure un contact majeur dans un niveau argileux. Sinon, on distingue à la partie supérieure des affinités maurétaniennes assez distales et, à la partie inférieure, des phtanites analogues à ceux du Massylien.

La vallée de l'Oued el Harrich (cours supérieur de l'Oued Zaouia- Gourmât) sépare le Jbel Brharzha du Jbel Ez Zaouia et entame le Sénonien à faciès tellien. Des éboulis de Numidien recouvrent largement ce hiatus. La crête numidienne orientale s'allonge ensuite de manière continue du Jbel Ez Zaouia au Jbel d'Al'n Kouorra, puis s'effiloche au N d'Arhbálou. En ce dernier point, sous le Numidien, apparaît un Sénonien marneux à "bouses" de calcite (Massylien ou Tellien) et des phtanites de type céno-mano-turonien.

La formation d'Arhbálou

En différents secteurs de la dépression axiale du synclinal d'Ez Zaouia et plus particulièrement en trois points:

- Au douar d'Arhbálou nord-ouest,
- Entre les points cotés 901 et 857,
- Au S du point coté 969,

se développe une formation claire, d'apparence pélitique mais en fait consolidée et siliceuse. La concentration en silice peut conduire à un aspect de silexoïde. L'épaisseur atteint une cinquantaine de mètres. Cette formation couronne la série des grès numidiens, ainsi ces derniers se manifestent encore par de minces récurrences au sein des silexoïdes.

Au sommet, les pélites claires admettent des intercalations lenticulaires de pélites rouges feuilletées associées à des galets de calcaires à traces noires sur la cassure (faciès apparenté aux séries telliennes). L'exiguïté de l'affleurement nécessite une certaine réserve quant à l'interprétation.

Aucun niveau carbonaté n'a été décelé, ni aucun foraminifère planctonique. Le rare nannoplancton à la limite grès-silexoïdes contient Coccolithus pelagicus, Cyclicargolithus floridanus, Sphenolithus moriformis, Discoaster druggii (dét. FEINBERG). Cette dernière forme s'étend de NN2 à NN4 pro parte (soit N5-N7 environ, Aquitanien supérieur - Burdigalien). L'aspect et la position stratigraphique de cette formation siliceuse sont équivalents à ceux des silexites d'Afrique du Nord et de la Sicile.

b) Le massif de Sidi Moulay Abd-es-Selam - Jbel Bou Hassim

Entre la piste de Beni Ider à Khemis de Beni-Arouss, au N, et le col du Sidi Bou Maalet (x = 500,2, y = 506,7, z = 1075 m), au S, s'étend une ligne de crête quasi-continue qui sépare les bassins versants atlantique et méditerranéen. Ce long relief culmine vers 1660 m au Jbel Kareha et est incisé à mi-longueur par un passage oblique atteignant 1076 m près de Báb Setáh (x = 490,2 - y = 521,4). Ainsi, on peut distinguer deux môles: l'un au N, dominé par les jbel Kerchichane (1377 m) et El'Alam (lieux d'un pèlerinage renommé au Sidi Moulay Abd-es-Selam), l'autre au S, constitué par l'arête du Jbel Bou Hassim (P.C. 1602 m).

Cette description sommaire ne rend pas compte en fait de la complexité de l'assemblage des panneaux de Numidien (fig. 56). Un examen attentif permet d'en proposer une interprétation tectonique (fig. 57). Comme pour les ensembles précédents, un stade intermédiaire dans la structuration est la formation d'un pli synclinal ou plus exactement de deux flancs synclinaux rabotés à leur base et allongés régulièrement selon une direction NNW-SSE.

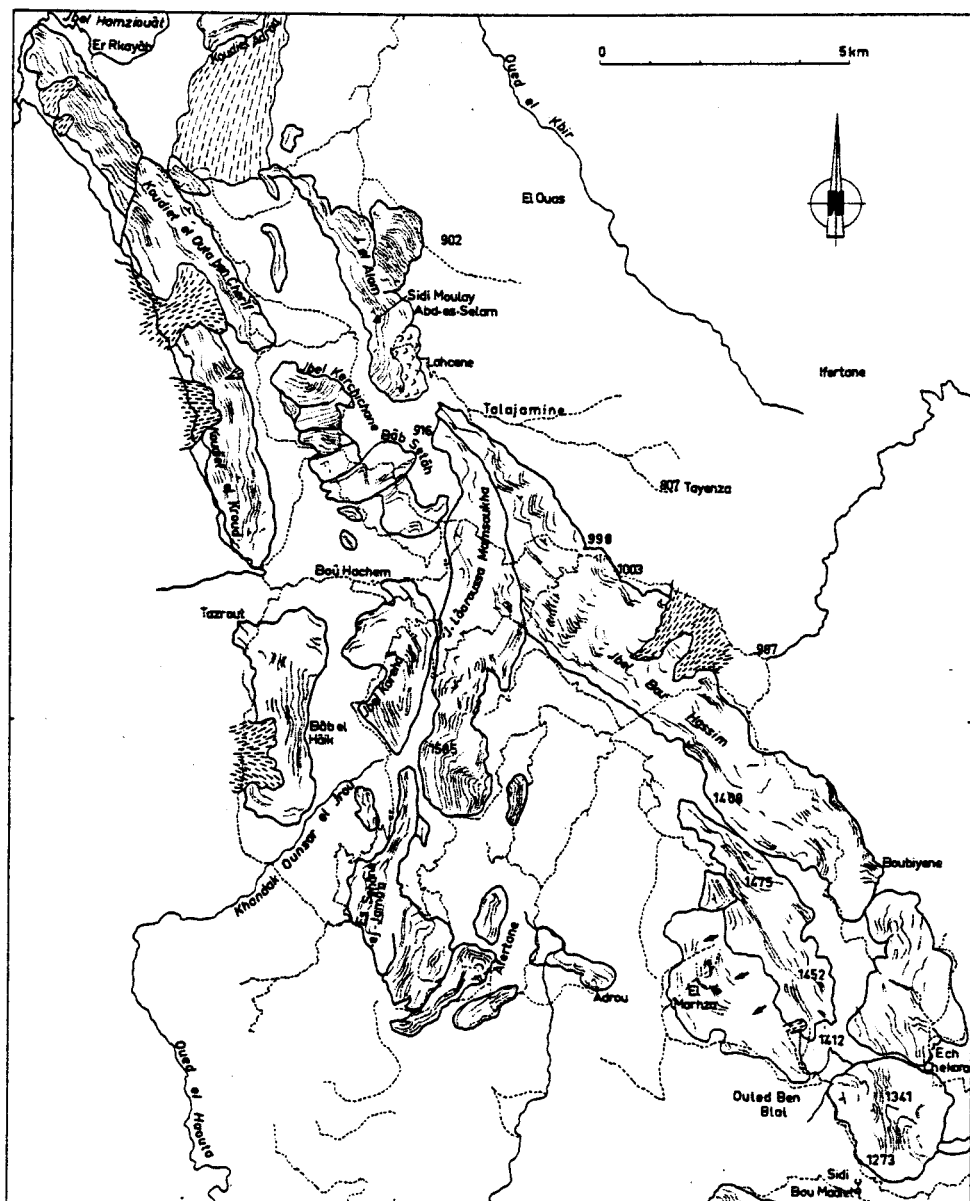


FIGURE 56

LES GRES NUMIDIENS DU MASSIF DE
SIDI MOULAY ABD-ES-SELAM - JBEL BOU HASSIM

b1) La zone du Sidi Moulay Abd-es-Salam

La structure synclinale se retrouve dans les deux crêtes parallèles de la Koudiet el Outa ben Cherff et du Jbel El'Alam. Les argiles varicolores en constituent le substratum et affleurent bien, par exemple au pied de l'escarpement du Moulay Abd-es-Salam, en superposition tectonique sur un flysch calcaro-argileux crétacé supérieur - éocène maurétanien lié à une couverture de type grés-micacé mais anormalement grossière et d'aspect mollassique (point coté 902 m).

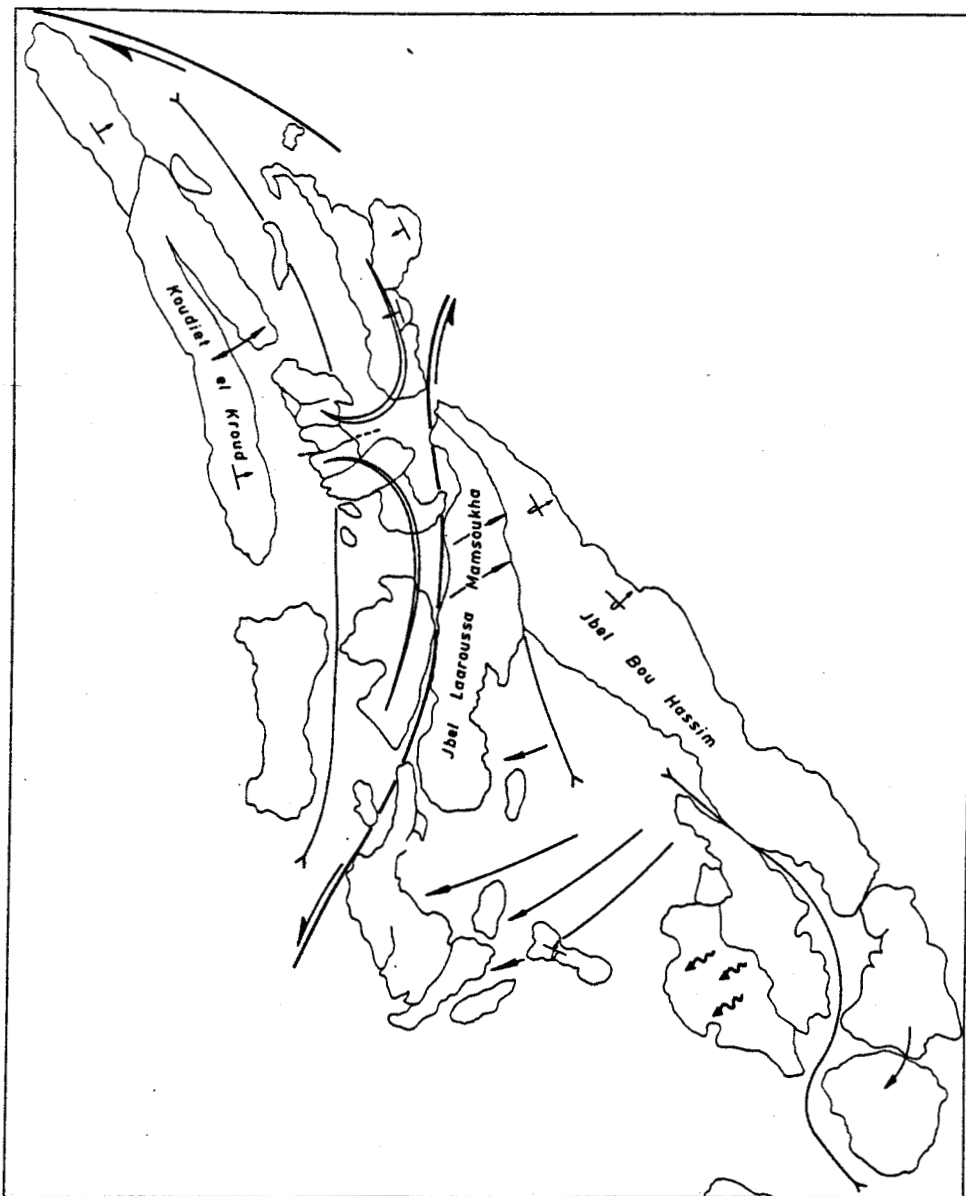


FIGURE 57

INTERPRETATION TECTONIQUE DU MASSIF DE
SIDI MOULAY ABD-ES-SELAM JBEL BOU HASSIM

flèche : déplacement - demi-flèche : décrochement - Axe fourchu : axe synclinal

Au N, un décrochement dextre affecte le flanc ouest du synclinal numidien au niveau du col d'Er Rkayah occupé par les argiles à Tubotomaculum du Jbel

Hamziouât. Le flanc oriental est fortement disséqué et a alimenté en partie le vaste glacis qui se répand en direction de Tleta Beni-Ider.

Vers le S, le flanc occidental se prolonge de manière assez rectiligne: Koudiet el Outa Ben Cheriff, Koudiet el Kroud, arête de Bab El Hafk, puis s'interrompt brutalement sur le rebord du bassin de l'Oued el Haouta.

Le flanc oriental est intensément disloqué et se reconnaît dans les éléments gréseux désorganisés entre Bab Setâh et la maison forestière de Bou Hachem. Il recouvre ensuite une orientation N-S au Jbel Kareha avec des bancs en grande partie renversés. Le massif d'Es Sehâne-ej-Jamá'a - Tarhlmine ($x = 490,5 - y = 510,5$) ne semble pas en continuité avec le Jbel Kareha.

Ainsi, l'axe synclinal s'évanouit au S d'Ollika ($x = 489,3 - y = 513,8$). Une première interprétation pourrait conclure à une terminaison simple, en fait nous préférons la conception exposée à la suite.

b2) La zone du Jbel Bou Hassim

Depuis l'W du hameau de Talajamine ($x = 491,7 - y = 522,3$) jusqu'à la source du Khandak Ounsar ej Jrou ($x = 490,9 - y = 516$) se dessine une discontinuité, empruntée par le haut cours de l'Oued bou Zaïtoun. Elle jalonne un contact important de décrochement senestre entre la zone décrite précédemment et les massifs situés à l'E et au SE. Ainsi, le motif synclinal réapparaît sous la forme d'un flanc oriental: le Jbel Bou Hassim et d'un flanc occidental: le Jbel Lâaroussa Mamsoukha et son extension vers le S (P.C. 1585 et 1455 en $x = 492 - y = 515$). En fait, cette structure manifeste une plus grande complexité:

- Le Jbel Bou Hassim est couché en une barre monoclinale renversée (base tournée vers l'ENE), cela avec certitude au N du point coté 1408 ($x = 497,3 - y = 514,6$). Au S de ce point la continuité n'est pas assurée. La ligne de crête du P.C. 1475 au P.C. 1452 appartiendrait au flanc occidental et serait indépendante du prolongement du Bou Hassim, cette dernière constituant une croupe moins élevée jusqu'à l'oued arrosant Ech Chekora ($x = 501,7 - y = 509,8$).
- Le Jbel Lâaroussa Mamsoukha diverge vers le S du Jbel Bou Hassim. Cette géométrie résulterait d'un mouvement de rotation dextre du massif, conduisant à l'affrontement et à l'emboutissage au N et, inversement, à l'écartement au S. Dans la région d'Afertane- Adrou ($x = 494 - y = 511,5$), le décrochement vers l'W du flanc occidental a morcelé et éparpillé de petits massifs qui présentent des orientations anormales ou une polarité inverse. Entre la crête sud du Bou Hassim et le douar d'El Marhza, des panneaux de grès numidiens ont glissé vers l'W dans la pente comme une pile de cartes et se sont tordus dans leur progression.
- Le massif d'Ouled Ben Blal, entre le P.C. 1412 et le col de Sidi Bou Maalet, est constitué de grès numidiens. Les bancs reposent par la tranche en série inverse à pendage ouest. Il existe sur la crête entre les P.C. 1341 et 1273 des niveaux de silexites vraisemblablement numidiens. Au N d'Ouled Ben Blal, DIDON a reconnu des pélites rouges sous-numidiennes. Enfin, le pied sud-ouest du massif est composé de "flysch albo-aptien" et de phtanites cénomano-turonien. Il est probable qu'il appartient au flanc occidental du motif synclinal.

Le substratum possible du Numidien:

Il n'existe pas de bonnes coupes qui permettent d'analyser les rapports entre les argiles à Tubotomaculum et leur substratum. Par ailleurs, seul le versant oriental du Moulay Abd-es-Selam - Bou Hassim a été exploré. Cette zone montre toujours un état chaotique entre les grès numidiens et les grès micacés de la nappe des Beni Ider. Il n'est pas exclu qu'il puisse s'agir d'un complexe tectonique ou tectono-sédimentaire représentant l'assise stratigraphique du Numidien. En d'autres termes, une phase tectonique peut avoir précédé une

discordance stratigraphique du Numidien. Cette remarque s'applique surtout au revers NE du Jbel Bou Hassim, entre les P.C. 987 et 998 de la piste de Rinfine à Khemis des Beni Arouss, où les grès numidiens et les argiles de base renversés supportent (fig. 58) un flysch atypique, à éléments désorganisés plutôt d'affinités massyliennes (au sens large).

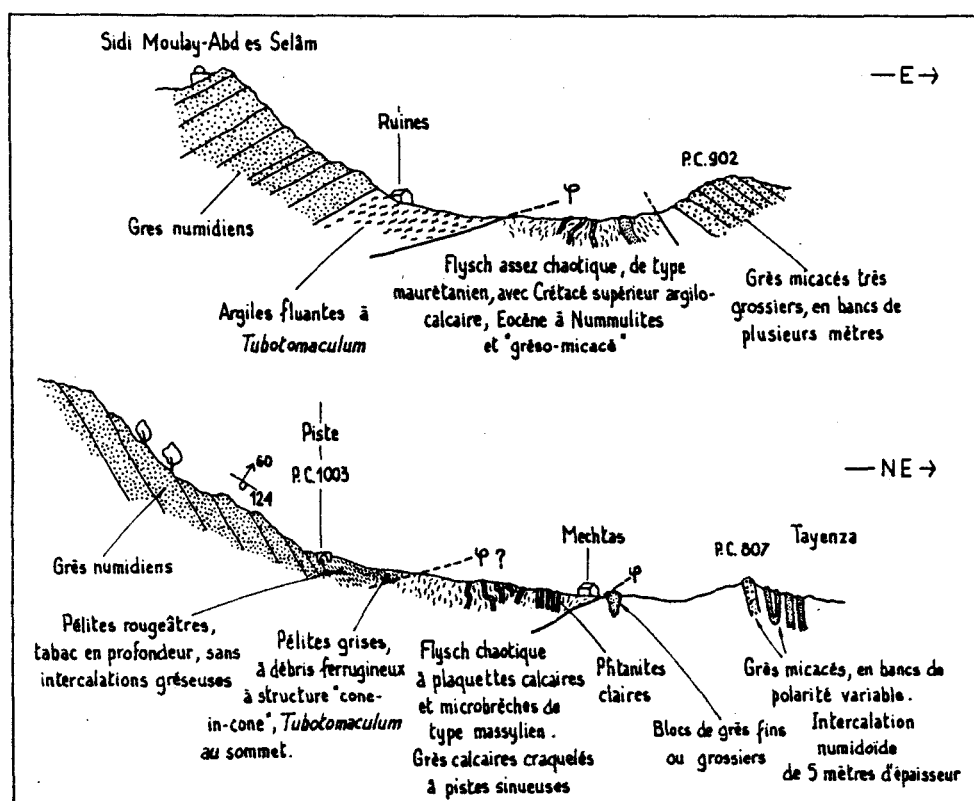


FIGURE 58 - COUPES A L'E DU SIDI MOULAY ABD-ES-SELAM ET DU JBEL BOU HASSIM

c) Le massif du Jbel Soukna

Cerné par les dépressions des oueds Laou, Tazarine, Loukkos, Mensouira et Ez Zaouia, le môle du Jbel Soukna forme une figure imposante dans le paysage. Il constitue par ailleurs la terminaison méridionale d'une chaîne ininterrompue de reliefs numidiens, longue d'environ 80 km jusqu'à l'Oued Marhar. Deux sous-ensembles sont distingués:

- le massif d'El Kouaoura,
- le massif du Jbel Soukna proprement dit.

c1) Le massif d'El Kouaoura

Il s'allonge selon une direction ESE-WNW entre les douars d'Issoureh et d'Irhem et culmine à 1310 m (CHEFCHAOUENE, $x = 500,8 - y = 504,8$). C'est un ensemble monoclinale en série normale et à pendage NNE (fig. 59). L'unicité du massif n'est pas assurée avec certitude. Son intérêt stratigraphique repose sur la série de base des grès qui affleure au col d'Abrehounine (fig. 60) et à proximité d'El Kouaoura.

Elle consiste en des pélites rouges stratifiées, de type Zinat, sans Tubotomaculum. La transition avec les grès numidiens est ménagée sur une quinzaine de mètres par une série de grès micacés en petits bancs associés à des

intercalations numidoïdes. Ce faciès grés-micacé s'éteint au-dessus de la barre numidienne du point coté 1310.

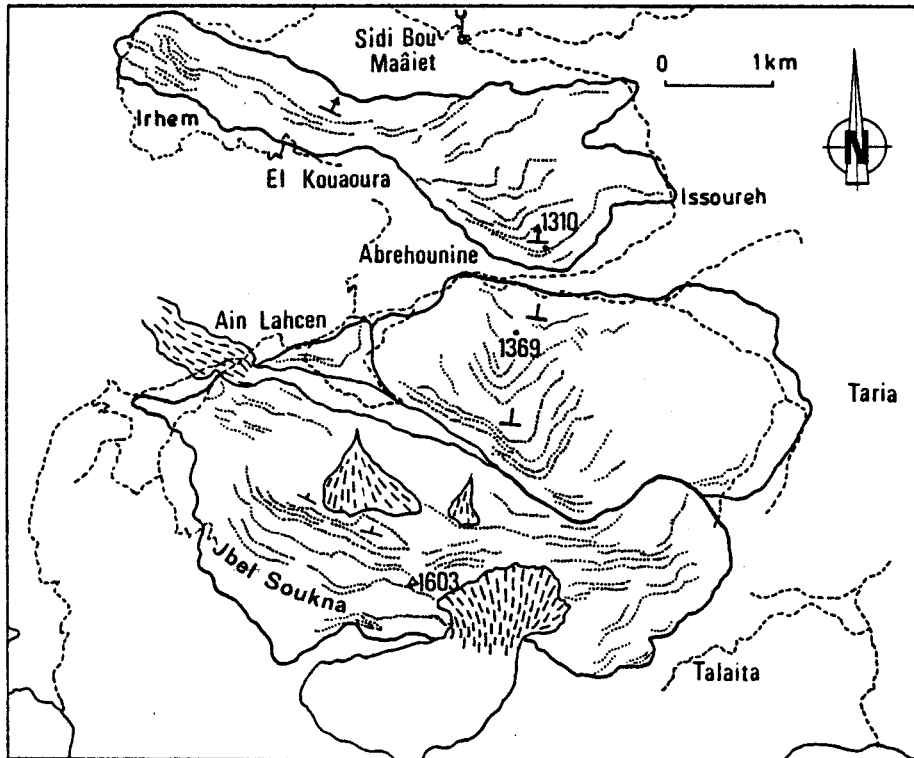


FIGURE 59 - LES GRÈS NUMIDIENS DU MASSIF DU JBEL SOUKNA

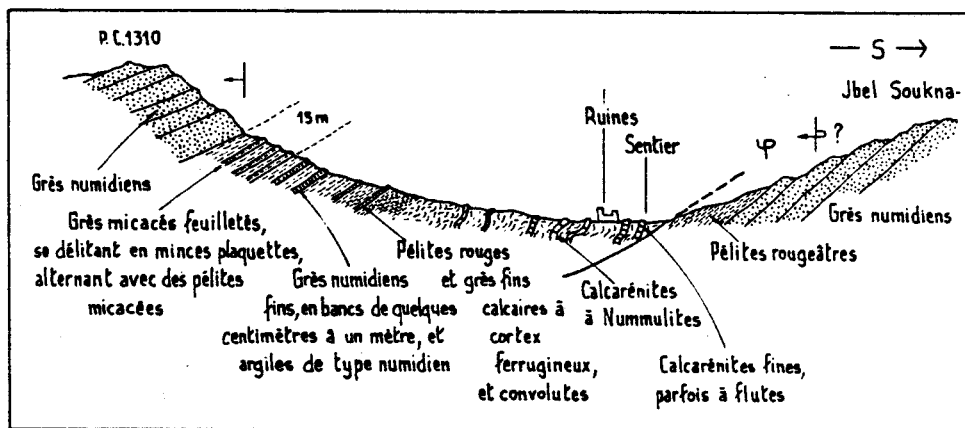


FIGURE 60 - COUPE DU COL D'ABREHOUNINE

Les pelites rouges affleurent clairement dans les petits ravins à l'W du P.C. 1310. Elles s'intercalent épisodiquement, surtout vers leur base, de grès calcaires presque complètement envahis par des produits ferrugineux. Seul le coeur des bancs reste non-décalcifié et assez recristallisé. La patine externe confère un aspect et une teinte "chocolat".

Plus bas, le maquis recouvre partiellement la coupe. Des têtes de bancs percent à la surface du sol parmi lesquelles se reconnaissent des calcarénites granoclassées à *Discocyclines*, *Pellatispira* sp., *Spiroclypeus* sp., *Nummulites garnieri* (?) d'âge éocène supérieur probable, des calcarénites fines à convolutes

à faciès paléocène maurétanien. Entre Abrehounine et le col, des calcaires micritiques et des couples grès roux-micrite évoquent les faciès du Crétacé supérieur.

L'intérêt de cette coupe est de montrer une partie supérieure numidienne et une partie inférieure de type maurétanien (grès micacés, pélites, calcarénites). La continuité stratigraphique de l'Eocène supérieur à l'Aquitainien (?) est pratiquement certaine.

c2) Le Jbel Soukna

Les grès numidiens couronnent la pyramide du Jbel Soukna avec, en général, un pendage faiblement incliné vers le N. D'après les photographies aériennes, il se peut qu'un contact anormal, empruntant l'axe de la cuvette centrale et traversant le col entre les P.C. 1610 et 1583, partage le massif en deux parties.

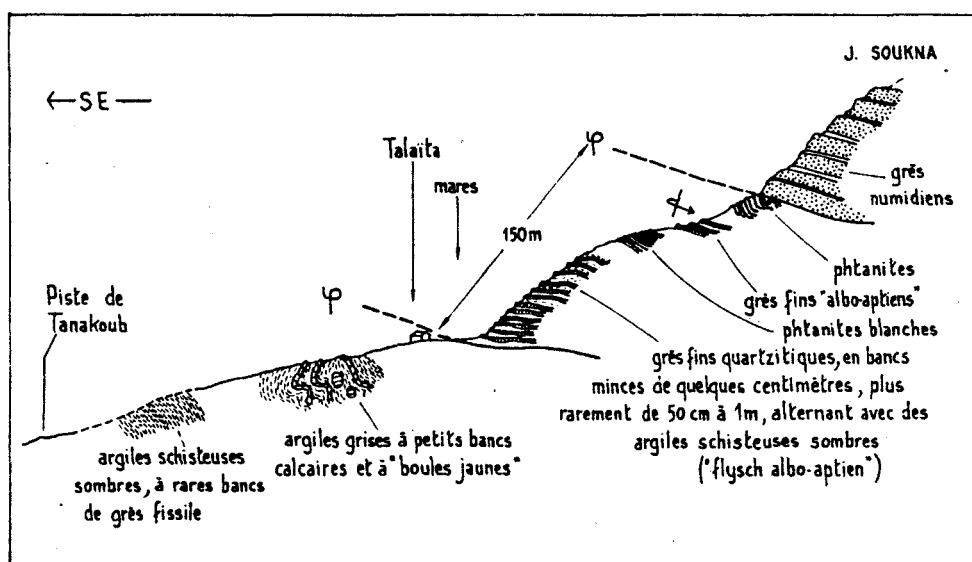


FIGURE 61

COUPE DU VERSANT MERIDIONAL DU JBEL SOUKNA

Selon LESPINASSE (1975) et je n'ai pu le vérifier, les grès numidiens sont en série normale. Selon moi à titre d'hypothèse, la partie nord pourrait être renversée du fait de la présence d'argiles rouges au NE du P.C. 1369. Les argiles sous-numidiennes n'ont pas été observées en continuité avec les grès.

Au S du Jbel, les grès numidiens chevauchent clairement une lame épaisse de flysch de type massyllien, c'est-à-dire des grès quartzitiques en petits bancs et des phtanites. Une distinction en deux lames a été opérée par LESPINASSE entre un flysch de type "Tifouzal" à la base et un flysch de type "Chouamat" (plus grossier) au sommet. Cependant cette division ne paraît pas solidement étayée et rien n'empêche de concevoir des variations verticales de faciès au sein d'un même ensemble. Vers l'W et au N, ce flysch crétacé massyllien disparaît et les grès numidiens reposent directement sur l'unité de Tanger.

d) Le massif du Jbel Khizana

Selon LESPINASSE (1975), le Numidien du Jbel Khizana et son substratum dessinent un "vaste synclinal tardif d'axe NW-SE (...) traversé de cassures dont les plus visibles sont orientées WSW-ENE et affectent indiscutablement les séries sous-jacentes". N'ayant effectué qu'une reconnaissance sommaire, nous reprendrons à notre compte l'essentiel des observations et la figuration (fig. 62) de cet auteur.

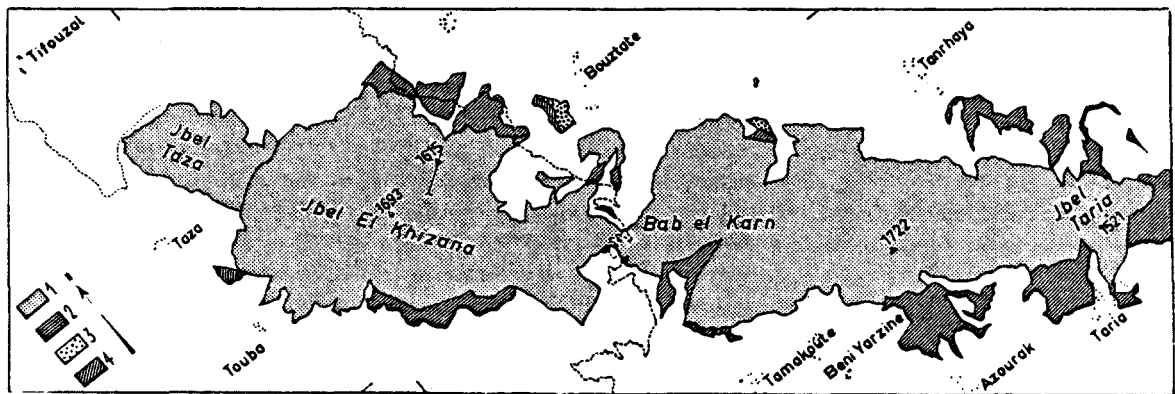


FIGURE 62 - LE MASSIF DU JBEL KHIZANA
modifié d'après LESPINASSE (1975)

- 1) Grès numidiens - 2) Membre sous-numidien
3) Flysch grés-micacé - 4) Eocène moy-sup. de type Beni Ider

Certains traits peuvent être rappelés:

- Les pélites bigarrées de la base de la série numidienne n'ont pas livré de Tubotomaculum (p.108), ou de rares Tubotomaculum (p.171).
- Il existe entre les bancs de grès des "pélites finement micacées".

Pour ma part, j'ai constaté certaines divergences avec LESPINASSE:

- 1) Le Jbel Taza est constitué de grès numidiens. La "formation du Jbel Taza", d'âge crétacé inférieur selon cet auteur, n'a pas lieu d'être distinguée, n'ayant pu remarquer de différence significative avec les grès numidiens.
- 2) Les grès numidiens du Jbel Taza reposent, stratigraphiquement semble-t-il, sur des argiles grises comportant des calcarénites fines à débris de Nummulites, Distichoplax biserialis (Eocène inférieur) d'un faciès maurétanien distal (fig. 63). La polarité normale des bancs, le pendage conforme aux grès et la continuité pratiquement assurée jusqu'aux grès conduisent à individualiser ici une série basale numidienne un peu particulière. Elle manifeste une certaine convergence avec le faciès Zinat, la coloration rouge en moins. Cette série se superpose, selon un contact non visible mais probablement anormal, à un ensemble marno-calcaire d'affinité Crétacé supérieur massylien et à un flysch schisto-quartzitique (formation de Tifouzal de LESPINASSE).
- 3) La structure du Jbel Khizana paraît être plus complexe qu'un simple dispositif synclinal comme en témoigne une coupe au SW du P.C. 1615 (fig. 62 et 64). D'une part, les grès numidiens au P.C. 1615 sont en série inverse (figures de base de banc). D'autre part, il se développe au SW de ce monticule une série de bancs calcarénitiques et de grès décalcifiés dont le faciès est typiquement maurétanien. Un échantillon a livré à BLONDEAU : Assilina gr. lemereil, Nummulites de forme granuleuse, Nummulites exilis, Nummulites gr. atacicus forme A, ce qui indique un âge llerdien supérieur.

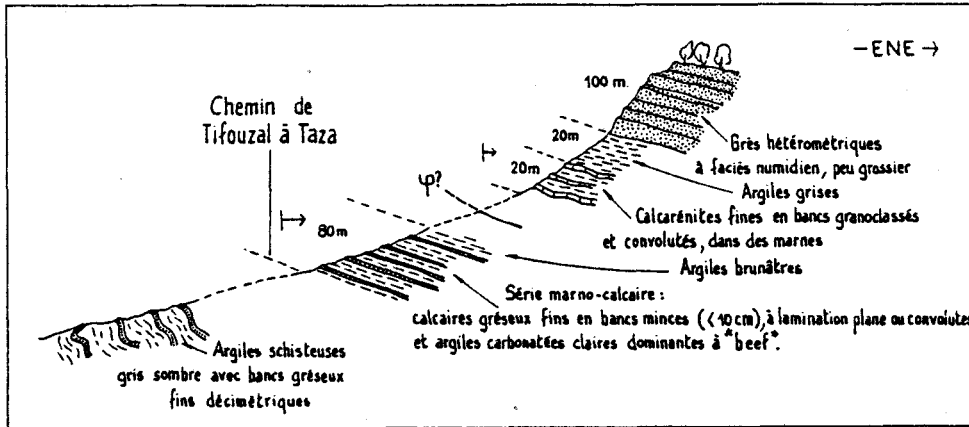


FIGURE 63

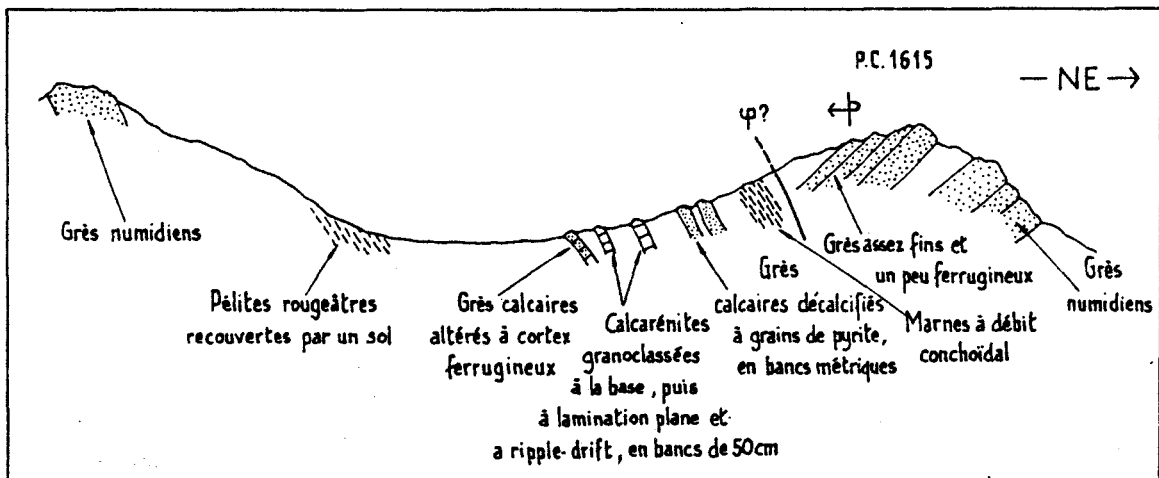
COUPE AU NW
DU JBEL TAZA

FIGURE 64

COUPE AU NE DU JBEL KHIZANA

trace de la coupe sur la fig. 62

La base de la série semble se situer vers le NE (marnes claires non datées d'aspect maestrichtien), ce qui conduirait à placer une faille au contact des grès numidiens du P.C. 1615.

Quoi qu'il en soit et malgré la difficulté de voir les rapports avec les grès numidiens, il paraît exclu d'envisager une lame de la nappe des Beni Ider remontée par le jeu de failles. Cette formation appartient avec vraisemblance à la base de la série numidienne.

4) La chaîne des Chenatfa - Beni Bou Hadi

Parallèlement à la chaîne numidienne Sidi Habib - Soukna s'étend une seconde chaîne numidienne plus externe (fig. 36). Elle est ceinturée par la boucle Oued Tleta - Oued Mekhazen au N et par les oueds Loukou's et Azla au S. La Koudiet el Hes (906 m) en constitue le point culminant. Le Numidien et les flyschs associés reposent tectoniquement sur des unités externes à faciès intrarifain:

- A l'E, c'est la nappe de Tanger, la nappe du Habt et l'unité du Loukkos. Cette dernière s'insinue vers le N jusqu'au massif miocène des Beni-Issef.
- A l'W, c'est la nappe du Habt.

Morphologiquement, la crête gréseuse du Jbel Beni Zarfèt fait partie de cet ensemble. Cependant, pour des raisons structurales que nous expliciterons, elle en est exclue et est intégrée au massif de Sidi Issef.

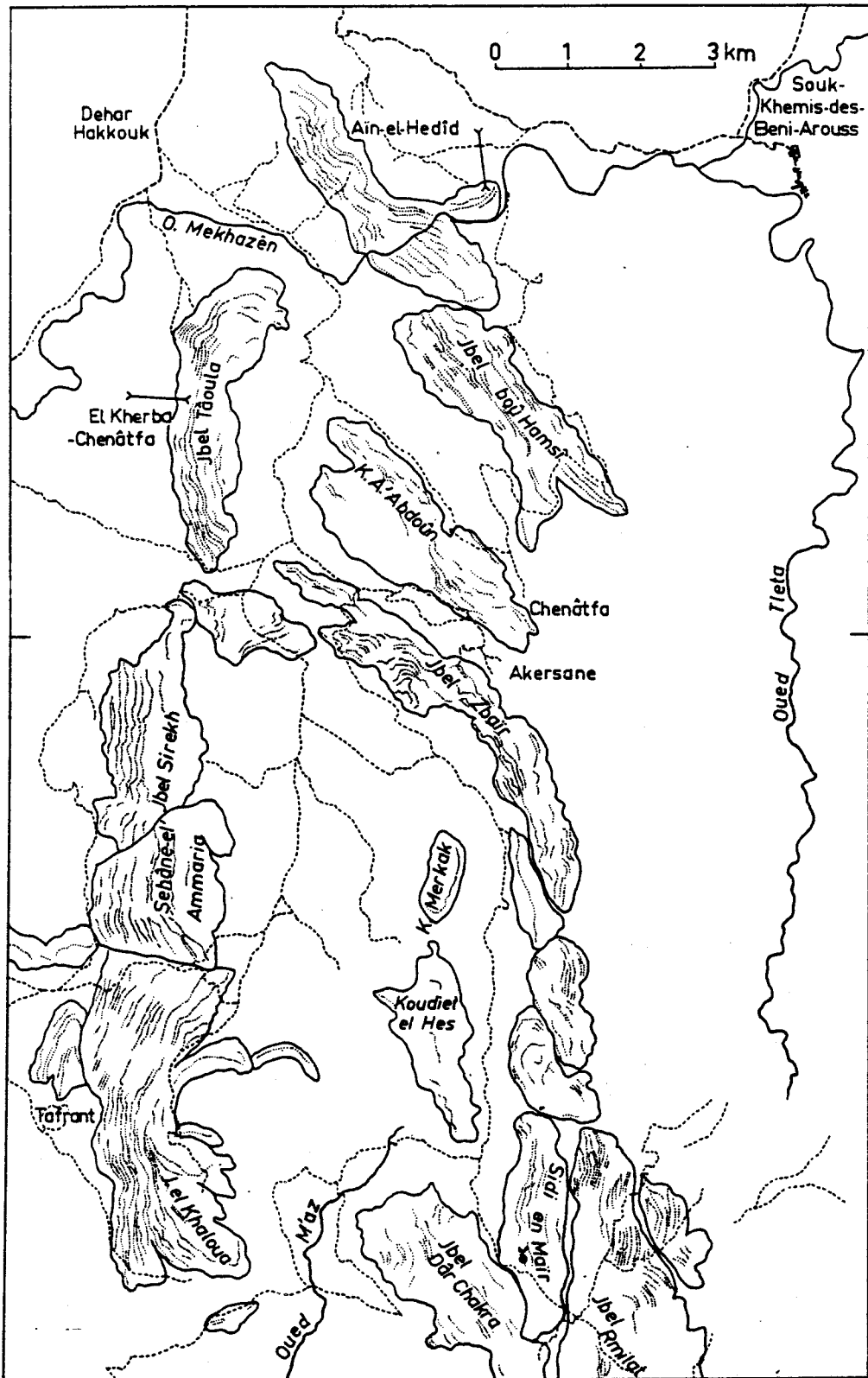


FIGURE 65 - LES GRES NUMIDIENS DU MASSIF DE CHENATFA

la trace des coupes des fig. 67 et 68 est représentée

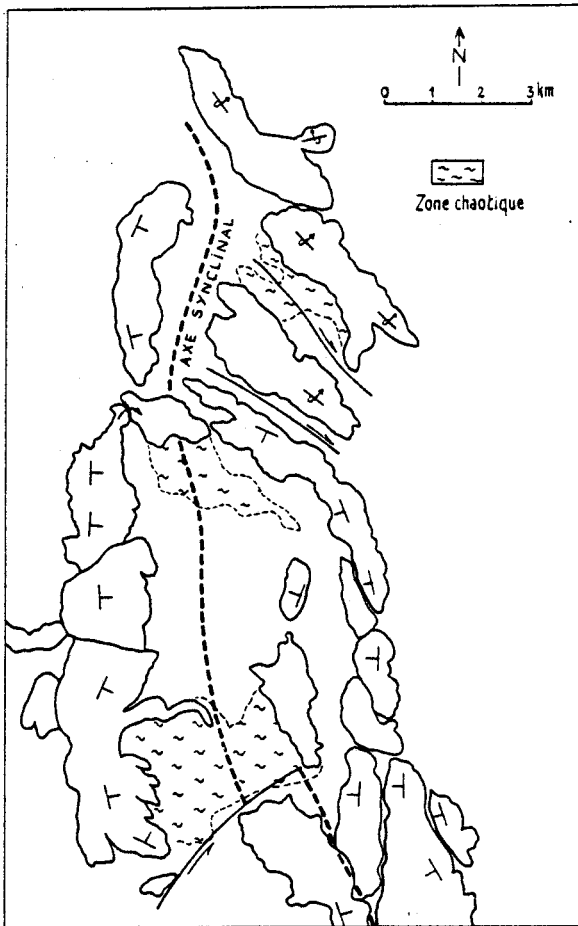


FIGURE 66

INTERPRETATION
TECTONIQUE
DU
MASSIF DE CHENATFA

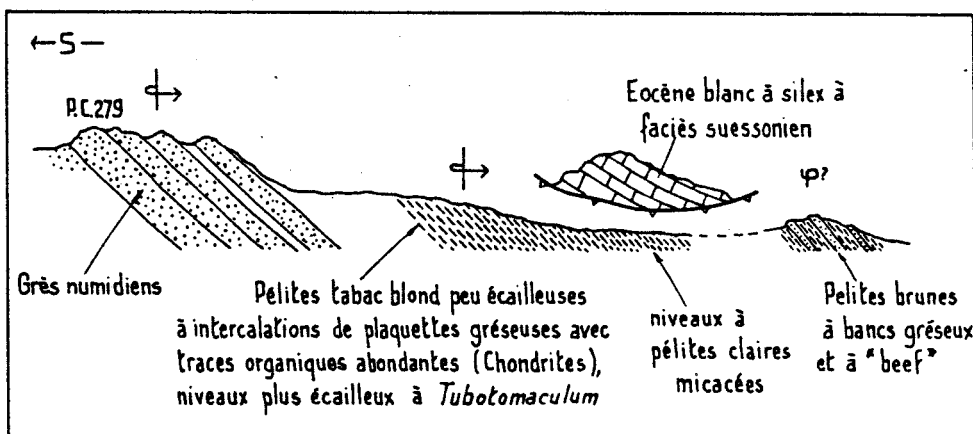


FIGURE 67 - COUPE D'AIN-EL-HEDID

Pour des raisons également structurales, une subdivision en deux massifs est opérée à mi-longueur entre:

- le massif de Chenatfa, au N,
- le massif des Beni Bou Hadi, au S.

a) Le massif de Chenatfa

Au NW de Souk-Khemis-des-Beni-Arouss, plusieurs reliefs numidiens s'assemblent en un double chapelet avec des directions structurales variant de NW-SE à N-S. Assez dissociés au N, ces petits massifs s'ordonnent vers le S en un dispositif synclinal auquel est donné le nom de "synclinal de Chenatfa".

On y distingue ainsi (fig. 65 et 66):

- un flanc occidental comprenant le Jbel Tâoula, puis décalés le Jbel Sirekh, le Sehâne-el-Ammaria et le Jbel el Khaloua. Le pendage est normalement incliné vers l'E.
- un flanc oriental plus complexe, renversé et tronçonné au N (Koudiet Maï'sra, Jbel Boujâria, Jbel bou Hamsî, Koudiet Aï'n Abdoûn) et normal au S (Jbel Zbair, Koudiet Merkak, Koudiet el Hes).

Au niveau de l'Oued M'az (SOUK-EL-KOLLA : $x = 472 - y = 508$), le flanc occidental s'interrompt, vraisemblablement sur un décrochement senestre, pour être relayé par le Jbel Dâr Chakra. Le flanc oriental semble ne pas être affecté par un tel décrochement et se poursuit par le Jbel Rmilat. Le décrochement de l'Oued M'az est le siège de déformations et de dislocations importantes.

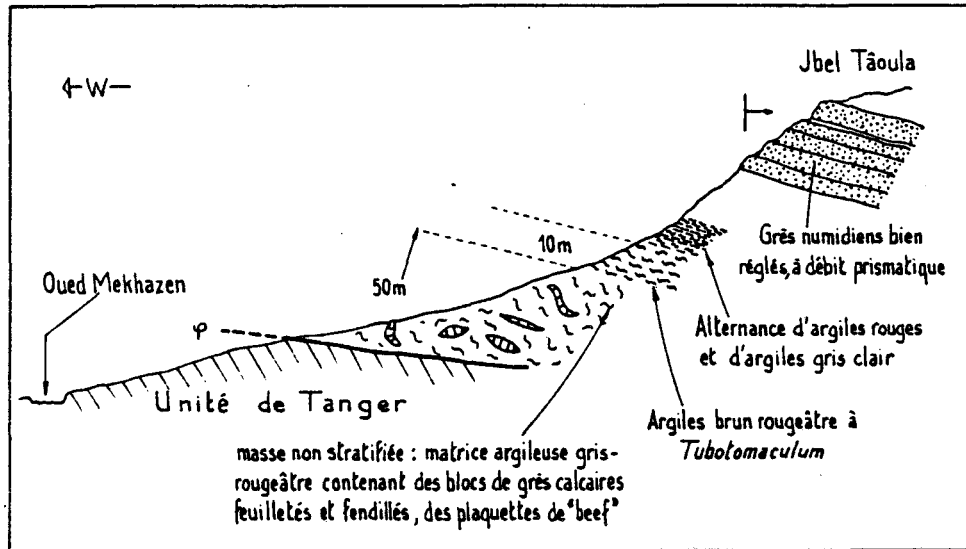


FIGURE 68 - COUPE D'EL KHERBA - CHENATFA

(selon la trace de la figure 66)

Le substratum des grès numidiens consiste en des argiles ou des pélites peu bariolées à Tubotomaculum. Dans la coupe d'Aï'n-el-Hedid (fig. 67) s'intercalent des pélites micacées. Dans celle d'El Kherba Chenatfa (fig. 68), sous les argiles à Tubotomaculum se développe un flysch à structure chaotique, à blocs de grès calcaires feuilletés s'apparentant au Sénonien massylien. Au N de l'Oued Mekhazèn, dans la région de Dehar Hakkouk (SOUK-KHEMIS-DES-BENI-AROISS : $x = 470 - y = 523$) et en direction du massif numidien de Khaldièn, affleure très largement le Crétacé supérieur de type Melloussa (pélites rouge sombre, phtanites...)

b) Le massif des Beni Bou Hadj

Au NW de Souk-el-Kolla s'allongent deux crêtes parallèles qui pourraient faire penser a priori à un prolongement vers le S du synclinal de Chenatfa, simplement décalé vers l'E. En fait, ces deux crêtes forment un anticlinal dont le flanc ouest correspond à la suite du flanc est du synclinal de Chenatfa (fig. 69 et 70). Le pendage est clairement visible dans la moitié sud: normal, il peut se renverser à la faveur soit d'une torsion locale soit d'une ouverture en éventail (en jeu de cartes).

La base stratigraphique du flanc oriental présente un intérêt particulier. Elle peut être reconstituée entre Aï'n es Semâï et 'Ounsar-el-Hâj (fig. 71). Sous la première barre de grès numidien affleurent des pélites rougeâtres avec des niveaux argileux à rares Tubotomaculum.

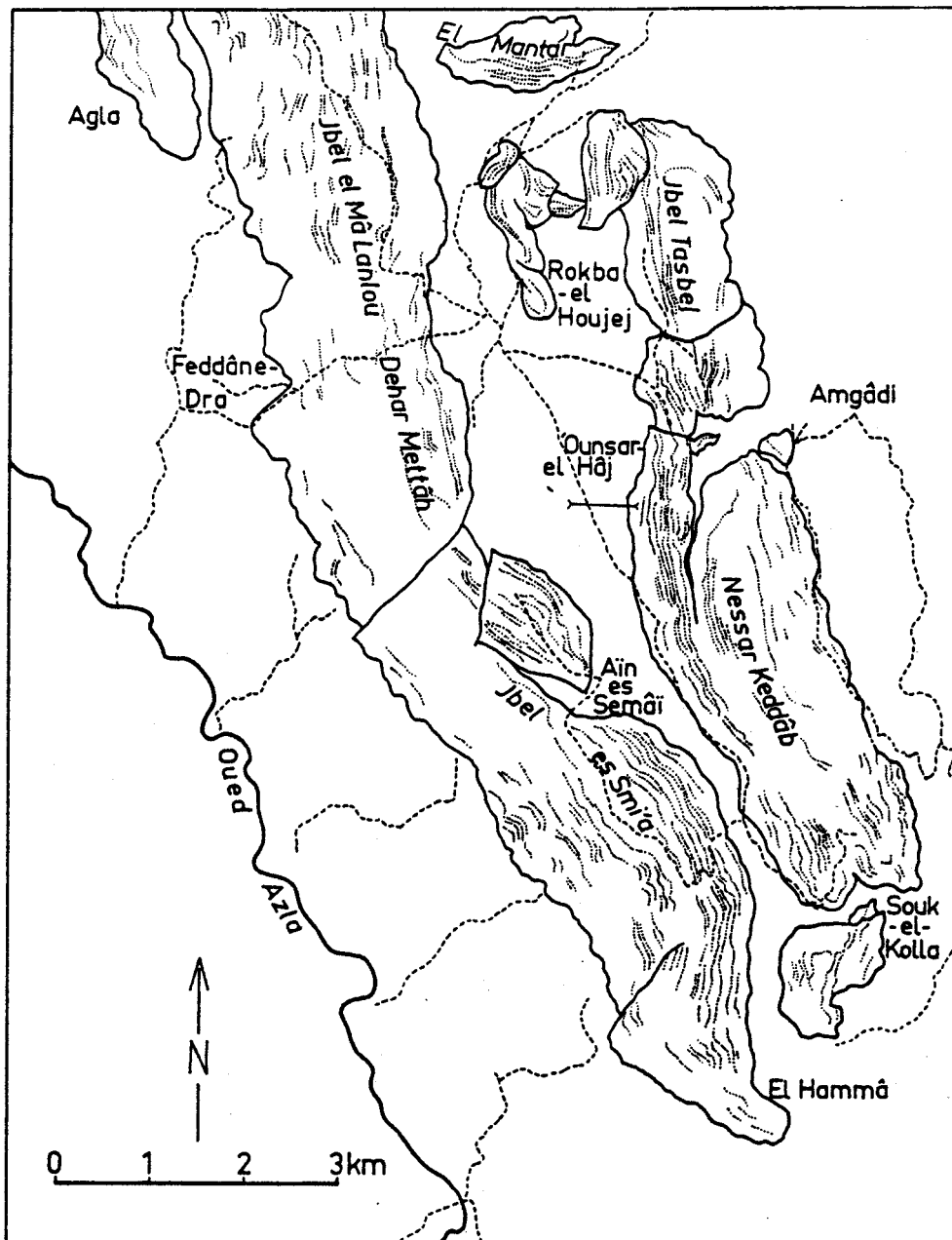


FIGURE 69

LES GRES NUMIDIENS DU MASSIF DES BENI-BOU-HADI

avec la trace de la coupe de la fig 71

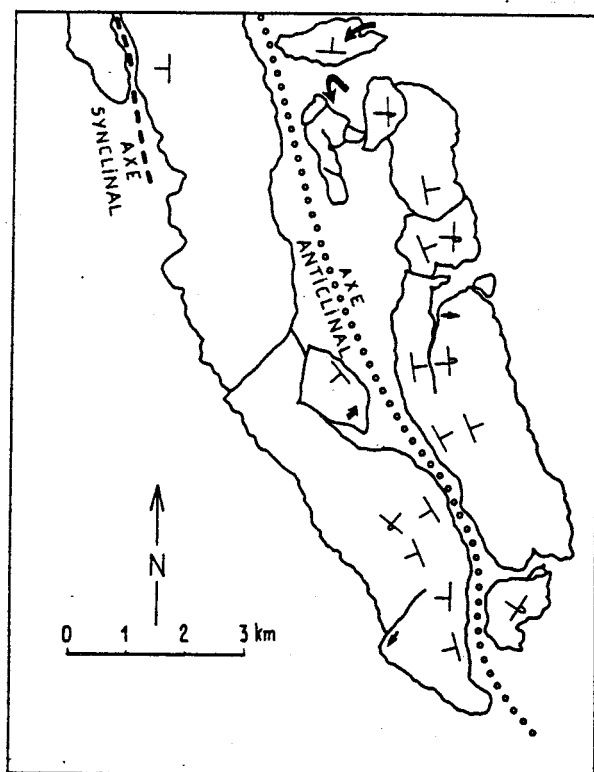


FIGURE 70

INTERPRETATION TECTONIQUE DU MASSIF DES BENI-BOU-HADI

Il y succède vers le bas des bancs de plusieurs décimètres de calcarénites turbiditiques à faune éocène et à faciès typiquement maurétanien. La continuité de cette série paraît évidente et se suit sur plusieurs centaines de mètres parallèlement à la direction des couches.

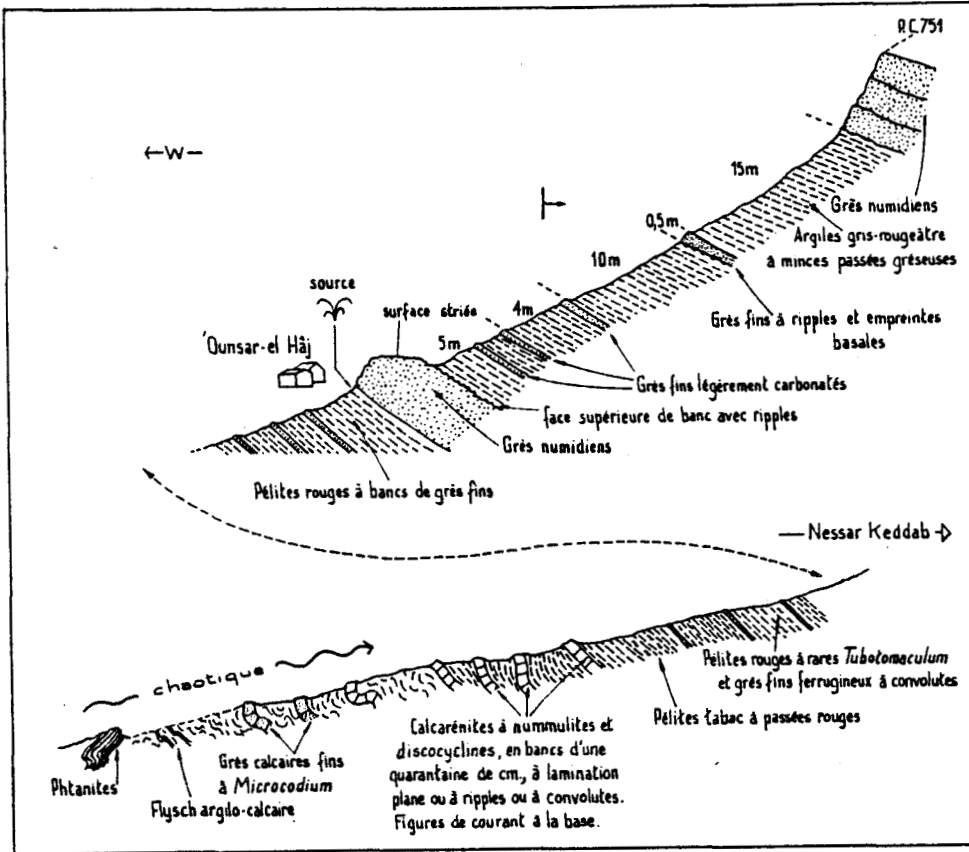


FIGURE 71

COUPE D'OUN SAR-EL-HAJ

trace de la coupe
sur la figure 69

Au-dessous, la série devient tectoniquement chaotique (tectonique anté ou post-numidienne ?). On y reconnaît cependant des dalles de grès calcaires fins du Paléocène, des calcaires du Crétacé supérieur, des phtanites cénomaniens. Ce Crétacé-Eocène est répété tectoniquement plusieurs fois.

En conclusion, cette série se rapproche de celle au N du Jbel Soukna et de celle au N du Jbel Taza. Elles ont en commun une alimentation en détritiques carbonatés et quartzeux de type maurétanien au Crétacé supérieur - Eocène.

5) La zone des Beni Zarfèt - Sidi Issef

Ce massif constitue les reliefs numidiens les plus externes en direction du SW. Il se scinde en deux ensembles dont l'analyse structurale montre la liaison:

- au N, l'arête du Jbel Beni Zarfèt,
- au S, le "synclinal" de Sidi Issef.

a) Le massif du Jbel Beni Zarfèt

Sur la plus grande partie de son étendue, ce jbel constitue un monoclinial régulier en série normale avec un pendage sud-ouest supérieur à 45°. Ce dispositif reste constant sur 8 km entre l'Oued Mekhazèn au S (Koudiet Kobbah) et la piste de Chefraouech à Arhbal au N. A son extrémité septentrionale, à partir d'une zone faillée, les pendages deviennent très variables (fig. 72).

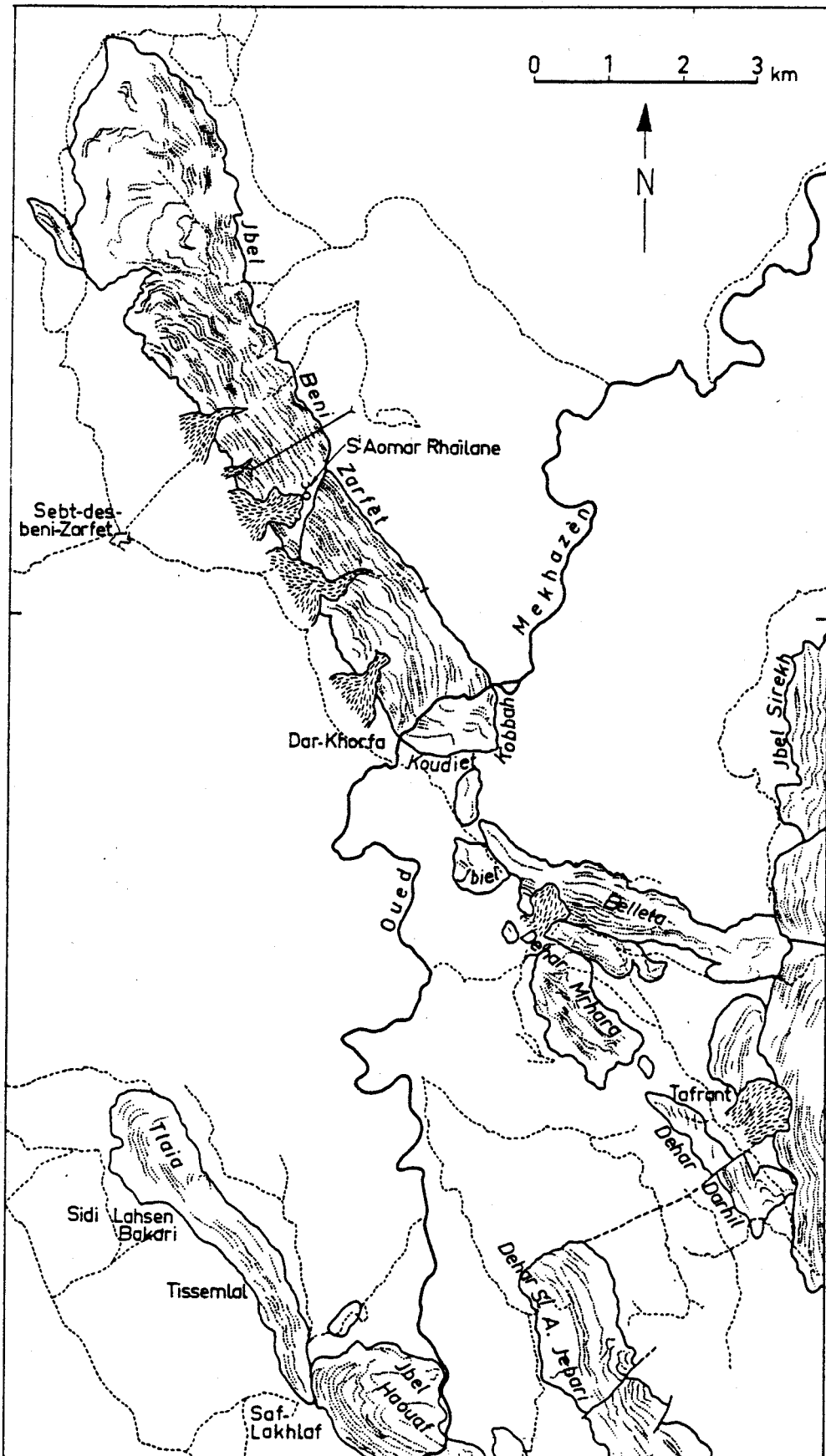


FIGURE 72 - LES GRES NUMIDIENS DU JBEL BENI ZARFET

avec trace de la coupe de la figure 74

Au S de la Koudiet Kobbah, l'épaisse série numidienne se divise en plusieurs tranches qui prennent des orientations structurales divergentes. Les petits blocs qui en résultent (Bellesta, Jbiel, Dehar Mrhara, Dehar Darhil) se renversent partiellement ou totalement. La cause de cet éclatement semble être la collision avec l'aile ouest du synclinal de Chenatfa (Sehâne el'Ammaria, Jbel Sirekh) qui, sous l'effet d'un mouvement sud-nord, prend "à rebrousse-poil" l'extrémité méridionale du Jbel Beni Zarfèt (fig. 73).

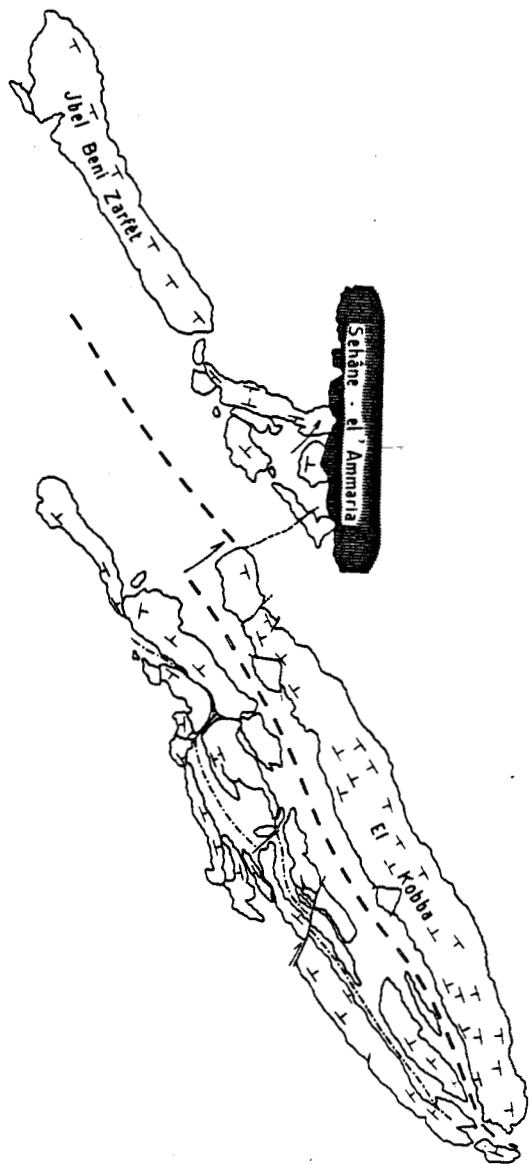


FIGURE 73

INTERPRETATION
TECTONIQUE
DU MASSIF DES
BENI ZARFET -
SIDI ISSEF

Le Sehâne-el-Ammaria,
constitué de Numidien,
appartient à l'ensemble
structural plus interne
du "synclinal" de Chenatfa

Tiré = axe synclinal

Pointillé-tiré =
séparation entre
lames tectoniques

La stratigraphie de la série numidienne et sous-numidienne est bien conservée sur la transversale du Sebt-des-Beni-Zarfèt à Er Remla (fig.74). Elle comporte de bas en haut:

- Un complexe dissocié dans lequel sont inclus des panneaux de la taille d'une dizaine de mètres, composés de calcaires feuilletés à pistes, en plaques de faciès massyllien, et de calcaires gréseux à flute-marks. Ces panneaux semblent emballés dans une matrice d'argiles rouge sombre contenant des Tubotomaculum.
- Un terme où les bancs calcaires disparaissent rapidement et font place à des argiles rouges pauvres en Tubotomaculum avec une stratification nette soulignée par de rares passées brunâtres.
- Un terme argileux dans lequel les teintes brun clair succèdent, par récurrence, aux teintes rouges. Ces argiles sont stratifiées et

pratiquement toujours non-carbonatées avec de nombreux Tubotomaculum à plat dans la stratification.

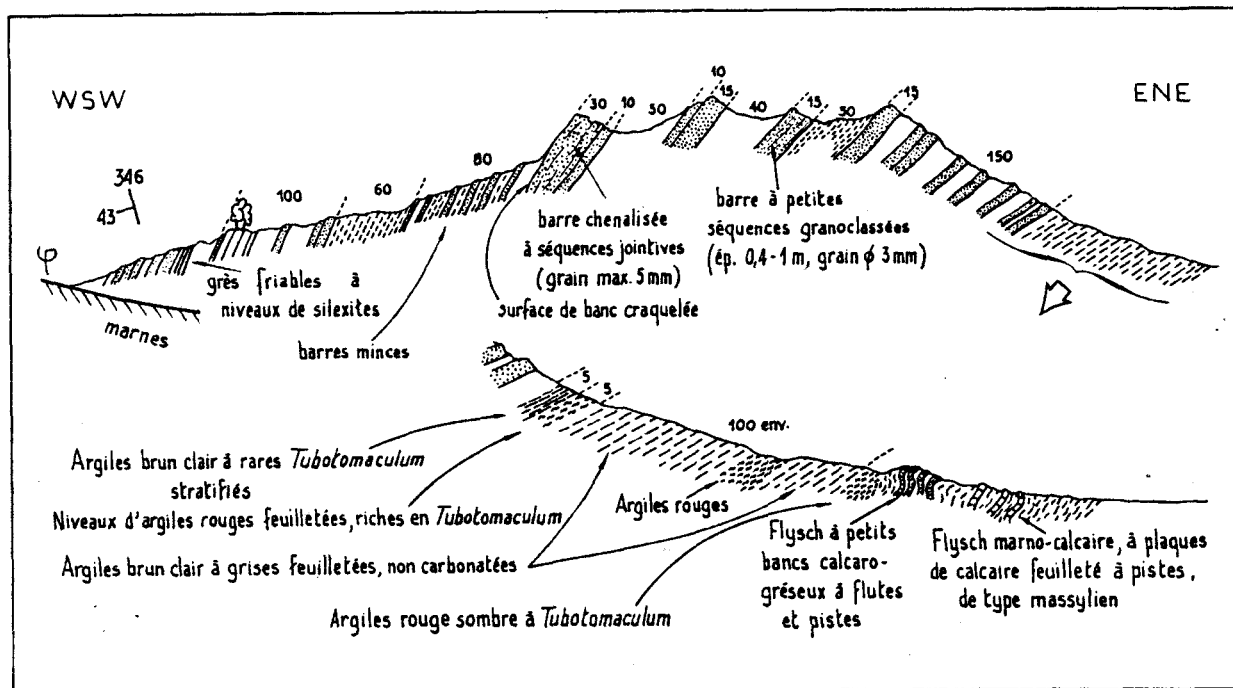


FIGURE 74 - COUPE DU JBEL BENI ZARFET

trace de la coupe sur la figure 72

- Les grès numidiens concordants sur les argiles sous-numidiennes. D'abord en bancs métriques, ceux-ci s'épaississent vers le sommet. Certaines barres, plus ou moins chenalisées, atteignent une trentaine de mètres d'épaisseur et dominent le paysage au NE du Sebta des Beni Zarfet. Les grains de quartz parfois grossiers (plusieurs millimètres) ne parviennent pas à la dimension de la dragée.
- Enfin, associées à des niveaux gréseux stratigraphiquement élevés, apparaissent des silexites peu épaisses.

Il reste hypothétique de formuler des conclusions sur la coupe du Jbel Beni Zarfet car les séries argileuses n'ont fourni aucune faune significative. Cependant, il paraît vraisemblable que les argiles sous-numidiennes (type rouge à Tubotomaculum) reposent sur un flysch tectonisé de type massylien qu'elles remanient à leur base. Elle acquièrent progressivement une régularité sédimentaire et, dans leur partie supérieure sous les grès numidiens, passent à un faciès brunâtre. L'hypothèse classique d'une superposition tectonique du Numidien sur une lame de flysch massylien n'explique pas le fait que le membre basal numidien soit resté bien stratifié.

Le faciès stratifié et brunâtre peut signifier qu'après une période de tectonisation la zone sédimentaire s'est rapprochée de zones plus externes, plus proches de la marge africaine.

b) Le "synclinal" de Sidi Issef

L'oued Mekhazèn, individualisé sous ce nom entre Souk Khemis des Beni-Arouss et le fleuve Loukou's, constitue le cours d'eau permanent le plus important sur les feuilles Arba Ayacha, Souk Khemis des Beni-Arouss et Ksar el Kbir. Il entaille les arêtes numidiennes (cluses d'Aïn Hedid, de Dar Khorfa et

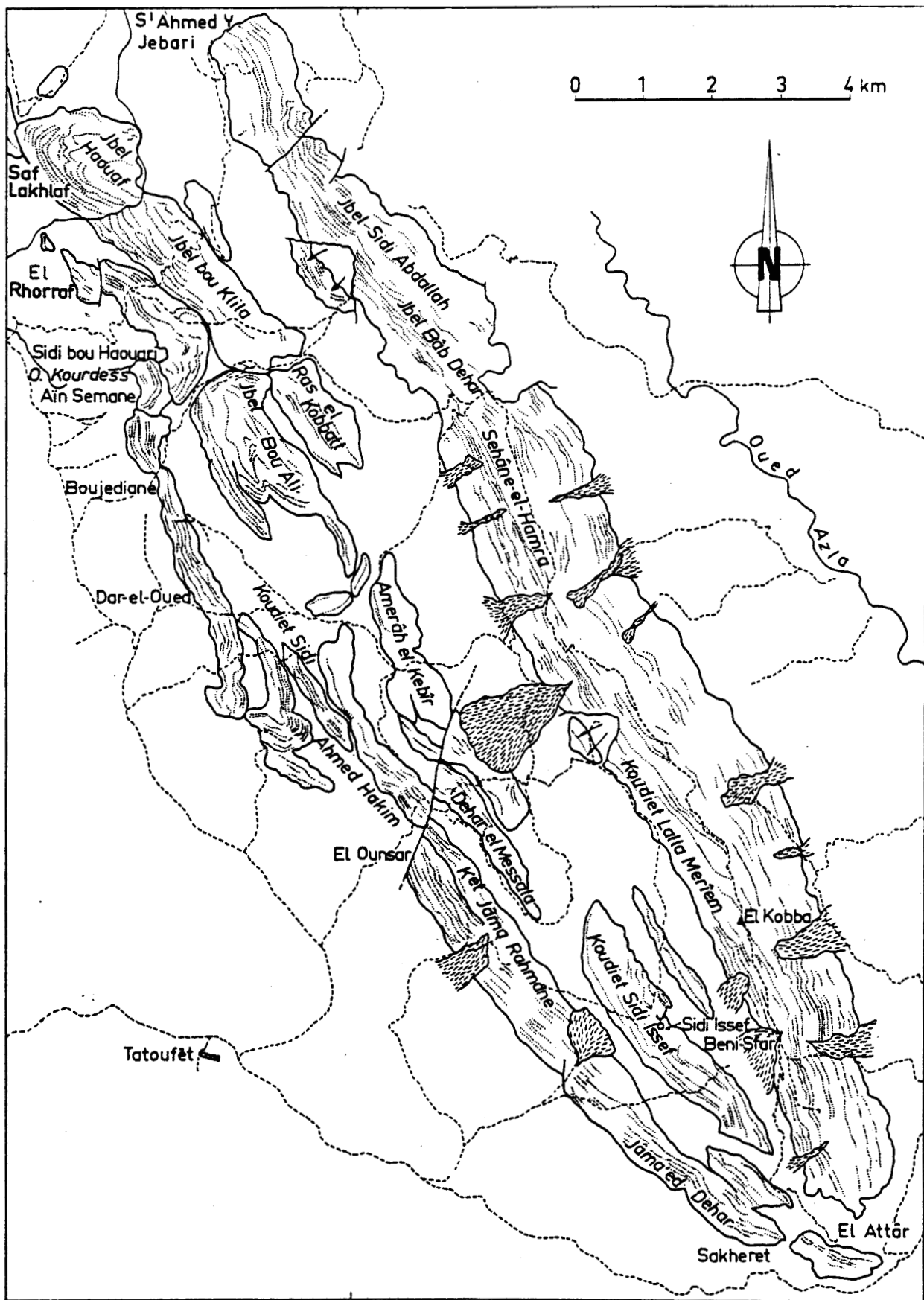


FIGURE 75 - LES GRES NUMIDIENS DU "SYNCLINAL" DE SIDI ISSEF

d'El Rhorraf) faisant penser à un phénomène de surimposition. Il délimite approximativement vers le SE le massif numidien de Sidi Issef.

Deux longs reliefs d'une vingtaine de kilomètres constituent l'ensemble (fig.75). Ils enserrent une dépression (Cha'béf el Jerád) occupée par des marnes brunes contenant localement des miches calcaires à faciès "boule jaune". Vers le S, ces reliefs se rapprochent et viennent au contact l'un de l'autre, donnant l'illusion d'une terminaison périclinale, mais en fait les branches ne se referment pas et s'affrontent en contact anormal.

L'ensemble réalise un grand synclinal tronqué à la base et reposant tectoniquement sur les séries marneuses externes. Les deux flancs de ce synclinal revêtent des aspects particuliers:

- L'aile orientale (point culminant: El Kobba, 801 m) est régulière et simple. Elle s'étend d'El Attár au S (feuille SOUK EL KOLLA : $x = 475,2 - y = 490,2$) au Sidi Ahmed Jebari au N (feuille EL KSAR EL KBIR : $x = 466,2 - y = 507,7$) sans discontinuité importante. Un décrochement dextre décale le Dehar Sidi Ahmed Jebari et le Dehar Darhil, interrompant la continuité primitive avec le massif de Beni Zarfét. Cette zone est affectée par ailleurs de failles tardives impliquant le Numidien et son substratum tectonique.

Selon une architecture classique pour le Numidien (cf. massif des Beni Bou Hadi et fig.76), le massif d'El Kobba présente une disposition des couches en éventail: normales à la base, se redressant et se renversant au sommet. Cela se vérifie, par exemple, à Al'n ben Zerrouk (Beni-Sfár, feuille SOUK EL KOLLA : $x = 474,3 - y = 492,8$) où des bancs de grès à dragées centimétriques et à gros flute-marks sont renversés et offrent leur base tournée vers l'E.

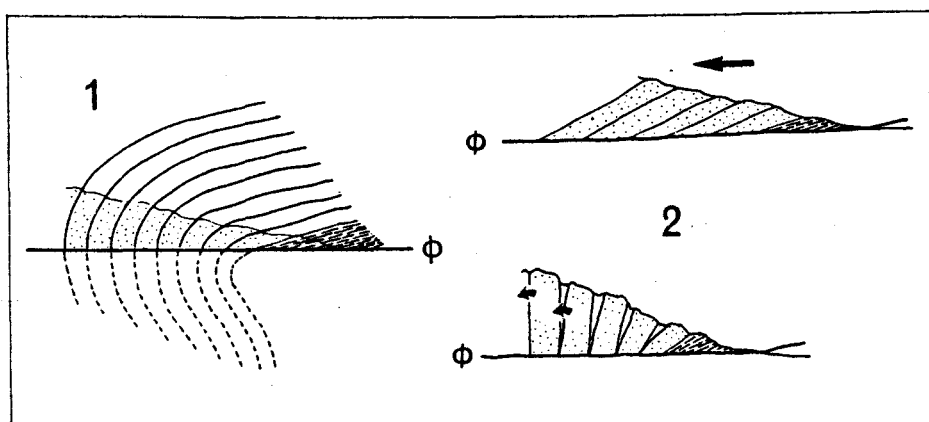


FIGURE 76 - DEUX INTERPRETATIONS DES STRUCTURES EN EVENTAIL

Légende : Deux explications peuvent rendre compte de la structure en éventail des bancs de grès numidiens:

(1) Elle est consécutive à la formation d'un pli déversé ou couché que la surface topographique recoupe près de la surface axiale. Dans ce cas, la structure est primaire.

(2) Elle est due au déplacement d'un monoclinial sur un contact mécanique, avec le pendage des bancs dans le sens de ce déplacement. Le frottement sur la tranche des bancs entraîne une rotation, un basculement et une ouverture des bancs. Dans ce cas, la structure est secondaire.

La série de base n'a pu être observée dans de bonnes conditions à cause de fréquents glacis d'éboulis et d'un couvert forestier abondant (cas assez général des flancs orientés vers l'E). Au S de Beni-Sfár, des niveaux siliceux blancs évoquant les silexites s'intercalent entre des bancs de grès.

- L'aile occidentale (point culminant: Raouda Moulay Abd es Selám, 733 m) est composite. Elle s'étend de Sakheret-el-Kett au S (SOUK EL KOLLA: $x = 475,3 - y = 489,4$) à Tlaia au N (EL KSAR EL KBIR : $x = 460,8 - y = 509,7$). Dans ce cas, la pile stratigraphique de grès numidiens s'est ouverte en deux ou trois panneaux qui ont réagi indépendamment à l'égard des contraintes tectoniques. Par exemple, le chaînon de la Koudiet Sidi Ahmed Hakim est constitué d'une lame de 100-200 m d'épaisseur. Cette lame, soumise à des contraintes N-S, est ployée en divers endroits avec parfois un renversement (rive gauche de l'Oued Kourdess) et est cisailée obliquement.

La série des grès numidiens est clairement visible dans la cluse d'El Rhorraf. Les barres gréseuses atteignent parfois 50 m d'épaisseur; dans ce cas, il s'agit d'accumulations d'unités sédimentaires métriques, soudées l'une sur l'autre et à caractère ravinant. La granulométrie des quartz atteint celle du grain de poivre, exceptionnellement celle de la dragée. Le contact stratigraphique entre les grès et leur substratum est rarement observable. Les argiles sous-numidiennes prennent une teinte brun clair et sont généralement non-carbonatées et peu fluantes. Localement (Saf Lakhlaf, $x = 463 - y = 505$), s'intercalent stratigraphiquement de rares bancs de calcaire marneux clair à débit en boule. Les *Tubotomaculum* sont peu fréquents et sont disposés dans la stratification.

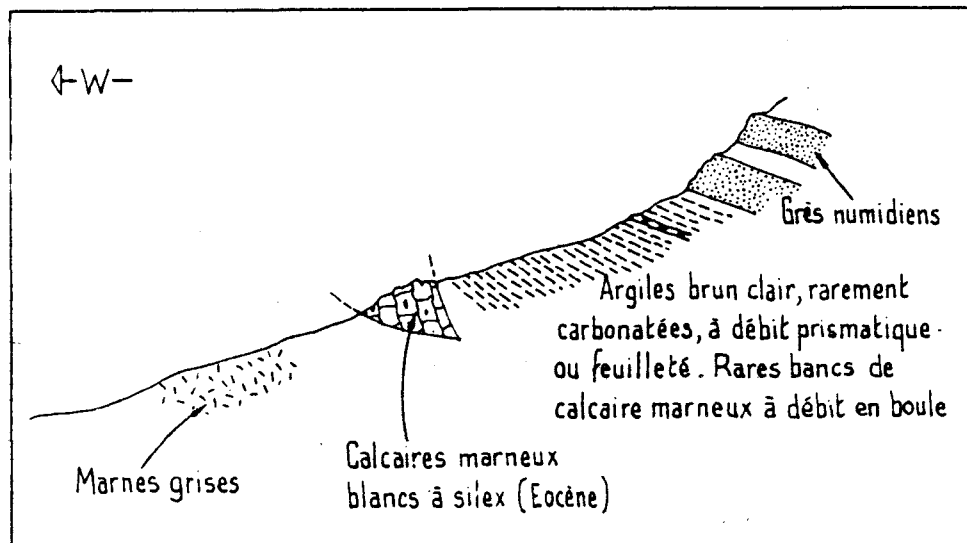


FIGURE 77 - COUPE-TYPE DU VERSANT OCCIDENTAL DU "SYNCLINAL" DE SIDI ISSEF ENTRE SIDI BOU HAOUARI ET DAR-EL-OUED

cf. figure 75

Plus bas, apparaissent (fig.77) des panneaux dissociés d'Eocène calcaro-marneux blanc à silex dont les rapports avec la série numidienne sus-jacente n'est pas évidente (copeaux tectoniques ou discordance ?). Enfin, l'ensemble repose sur des marnes grises appartenant à la nappe du Habt.

6) Les massifs numidiens isolés

Deux petits massifs isolés affleurent au N du synclinal de Chenatfa et qu'il est difficile de relier à l'un ou l'autre des grands ensembles. De ce fait, il seront traités à part. Il s'agit du massif du Jbel Sidi Arfoun et du massif de la Koudiet el Rherka.

a) Le massif du Jbel Sidi Arfoun

Au S de la route d'Arba Ayacha à Souk Khemis des Beni Arouss affleure un massif numidien isolé et de dimension modeste, culminant au Jbel Sidi Arfoun (559 m). Le rattachement de ce massif à une plus grande structure (Jbel Beni Zarfèt, massif de Chenatfa, Jbel Sidi Habib...) n'est pas évident. Il se subdivise en deux reliefs: le chaînon du Sidi Mbarek (ARBA AYACHA: $x = 465,8 - y = 529,1$) et la Koudiet Kliha ($x = 467,2 - y = 527,8$), séparés par la dépression méridienne d'El Khaldièn. Les orientations structurales sont globalement N-S. Seul le chaînon oriental a été reconnu et la signification du hiatus d'El Khaldièn n'est pas précisée (axe synclinal, écartement de la série gréseuse selon un plan de stratification, contact mécanique ?).

La série gréseuse numidienne affleure clairement sur le versant ouest et plus particulièrement la base qui montre l'instauration progressive de la sédimentation grossière et l'épaississement des bancs de grès. Une structure en éventail est particulièrement démonstrative pour un observateur situé au NW du massif. Celle-ci est compliquée sur la transversale d'ES Saf par une torsion oblique.

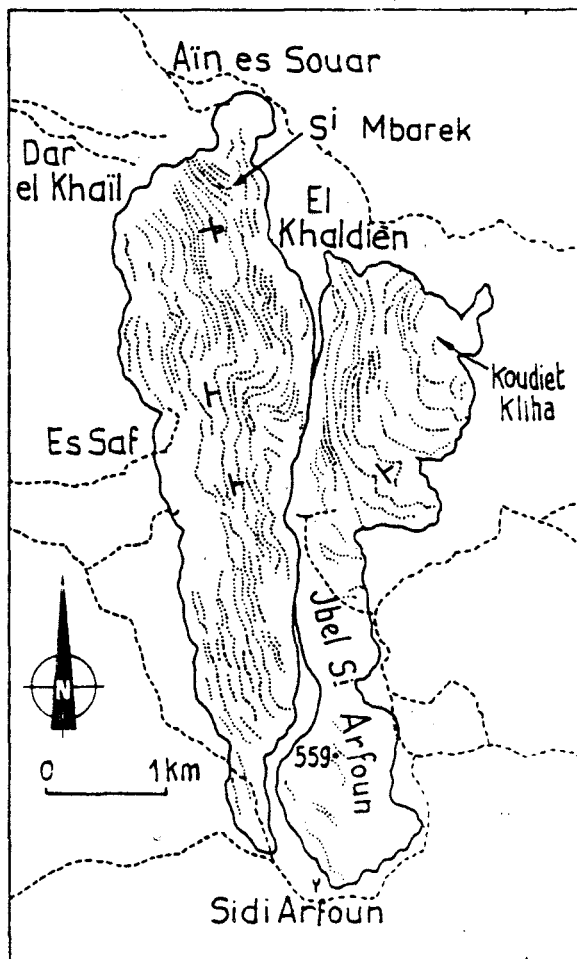


FIGURE 78

LES GRES NUMIDIENS
DU MASSIF
DU JBEL SIDI ARFOUN

Plusieurs coupes ont été relevées entre Dar el Khaïl ($x = 464,8 - y = 529,1$) et Es Saf ($x = 465,0 - y = 526,7$) et résumées sur la figure 79. On y distingue de bas en haut:

(1) - Des argiles gris foncé (50 m environ) contenant des blocs de grès quartzites craquelés et ornés de figures de base de banc. Ce faciès est rattaché au flysch albo-aptien de l'unité de Melloussa.

(2) - Des phthanites en bancs minces et disposés en panneaux d'une quinzaine de mètres formant des croupes dans la morphologie. Ils appartiennent au Cénomano-Turonien de l'unité de Melloussa.

(3) - Un flysch argilo-calcaire assez chaotique dont on ne peut réaliser de coupe continue. Les tronçons de bancs dispersés dans des argiles claires sont représentés par des calcaires en plaquettes feuilletées et ondulées, des micrites également en plaques parcourues par un réseau de filonnets ou couvertes d'arborescences de Mn, des grès fins et homométriques à ciment sparitique, des calcaires partiellement décalcifiés jaune clair, des ovoïdes ferrugineux, des nodules de calcite fibroradiée en touffe à l'aspect externe de "bouse" (une telle structure caractéristique et rencontrée dans le "Massyllien" et le "Tellien" pourrait avoir une origine algale; elle est différente de celle décrite par RAYMOND, 1976, p.52), des calcaires microsparitiques, etc...

Le microfaciès le plus commun des calcaires en plaquettes correspond à une bio-oosparite. Les éléments figurés sont des oolithes ou des calcaires oolithiques, des micrites ou des micrites grumeleuses à Algues, des quartzites fins, de volumineux quartz idiomorphes avec des inclusions ou des golfes de calcite, de la glauconie, des concentrations ou des granules ferrugineux, de la calcédoine néoformée ou détritique (silex), des calcaires piquetés de rhomboèdres dolomitiques (rares).

La faune consiste essentiellement en gros débris de tests de Lamellibranches (Inocérames surtout) et en petits Foraminifères benthiques.

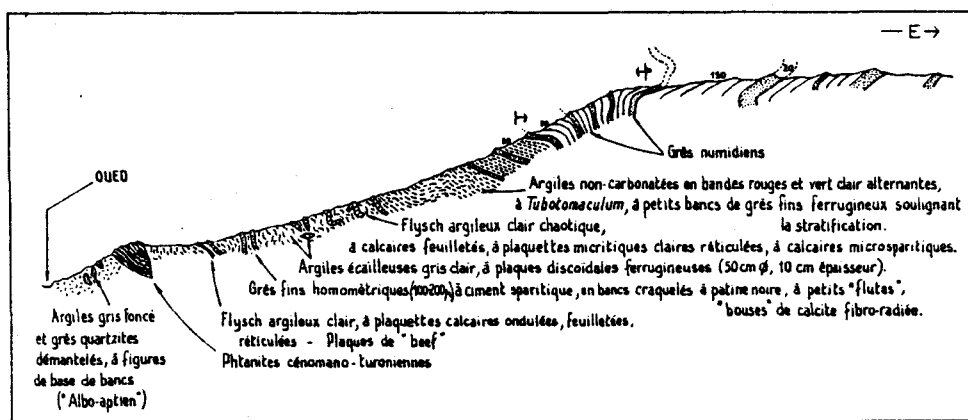


FIGURE 79 - COUPE AU NW DU MASSIF DU JBEL SIDI ARFOUN (DAR EL KHAÏL, ES SAF)

cf. figure 78

(4) - Des argiles colorées en rouge et vert, à *Tubotomaculum*. Le contact avec le terme précédent est masqué par la tectonique, mais il se peut qu'il ait été stratigraphique à l'origine.

Les argiles sous-numidiennes sont totalement non-carbonatées et azoïques. Elles sont riches à leur partie supérieure en petits bancs de grès fins ferrugineux soulignant la stratification.

(5) - Les grès numidiens.

Le massif du Jbel Sidi Arfoun ne peut être l'extrémité décalée vers l'E du Jbel Beni Zarfèt car la polarité stratigraphique est inverse. Il semble plutôt prolonger vers le NNW le Jbel Taoula (massif de Chenatfa, SOUK KHEMIS DES BENI AROUSS: $x = 471 - y = 520$) et former, très hypothétiquement, un jalon avec l'axe du Jbel Atbaz ($x = 469,5 - y = 542$) en direction de Dar Chaoui.

b) Le massif de la Koudiet el Rherka

Au N de Souk Khemis des Beni Arouss se dresse une petite crête assez élevée (727 m) constituée de grès numidiens reposant par la tranche sur les marnes de l'unité de Tanger (fig.80). De vastes glacis d'éboulis rayonnent tout autour (Aïn Ziâna, par exemple). Ce massif n'a pas été reconnu sur place, mais l'on peut penser que le pendage vers l'E visible sur le flanc ouest correspond à un renversement de la série numidienne. Peut-être, faut-il voir dans la Koudiet el Rherka un jalon entre le massif d'Aïn el Hedid (flanc est renversé du synclinal de Chenatfa), au S, et la zone chaotique des Beni Hemaï'd, au N ?

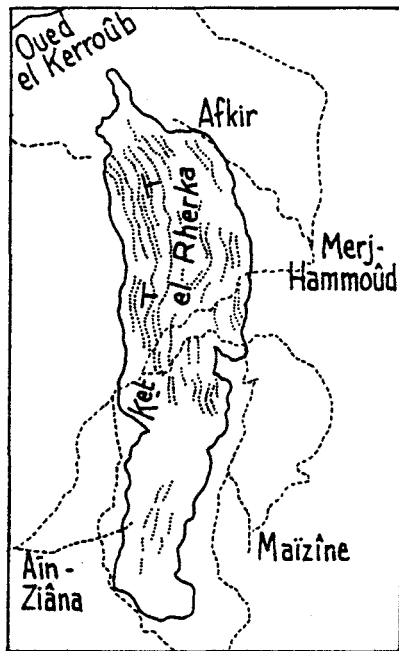


FIGURE 80

LES GRES NUMIDIENS DU MASSIF DE LA KOUDIET EL RHERKA

B) Le flysch grés-micacé

1) Historique

Pendant longtemps, la connaissance des flyschs rifains est restée assez vague (FALLOT, 1937; carte géologique du Maroc à 1/500 000, 1954). A l'extérieur de la chaîne calcaire s'étendait la "zone du flysch" où le Crétacé et le Nummulitique étaient reconnus de manière sporadique. En 1959, les travaux de DURAND DELGA et MATTAUER jettent les bases d'une nouvelle conception du Rif septentrional en montrant que les flyschs appartiennent à des nappes pelliculaires. La distinction de 3 ensembles est proposée: la nappe numidienne, la nappe du Jbel Tisirène et l'unité des Beni-Ider. Cette dernière, considérée d'abord comme l'ensemble le plus bas, devient ultérieurement une nappe à part entière, structurellement supérieure à la nappe du Jbel Tisirène. En 1965, s'ajoute une quatrième nappe, la nappe de Melloussa-Chouamat, dont les éléments étaient jusqu'alors confondus avec ceux de la nappe du Jbel Tisirène.

Deux de ces nappes, la nappe du Jbel Tisirène et la nappe des Beni Ider, sont remarquables par le fait qu'elles sont stratigraphiquement complémentaires. DURAND DELGA admet en 1966 que la première constitue la base stratigraphique de la seconde. Cette opinion est progressivement étendue et étayée dans l'ensemble des chaînes nord-maghrébines. Bien que ce terme ne soit pas unanimement adopté, on regroupe fréquemment ces flyschs dans une colonne synthétique, dite série maurétanienne (GELARD, 1969). La série maurétanienne se termine par un flysch typique, dit grés-micacé, que la présence de Lépidocyclines fait classer, au moins partiellement, dans l'Oligocène.

2) Localisation

Le flysch grés-micacé occupe longitudinalement 3 secteurs (fig. 35 et 37):

- (1) La zone des Anjra, entre le détroit de Gibraltar et la transversale de Tétouan. Elle a fait l'objet de levés à 1/50 000 (feuilles de KSAR-ES-SHRIR et de MELLOUSSA) par DURAND DELGA et DIDON.
- (2) La zone des Beni Ider, entre la transversale de Tetouan et Chefchaouene. Les levés des feuilles de KHEMIS DES BENI AROUSS et de SOUK LARBAA BENI HESSANE sont en cours (DIDON)
- (3) Une bande méridionale, discontinue et peu étendue, entre Chefchaouene et le Jbel Tisirène (LESPINASSE, 1975).

Personnellement, je n'ai entrepris de levé systématique que dans la partie externe de la zone des Beni-Ider (mérinide, fig.88). Ailleurs, je n'ai réalisé que des reconnaissances transversales et des coupes locales, là où elles paraissent les mieux dégagées dans le paysage et en photographie aérienne. Plusieurs coupes ont été visitées en compagnie de J. DIDON.

A la suite, on ne trouvera donc pas de documents cartographiques relatifs au flysch grés-micacé.

La preuve du charriage et le caractère pelliculaire de la nappe des Beni Ider se démontrent cartographiquement: dans les trois zones, la nappe de Tanger sous différents faciès entoure en plan la nappe des Beni Ider.

3) La série maurétanienne synthétique du Rif

La continuité du Crétacé inférieur du Jbel Tisirène avec la série des Beni Ider se vérifie, tant dans la zone des Anjra (DIDON et al., 1973, p.96) que dans la zone des Beni Ider (la cluse de l'Oued el Kbir montre une succession d'écaillés associant les deux séries). Il faut néanmoins remarquer que le passage d'une série à l'autre est constamment affecté d'une dysharmonie (tectonique peut-être doublée d'une discordance stratigraphique).

La compilation des travaux sur le Rif conduit à la colonne schématique résumée par la figure 81.

4) Sédimentologie du flysch grés-micacé

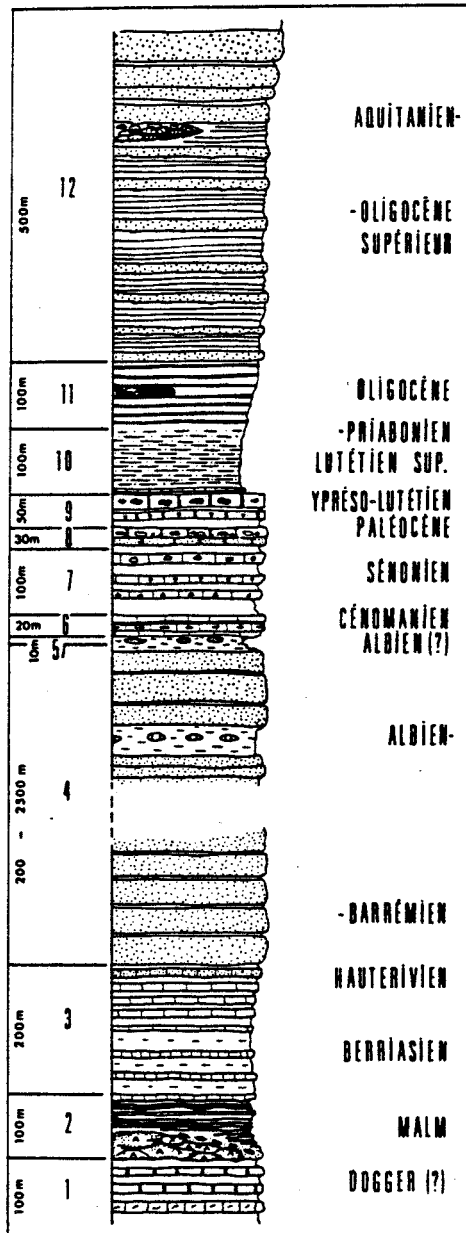
a) Le caractère séquentiel du flysch grés-micacé de Beni-Ider est analogue à celui déjà décrit du flysch d'Algesiras. On y distingue d'abord, dans les coupes les plus complètes, une évolution en trois grands stades:

- (1) Une étape de pré-flysch qui marque l'instauration progressive d'une sédimentation détritique fine (silt, sable fin). Les bancs sont mal individualisés, de quelques millimètres à quelques centimètres d'épaisseur. L'évolution de l'épaisseur des bancs n'est guère sensible. Une telle étape s'observe dans d'autres séries de flyschs tectoniques (exemple: le flysch grés-pélitique inférieur à la transition du flysch gréseux du Pinde septentrional, DESPRAIRIES, 1977).

La physiographie du bassin correspond vraisemblablement à la jonction d'une plaine abyssale et de la partie externe d'un cône ou d'un prisme sédimentaire profond (voir flysch d'Algesiras).

- (2) Une étape à mégaséquences décamétriques. Ces mégaséquences sont identiques à celles décrites dans le flysch d'Algesiras. Chronologiquement, les bancs gréseux de base de séquence vont en s'épaississant.

On peut considérer que cette étape correspond à l'implantation de la zone sédimentaire d'abord à la limite du cône moyen (progradation de barres d'embouchure de chenaux) et ensuite dans le cône moyen (remplissage de chenaux).



- 12 - Oligocène supérieur- Aquitanien: Flysch grés- marno- micacé à gros bancs et rythmes décamétriques. Rares conglomérats.
- 11 - Oligocène supérieur: Pré-flysch pélito-gréseux à plaques ou plaquettes gréseuses.
- 10 - Lutétien supérieur- Priabonien- Oligocène supérieur: Pélites silteuses rouge lie-de-vin, généralement azoïques, et calcarénites ferrugineuses.
- 9 - Yprésien- Lutétien: Calcarénites granoclassées en dalles, à grands foraminifères, dans des marnes polychromes. Conglomérats assez fréquents.
- 8 - Paléocène: Calcarénites gréseuses assez fines à débris de *Microcodium*, parfois en gros bancs. Calcarénites sableuses ou grès tendres blanchâtres. Conglomérats assez fréquents.
- 7 - Sénonien: Calcarénites granoclassées, conglomérats, pseudo-micrites dans des marnes claires parfois à galets. Sénonien supérieur surtout bien daté.
- 6 - Cénomarien: Calcarénites granoclassées claires en dalles avec silicifications. Niveaux siliceux clairs. Marnes polychromes.
- 5 - Albien (?): Argiles polychromes à lentilles de grès-quartzites vert bouteille.
- 4 - Barrémien - Albien: Flysch grés-pélitique, dit du Tisirène, en bancs métriques. Grès à cassure verdâtre, arkosiques, à grain moyen alternant avec des pélites micacées parfois calcaires. Empreintes de courant et granoclassement communs. Plusieurs épisodes gréseux séparés par des intervalles marneux ou schisteux. Miches de calcaires à radiolaires dans le tiers supérieur.
- 3 - Berriasien - Hauterivien: Micrites à cassure sombre à Calpionelles dans des marnes silteuses claires. Grès calcaireux au sommet.
- 2 - Malm: Dolérites. Conglomérats à galets volcaniques. Jaspes sombres à Radiolaires. Calcaires marneux rouges. Calcaires à Saccocomidés.
- 1 - Dogger (?): Marnes. Marno-calcaires. Calcaires graveleux à silex. Calcaires à filaments.

BU
LILLE

FIGURE 81

COLONNE STRATIGRAPHIQUE SYNTHÉTIQUE
DE LA SÉRIE MAURETANIENNE DU RIF

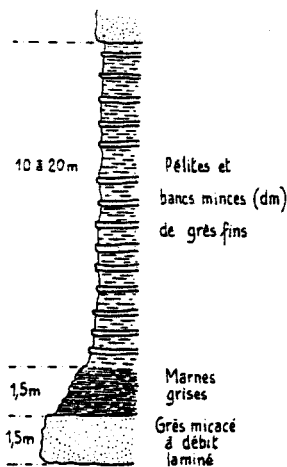


FIGURE 82

TYPE DE SEQUENCE DECAMETRIQUE
DANS LA PARTIE MOYENNE
DU FLYSCH GRESO-MICACE

Piste de Beni-Ider
à 2 km en aval du Souk

(3) Une étape à séquentialité moins nette et à barres de grès épaisses et grossières. Lorsque la structure est tabulaire, ces barres de 10 à 30 mètres d'épaisseur forment des corniches sommitales à proximité de Beni-Ider et au SW de Souk-Larbâa-Beni-Hessane. Elles peuvent s'interpréter comme le remplissage de sections chenalisées de cône interne.

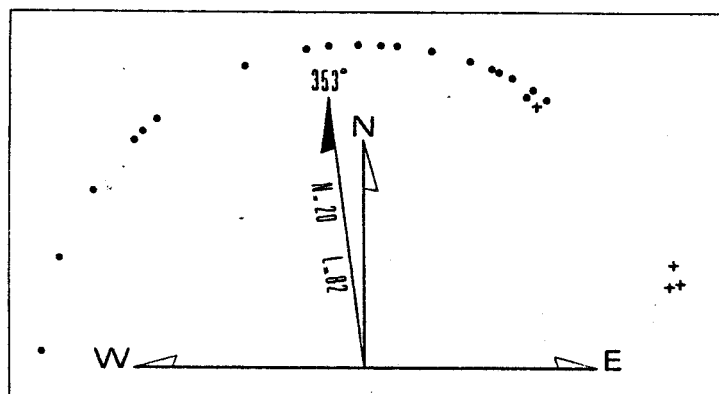
b) La composition minéralogique des bancs témoigne d'une faible évolution du matériel détritique:

- Quartz en grains anguleux, fréquemment polycristallins, de granulométrie très variable.
- Feldspaths abondants, avec un rapport assez élevé des plagioclases sur le feldspath potassique.
- Muscovite et biotite.
- Débris pouvant atteindre plusieurs millimètres (rares) de roches métamorphiques de grade assez élevé (micaschistes, quartzites, gneiss).
- Silex.
- Carbonates détritiques (calcite et dolomie).
- Fragments de tests de Foraminifères benthiques et d'Algues calcaires.

On classe ces grès dans les greywackes ou les greywackes feldspathiques (selon PETTIJOHN et al., 1972).

c) Des intercalations sporadiques de grès à faciès numidien ou "numidoïde" ont déjà été signalées par DIDON et DURAND DELGA dans les lames externes du grés-micacé (bien visibles dans les lames à l'E de l'Oued Lediâne, sur la route de Ksar-es-Shrir à Tanger, ainsi que le long du rivage).

d) La dispersion du matériel sableux correspondant aux bancs de grès épais est appréciée par la mesure des nombreux flute-marks.



x : mesures à proximité
d'accidents tectoniques.
.: mesure moyenne pour un
affleurement
N : nombre de mesures
L : rapport de consistance

FIGURE 83 - DIAGRAMME
CIRCULAIRE DE
FLUTE-MARKS MESURES
DANS LE FLYSCH
GRESO-MICACE DE LA
NAPPE DES BENI-IDER

Une composante principale vers le N apparaît systématiquement dans les régions visitées. Elle est présumée longitudinale par rapport au bassin, c'est-à-dire parallèle aux directions tectoniques et d'isofaciès.

5) Age du flysch grés-micacé des Beni-Ider

Les déterminations paléontologiques dans le grés-micacé rifain se rapportent généralement à des Foraminifères benthiques remaniés dans les turbidites gréseuses. La rareté des microfaunes planctoniques significatives ne permettait pas jusqu'à peu de temps d'invoquer un âge plus récent que N3-N4 (Oligocène terminal- Aquitanien inférieur), avec même une certaine difficulté (DIDON et HOYEZ, 1977).

Les faciès mixtes, numidien et grés-micacé, livrent une nannoflore caractéristique mais ils seront étudiés à part (cf. méridien).

Les études de CHIOCCHINI et al. (1978) font état de microfaunes planctoniques qui "rajeunissent" nettement le flysch grés-micacé, ainsi:

- la base du grés-micacé appartiendrait à la base de N5 (Aquitanien supérieur) à cause de la présence de G. stainforthi. Mais, selon nous, cette espèce débiterait déjà dans N4.
- le sommet du grés-micacé s'élèverait jusqu'à la partie moyenne de N6 (Burdigalien) avec G. trilobus, voire plus haut dans la zone à Praeorbulines.

On peut cependant émettre certains doutes sur la réalité de l'appartenance des échantillons (3 seulement) à la série authentique du "flysch grés-micacé". Ils correspondent en effet à des extrémités de coupes et l'on sait l'importance des phénomènes de resédimentation en blocs. L'âge aussi récent proposé pour l'instauration du flysch grés-micacé doit donc être considéré avec circonspection.

6) Caractères de proximalité- distalité

a) Origine du détritique

Schématiquement, dans la série des Beni-Ider se succèdent:

- un épisode à turbidites calcarénitiques,
- un épisode à turbidites gréseuses, séparés par un intervalle pélitique.

Il a été vu que l'épisode gréseux pouvait correspondre au remplissage du bassin par un prisme progradant (cône profond) faisant suite à l'épisode calcarénitique et pélitique considéré comme de plaine abyssale (cf. Algesiras).

Le matériel calcaire provient de la destruction des assises de la "dorsale calcaire", surmontant le Permo-Trias. Le matériel gréseux provient de trois sources qui sont par ordre d'importance croissante et avec des proportions évoluant chronologiquement:

- (1) Les assises rouges permo-werfénienues.
- (2) Les séries détritiques dévono-carbonifères.

Probablement dérivés de ces deux sources, on peut citer les quartz blancs ou roses corrodés fréquents dans le Paléocène et les grès ferrugineux priabono-oligocènes associés aux pélites rouges.

- (3) Le socle métamorphique.

Dans chaque cas, il s'y adjoint une portion carbonatée, issue de l'entraînement jusqu'en eaux profondes de débris de trottoirs néritiques. En bref, le détritite a pour patrie la zone rifo-kabyle et sa couverture. Cette constatation est unanimement admise par les auteurs.

b) Structure et position paléogéographique

La situation des bassins de flyschs par rapport aux blocs rifo-kabyles est, quant à elle, controversée. Ces flyschs sont pour les uns "ultra", c'est-à-dire en

arrière tectoniquement, et pour les autres "citra", c'est-à-dire en avant. Dans l'hypothèse "péri", les flyschs ont une double origine, ultra et citra.

La nappe des Beni-Ider étant déracinée, les arguments structuraux sont impuissants pour déterminer son origine. Par des manoeuvres de "saute-mouton", il est possible d'expliquer tous les cas de figures. Seuls des arguments sédimentologiques, propres à la nappe des Beni-Ider elle-même, sont à prendre en considération. Encore faut-il que cette nappe ait préservé son intégrité lors des grands charriages.

Dans ce que nous avons appelé "la zone des Beni-Ider" (fig. 37), la nappe des Beni-Ider est continue sur environ 35 km de longueur et atteint une quinzaine de kilomètres dans sa plus grande largeur. Sa structure interne consiste en la juxtaposition de lames de quelques centaines de mètres d'épaisseur (monoclinaux, synclinaux). Dans les zones les plus internes, le Crétacé inférieur forme la base de ces lames. Dans les zones médianes ou externes, seul le Crétacé supérieur - Eocène perce à la base des lames et constitue une semelle incompetente pour le flysch grésomiacé. La direction générale des accidents (contacts anormaux, plis) est dans l'ensemble conforme à l'allongement NW-SE de la chaîne.

Il n'apparaît pas que la disposition respective des lames de flysch ait été perturbée par rapport à leurs relations paléogéographiques primitives. Compte tenu des raccourcissements, la zone des Beni-Ider reflète donc bien l'image paléogéographique originelle du bassin du flysch grésomiacé. Ces prémices sont indispensables pour pouvoir tirer des conclusions de la comparaison des niveaux homologues.

c) Les niveaux de comparaison

Les comparaisons peuvent être faites soit au niveau du flysch grésomiacé sensu stricto, soit au niveau de son substratum.

Le substratum pose moins de problème, pour deux raisons:

- d'une part, son taux de sédimentation plus faible permet d'appréhender plusieurs étages dans une même coupe;
- d'autre part, les niveaux calcarénitiques sont relativement bien définis paléontologiquement.

Au contraire, le flysch grésomiacé s'étend au maximum sur une dizaine de millions d'années et est très pauvre en microfaunes significatives. Par ailleurs, son sommet stratigraphique est indéfini car il est interrompu par un contact mécanique. Si l'on admet de plus que le flysch grésomiacé constitue un prisme progradant, la comparaison de faciès identiques mais hétérochrones représente une erreur.

Une coupe-type peut être proposée comme exemple. Elle traverse du N au S l'intégralité de la feuille SOUK LARBAA BENI HESSANE selon le méridien de coordonnées LAMBERT $x = 496$. Elle intersecte plusieurs lames de la nappe des Beni-Ider jusqu'au chevauchement sur le Numidien renversé du Jbel Bou Hassim. Deux colonnes stratigraphiques, celle plus interne de la cluse de l'Oued el Kbir et celle plus externe de Natora- Ifertane (fig. 84) à proximité de la transversale choisie illustrent le propos.

L'ensemble crétacé supérieur - éocène

Le Cénomano-Turonien - Il n'est bien visible que dans la partie interne de la nappe des Beni-Ider. Dans la cluse de l'Oued el Kbir, il est formé de calcarénites en dalles à silicifications blanches associées fréquemment à des conglomérats. Dans la coupe d'Ifertane, il n'a pas été reconnu. Notons que des calcaires à silicifications se retrouvent dans l'unité de Melloussa, liée tectoniquement et peut-être stratigraphiquement au Numidien, mais sans conglomérats.

Le Sénonien - Dans la partie interne, il est souvent argileux avec des glissements probablement synsédimentaires et des conglomérats.

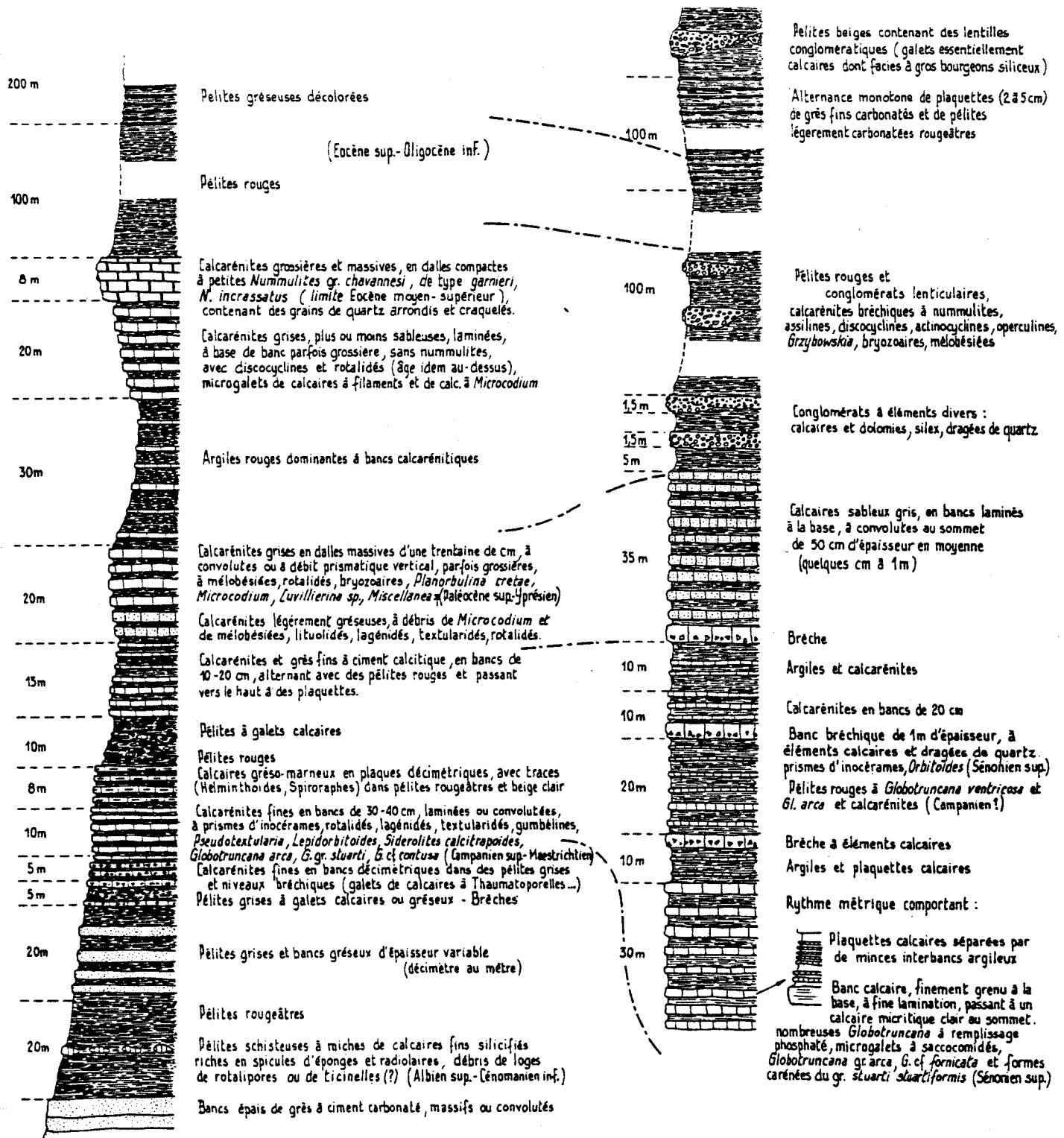


FIGURE 84

COLONNES STRATIGRAPHIQUES DU CRETACE-EOCENE DE LA NAPPE DES BENI-IDER

- 1) COUPE DE NATORA - IFERTANE , à gauche
- 2) COUPE DE LA CLUSE DE L'OUED EL KBIR , à droite

Les brèches et les conglomérats sont très communs dans l'ensemble de la nappe. On peut observer dans la coupe de Natora un faciès particulier de marnes à blocs qui résulte de l'étalement d'un glissement en masse.

Le Paléocène - Le faciès typique des calcaires à débris de Microcodium est relativement peu développé au Maroc. Il n'est bien représenté que dans les parties internes de la nappe des Beni-Ider où il est associé à des conglomérats. Le Paléocène non daté apparaît ici plus souvent sous le faciès de calcaires sableux gris bleu se transformant par décalcification en des grès blanchâtres.

L'Eocène - Il constitue le meilleur niveau de comparaison. La série éocène est généralement supposée complète bien que les datations soient assez dispersées. L'Yprésien à Cuvillériens et le Lutétien sont rarement datés et se détachent mal de la barre paléocène. L'Eocène moyen-supérieur est clairement daté, par exemple dans la coupe de Natora. Les conglomérats sont un élément typique de l'Eocène de la nappe des Beni-Ider (bien qu'en certains points, ils puissent être absents, par exemple dans les carrières et les coupes le long de la route de Tanger-Tetouan près de Fondak-el-Aï'n-ej-Jdida.

Il faut se garder cependant d'inclure dans la nappe des Beni-Ider les nombreux lambeaux d'Eocène souvent conglomératiques qui appartiennent à des éléments prédorsaliens. Seul n'est retenu ici que l'Eocène à la base stratigraphique d'un flysch grésomiacé typique.

Comme exemples de faciès conglomératiques sur les différentes feuilles, on retiendra:

- Sur la feuille KSAR ES SHRIR, l'Eocène moyen près de la cote 251 à l'W de Rhzeilech et le mamelon au SE ($x = 483,5 - y = 572,7$; renseignement DIDON).
- Sur la feuille MELLOUSSA, le Paléocène- Eocène calcarénitique renfermant des brèches à éléments de 4-5 cm de diamètre ($x = 479,9 - y = 544,8$).
- Sur la feuille SOUK-KHEMIS-DES-BENI-AROUSS, un lambeau coincé entre deux écaillés de grésomiacé à l'W de Bouârcha ($x = 488,9 - y = 535,8$) et également dans l'oued descendant vers l'E près de Takhiant ($x = 487,5 - y = 533,7$).
- Sur la feuille SOUK-LARBAA BENI HESSANE, en plus des deux coupes détaillées, on peut citer les brèches et les conglomérats éocènes parfois très grossiers au N du P.C. 394 près de la crête de Dhar ed Delsa ($x = 496,5 - y = 540,6$).

En conclusion, la règle qui se dégage de l'ensemble de la nappe des Beni Ider est que les faciès du Crétacé supérieur - Eocène sont d'autant plus grossiers que l'on s'adresse à des lames plus internes.

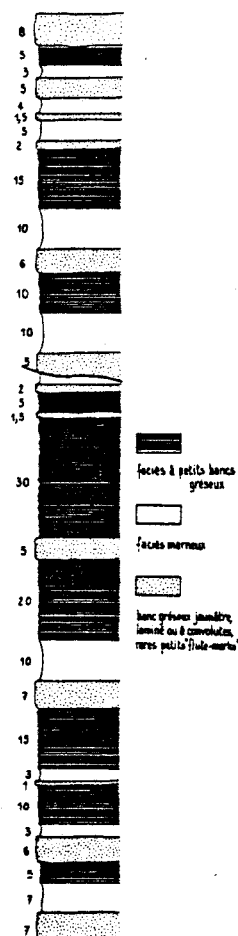
L'ensemble oligocène - aquitainien

Du fait de l'absence de repères stratigraphiques, on est réduit à comparer des faciès entre eux.

(1) La formation pélitique rouge possède une épaisseur de l'ordre de la centaine de mètres. Cette épaisseur tend à diminuer dans les lames externes. Quelques lentilles conglomératiques peuvent apparaître dans les lames internes (cluse de l'Oued el Kbir).

(2) Même remarque pour la formation pélitogréseuse gris beige qui assure la transition avec le flysch grésomiacé en bancs. Des lentilles conglomératiques sont clairement visibles dans le lit de l'Oued el Kbir à environ 300 m en aval du

pont ($x = 494,7 - y = 535,0$). De tels conglomérats n'ont pas été repérés dans les lames externes.



(3) Dans la partie moyenne du flysch grésomiacé, c'est-à-dire la plus épaisse, il ne m'a pas été possible de mettre en évidence des différences latérales notables dans la granulométrie des greywackes. La granulométrie maximale des fragments monocristallins atteint 2 mm; il s'agit dans ce cas de lattes de feldspath, les grains de quartz dépassant rarement 1,5 mm. Le type séquentiel dans les portions internes ressemble tout à fait à celui des portions externes. Les grès semblent cependant plus colorés de brun et plus riches en débris métamorphiques fins dans les portions internes. La coupe d'El Kallouli (rivage en C.L. $x = 490,3$; fig. 85) en est un exemple.

FIGURE 85

COLONNE STRATIGRAPHIQUE PARTIELLE
DANS LE FLYSCH GRÉSOMIACÉ
DES PORTIONS INTERNES DE LA NAPPE
- COUPE D'EL KALLOULI -

(4) A la partie supérieure présumée du flysch grésomiacé et uniquement dans les parties internes de la nappe des Beni-Ider existe une "formation" très mal définie car les conditions d'affleurement sont médiocres. Elle a été qualifiée de "supra-Beni-Ider" par DIDON (1977) et elle constitue vraisemblablement l'équivalent latéral de la "formation de Bellounis". Les faciès en sont variables mais on n'y reconnaît plus la séquence-type de la partie moyenne du flysch grésomiacé. Les grès sont tendres, mal stratifiés et terreux. A titre d'exemple, sur des talus frais de la route de Ksar es Srhir à Ceuta et au N du Jbel Dehar Roummane, j'ai relevé quelques séquences du type de la figure 86.

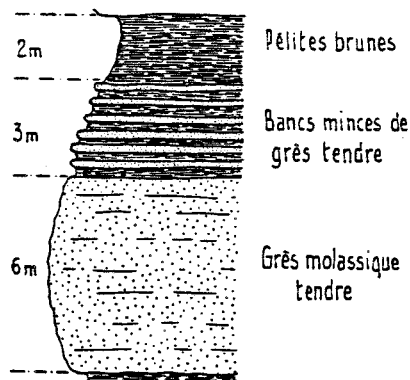


FIGURE 86

EXEMPLE DE SEQUENCE
A LA PARTIE SUPERIEURE
DU FLYSCH GRÉSOMIACÉ
A L'EST DE KSAR-ES-SRHIR

Des niveaux conglomératiques de plusieurs décimètres d'épaisseur et contenant des galets calcaires arrondis s'intercalent, par ailleurs, dans cette série péli-to-gréseuse.

Plus au S, les conglomérats d'Aïn-ech-Chouïka dont l'existence a été reconnue par DURAND DELGA (1966) appartiennent, semble-t-il, à cet ensemble "supra-Beni-Ider". Selon cet auteur, les débris comportent "du Métamorphique (phyllades, quartz), du Primaire calcaire, du Permien gréseux rouge, du Trias marno-cargneulique, du Jurassique". Personnellement, j'ai observé dans ces conglomérats polygéniques des éléments de taille variée allant jusqu'à plusieurs décimètres. Ils sont constitués par des galets toujours arrondis de calcaire, des galets parfois décimétriques de quartz laiteux, des blocs de quartzite ainsi que de grès grossiers dont l'aspect est voisin des grès numidiens. Ces amas épais de conglomérats s'interstratifient dans des grès mollassiques, tendres et stratifiés. C'est, semble-t-il, au sommet de l'ensemble périto-gréseux que se mettent en place des klippes sédimentaires. Ces klippes ont soit des affinités dorsaliennes: Jurassique, Eo-Oligocène des unités externes, soit des affinités maurétaniennes: Néocomien calcaire, Crétacé inférieur gréseux, soit encore des affinités numidiennes: Aquitaniens gréseux avec une base de pélites rouges.

On peut qualifier cette formation d'olistostrome car la matrice en paraît stratifiée, comme en témoigne par exemple une coupe dans l'oued qui suit l'ancienne route de Ksar-es-Srhir à Ceuta, entre la Koudiet Oulja et le P.C. 157 (x = 490,1 - y = 576,4).

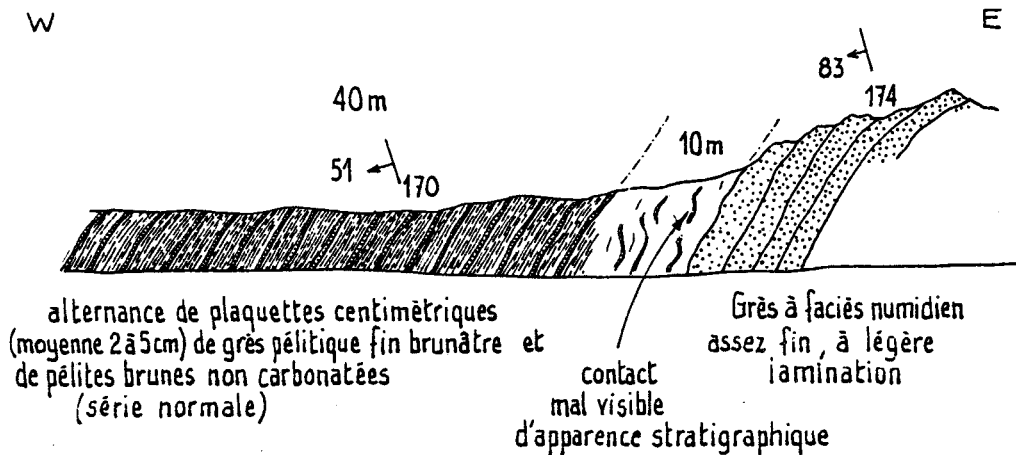


FIGURE 87

COUPE DANS LA FORMATION PELITO-GRESEUSE AU SOMMET DU FLYSCH GRESO-MICACE ET CONTENANT DES KLIPPES SEDIMENTAIRES

Le panneau de Numidien en klippe sédimentaire semble ici recouvert par la formation périto-gréseuse en stratification d'abord confuse, puis régulière.

En conclusion, dans la partie interne de la nappe des Beni-Ider, se développe un complexe de resédimentation dont on ne peut dire s'il forme le sommet normal de la colonne stratigraphique du flysch grésomiacé ou s'il s'est étalé en discordance sur un ensemble Beni-Ider structuré. Hormis des microfaunes remaniées, la formation est azoïque. Le remaniement probable des grès numidiens implique un âge burdigalien ou postérieur. Selon moi, cette formation et la formation de Bellounis au front de la dorsale (voir plus loin) se regroupent au sein d'un même grand complexe.

C) Le flysch mérinide

Dans les descriptions précédentes, nous avons évoqué le Numidien et son substratum stratigraphique présumé crétacé-éocène. Des affinités avec le flysch maurétanien apparaissaient parfois, soit au niveau de l'Oligocène- Aquitainien, soit au niveau du Crétacé- Eocène. Cette convergence laissait entrevoir l'existence de séries intermédiaires faisant la transition entre les deux flyschs.

Par ailleurs, dès 1966, DURAND DELGA avait déjà reconnu une série d'un tel type: la série de Tala'-Lakrah. Malheureusement, la situation structurale complexe de ce lambeau tectonique empêchait de voir les connexions originelles avec le Numidien et avec le flysch grés-micacé.

A partir de 1976, en collaboration avec J. DIDON, j'ai entrepris l'analyse de secteurs jusqu'alors inclus dans la nappe des Beni-Ider, mais dont la morphologie trahissait de loin l'existence d'intercalations numidiennes. Les premières coupes levées furent désignées initialement sous le terme de "groupe du Jbel Imám Rhît", mais devant leur importance et leur analogie avec d'autres séries de l'orogène kabylo-rifain, nous proposâmes de les englober sous le nom plus général de "séries mérinides" (DIDON et HOYEZ, 1978). Loin d'être un additif à une terminologie fort encombrée, ce nom rassemble des appellations locales, géographiquement éloignées. Cette définition remplace celle, trop peu explicite, de "séries mixtes" ou de "séries à faciès mixte".

Afin de reconnaître les caractères de la série mérinide du Rif, on examinera dans un premier temps le groupe de l'Imám Rhît dont la position au front de la nappe des Beni-Ider est claire, puis dans un second temps nous reviendrons sur le lambeau de Tala'-lakrah qui présente un double intérêt stratigraphique et tectonique.

1) Le groupe de l'Imám Rhît

Sous ce nom sont désignées deux ou trois écailles dans la zone externe de la nappe des Beni-Ider (dans la "zone des Beni-Ider") et qui possèdent comme caractéristique principale des intercalations numidiennes au sein d'une série grés-micacée. Elles se suivent sur une longueur de 20 km, entre la transversale de Tetouan passant par Souk-et-Tnine-beni-Harfa, au N, et la piste des Beni-Ider, au S (fig.88). Plus au S encore, d'autres écailles plus restreintes et affleurant moins bien ont été rapidement reconnues.

Le niveau le plus ancien attribuable en toute certitude au flysch mérinide rifain est daté du Sénonien supérieur. Cependant, dans la partie externe de la nappe des Beni-Ider, au SW du Jbel Agoummir et à l'E du P.C. 886 (x = 500 - y = 519,1), existent des faciès assez proches de la série mérinide et qui possèdent en semelle chaotique des blocs métriques de grès bréchiques, craquelés, roux, évoquant les grès du "flysch albo-aptien" de la nappe de Melloussa.

Les niveaux du Cénomano-Turonien n'ont jamais pu être observés avec certitude. Les phtanites crétacés à l'W du Jbel Tsalftsa appartiennent, selon moi, à un lambeau de flysch massyllien qui n'est pas en continuité avec le Sénonien de ce Jbel.

Les premiers horizons liés sans aucun doute au flysch mérinide sont d'âge campanien supérieur, datés par Globotruncana calcarata (dét. J.J. FLEURY). Il s'agit de turbidites calcaires très fines, quartzo-micacées, montrant en cassure une microlamination blanche et ocre, plane ou ondulée (fig. 89 et 90). Une décalcification leur confère souvent un aspect ferrugineux et une densité faible, de telle sorte qu'elles ressemblent un peu aux phtanites.

Au-dessus, vient un ensemble de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur dans lequel les argiles dominent sur les niveaux indurés. Ces argiles ont généralement une teinte gris verdâtre. Les bancs durs dépassent rarement 50 cm d'épaisseur. Ils se composent de turbidites calcaires dans lesquelles se succèdent de manière plus ou moins complète les faciès suivants liés au niveau d'énergie:

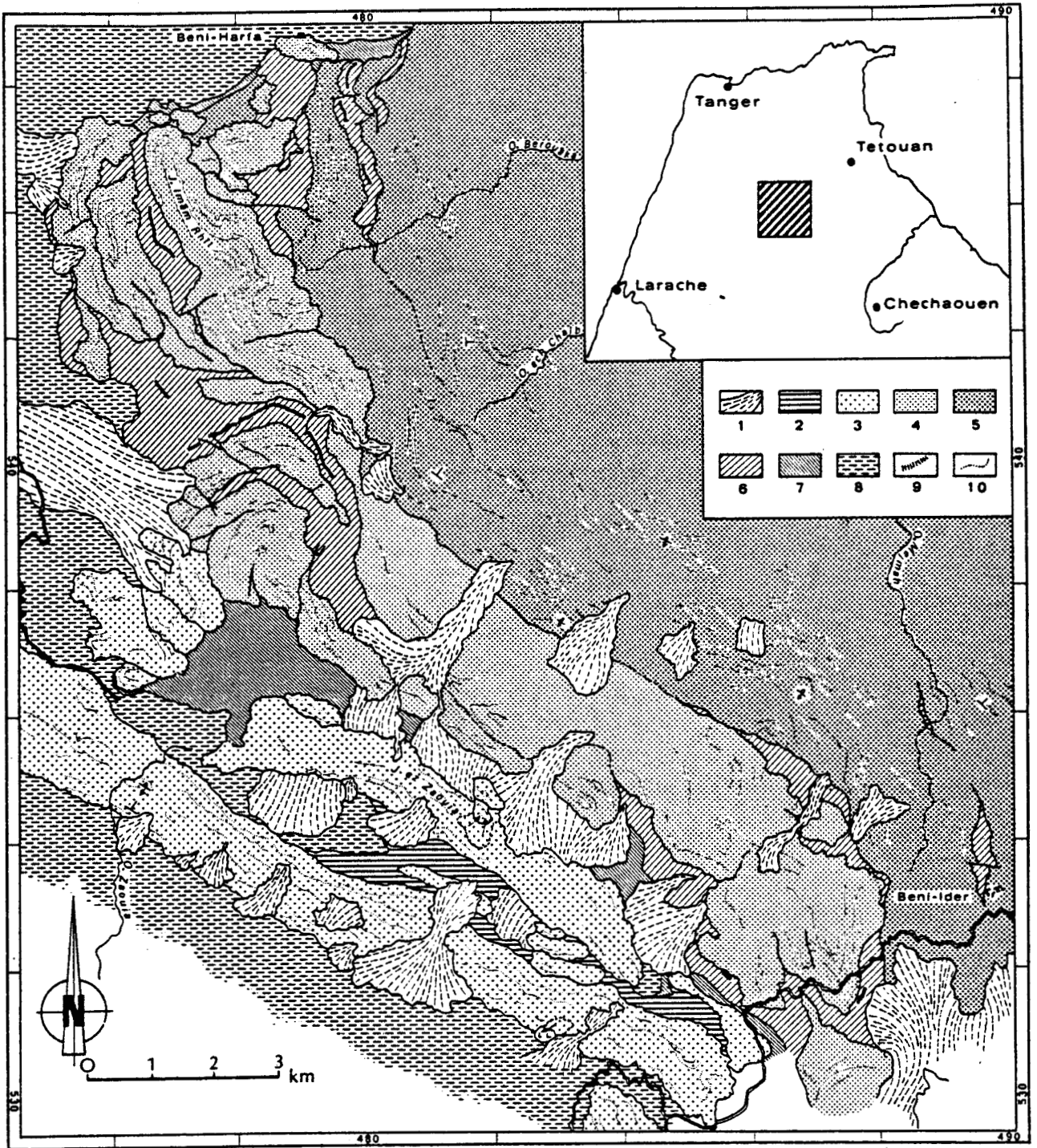


FIGURE 88 - SCHEMA CARTOGRAPHIQUE DU GROUPE DE L'IMAM-RHIT

1: éboulis - 2: formation supra-numidienne d'Arhbâlou - 3: grès numidiens - 4: flysch mérinide, ensemble supérieur oligocène-aquitainien - 5: flysch grésomicaqué des Beni-Ider - 6: substratum crétacé-oligocène du flysch mérinide et du flysch grésomicaqué des Beni-Ider - 7: substratum crétacé-oligocène des grès numidiens - 8: formations telliennes - 9: barre calcarénitique essentiellement paléocène-éocène - 10: trace de banc.

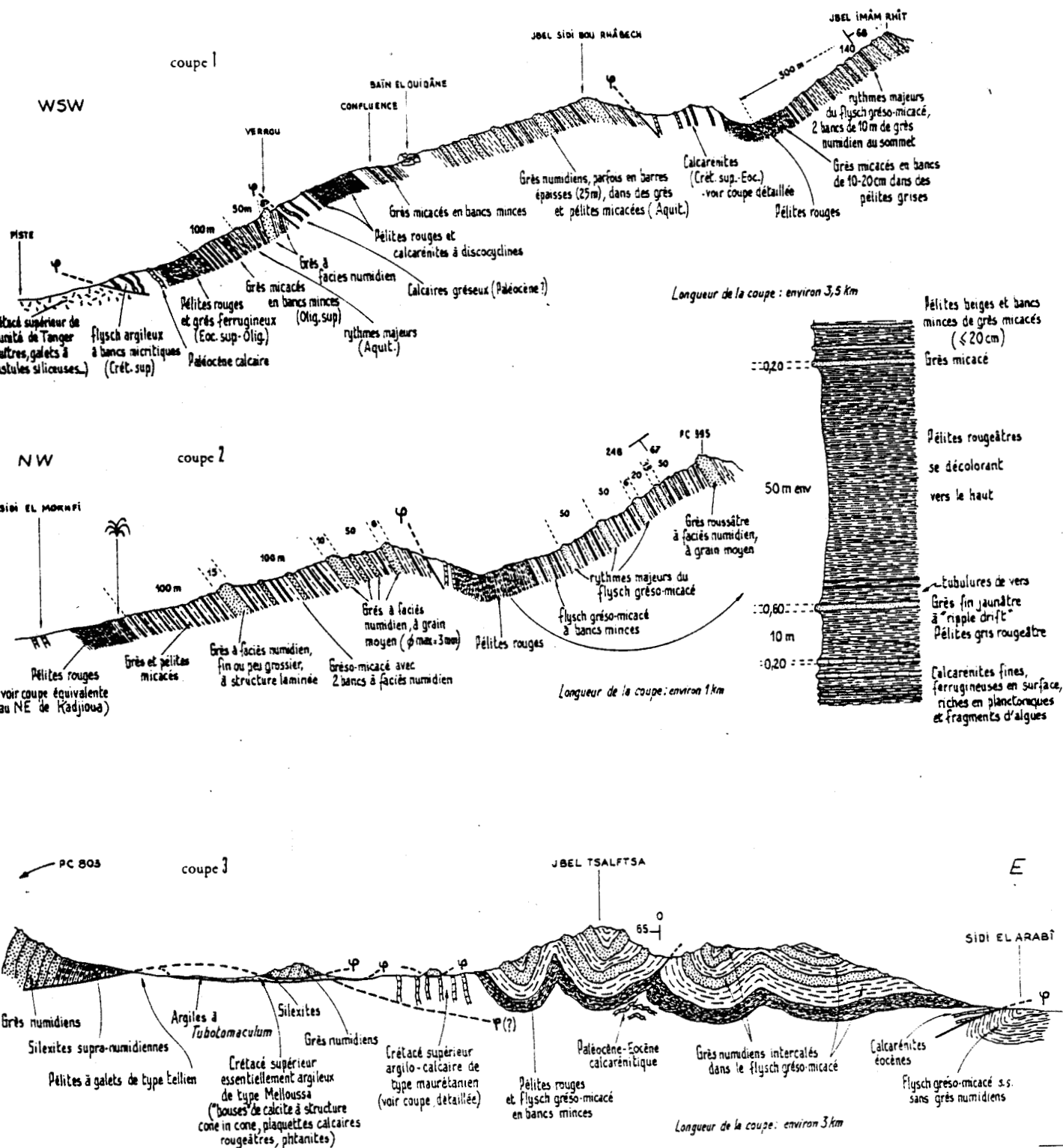


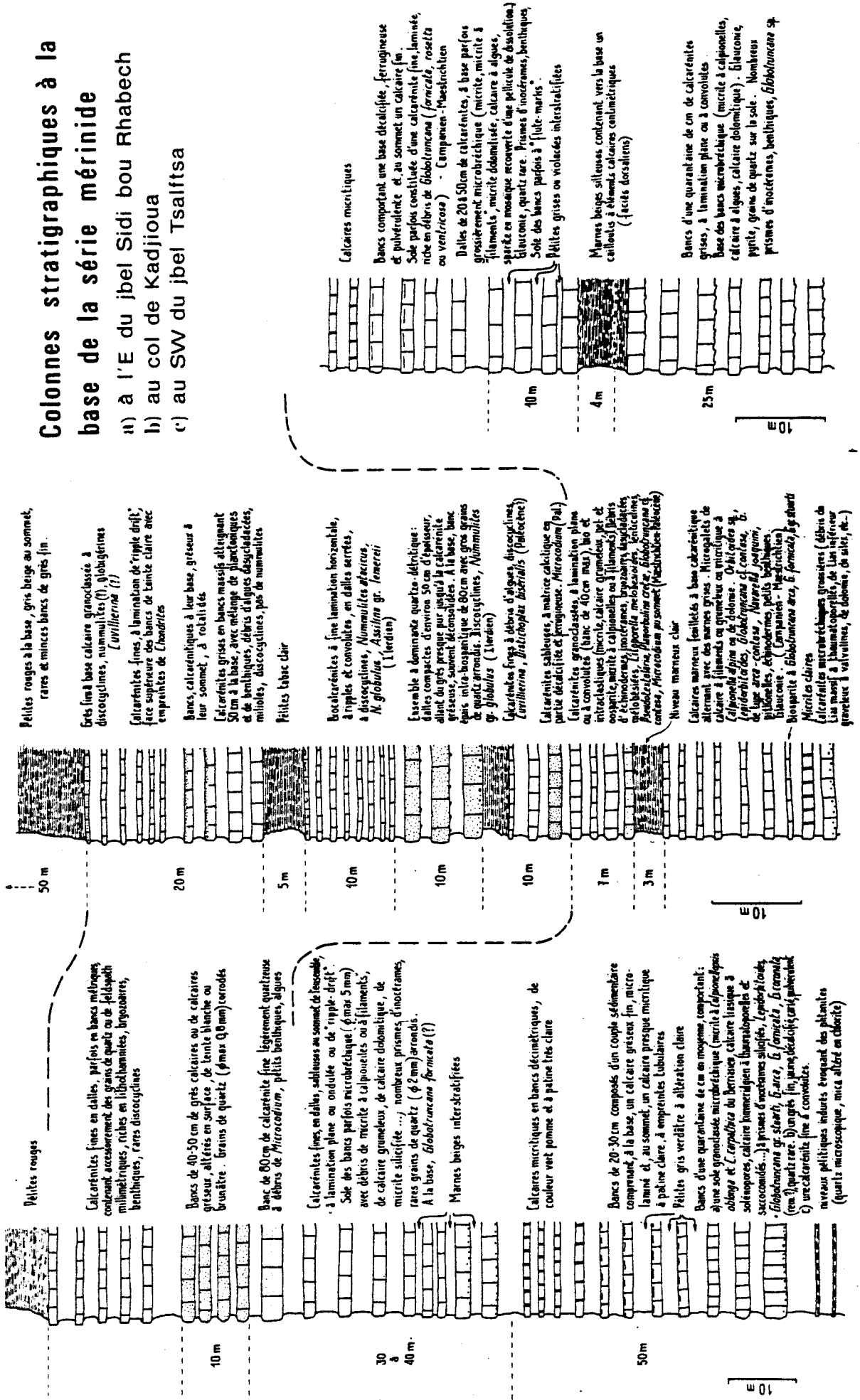
FIGURE 89 - COUPES TRANSVERSALES DES ECALLES MERINIDES DANS LE GROUPE DE L'IMAM-RHIT

coupe 1 au N, passant par le Jbel Imâm Rhît, transversale de l'Oued Berouaka
 coupe 2 médiane, approximativement transversale de l'Oued ech Chal'b
 coupe 3 au S, transversale de Beni Ider

OO HZCQH

Colonnes stratigraphiques à la base de la série méridine

- a) à l'E du jbel Sidi bou Rhabech
- b) au col de Kadjoua
- c) au SW du jbel Tsaltfa



- (a) Se détachant à la base, un "tapis de traction" d'ordre centimétrique, sculpté de flute-marks assez plats. Le microfaciès est celui d'une microbrèche à matrice bioclastique fine. Les éléments sont typiquement ceux du flysch maurétanien: micrite banale, micrite à Calpionelles du Tithonique- Berriasien, micrite à Radiolaires, calcaire graveleux à Thaumatoporelles, calcaire grumeleux à Algues, calcaire à Solénopores, micrite à Saccocomidés, micrite à "filaments", dolomie et calcaire dolomitique, silex, quartz, feldspath, glauconie. Il s'y ajoute une partie de matériel contemporain arraché à une plate-forme: débris d'Inocérames partiellement silicifiés, gros foraminifères benthiques, Orbitoides sp., Lepidorbitoides sp..
- (b) Une calcarénite gréseuse plus ou moins fine et décalcifiée, d'aspect carié.
- (c) Une calcarénite fine à lamination plane ou à convolutes ou à "ripple-drift".
- (d) Une pseudo-micrite vert pomme à patine très claire.

L'association fréquente b-d ou c-d donne des couples sédimentaires bicolores assez caractéristiques. Parfois, le faciès micritique est seul présent. On y distingue des empreintes de Zooplycos et des tubulures. Une convergence apparaît avec les micrites "arlequin" du flysch massylien, mais ces dernières sont plus épaisses et moins marneuses. De rares cailloutis (à éléments centimétriques au maximum) dans des marnes claires représentent peut-être des coulées boueuses ayant emprunté une forte proportion argileuse lors du glissement sur le talus. Ce niveau appartient au Sénonien supérieur (Globotruncana fornicata, G. bulloides, G. arca, G. ventricosa ...).

Ensuite les micrites disparaissent et ne subsistent que des calcarénites granoclassées qui s'enrichissent progressivement en quartz. Certains bancs sont tapissés de granules de pyrite sur leur face inférieure. Ce niveau livre Planorbulina cretae, Navarella joaquina, Globotruncana cf. contusa et est à placer dans le Maestrichtien.

Puis apparaissent de gros bancs, pouvant atteindre un mètre d'épaisseur, de calcarénites très chargées en quartz et fréquemment décalcifiées. Leur aspect de surface peut être soit blanc, tendre et pulvérulent soit brunâtre et ferrugineux. La taille des grains de quartz est généralement inférieure à 1 mm (500-600 microns en moyenne). A la base des bancs épais se concentrent parfois de gros grains de quartz arrondis qui montrent en lame mince des traces de corrosion et de fracture. Ces "pseudo-grès" sont azoïques mais ils sont associés à quelques bancs calcaires contenant des Microcodium et vers le haut à des calcarénites quartzeuses à Algues, Distichoplax biserialis, Microcodium sp., Cuvillierina sp., Discocyclines (dét. BLONDEAU). Ce niveau est placé dans le Paléocène ou dans un Eocène très inférieur.

A ces niveaux succèdent des biocalcarénites montrant une fine lamination plane ou convolutive. La teneur en quartz diminue rapidement vers le haut, la glauconie reste présente. Elles sont riches en Nummulites atacicus, N. globulus, Assilina gr. lemereii, Discocyclines (dét. BLONDEAU) et datées ainsi de l'Ilerdien.

La sommet du faciès calcarénitique qui se développe encore sur une vingtaine de mètres n'a pu être daté avec précision. Le microfaciès est un mélange bioclastique fin avec une association d'organismes benthiques et planctoniques (Discocyclines, rares Nummulites indéterminables du fait de la granulométrie, Rotalidés, Operculines, Globigérines, Dasycladacées): Les pélites intercalaires, d'une teinte tabac blond, passent à une teinte rouge lie-de-vin. Les calcaires s'imprègnent progressivement de matières ferrugineuses qui dissolvent les tests. Par comparaison avec les niveaux analogues du flysch des Beni-Ider, ce niveau peut atteindre le Priabonien.

Les calcarénites sont relayées par un ensemble assez homogène de pélites rouges azoïques dont la teinte se modifie peu à peu vers le haut du fait de

l'adjonction de particules silteuses. Je n'y ai jamais observé de Tubotomaculum mais des tubulures lisses de même diamètre. La puissance est évaluée à 50 m.

La transition avec le flysch grés-micacé sus-jacent est ménagée par une succession de grès fins à lamines, en bancs centimétriques à décimétriques, dans des pélites grises. La puissance moyenne est également de l'ordre de 50 m.

Enfin, au sommet de cet ensemble de couches concordantes, vient un flysch grés-micacé avec des intercalations sporadiques de grès à faciès numidien. Excepté l'absence de faciès conglomératiques, on ne note aucune différence quant au faciès des séquences grés-micacées. La microfaune y est rare: grands Foraminifères granoclassés et fortement remaniés dans l'intervalle a de BOUMA (gros Rotalidés, Pararotalia sp., Discocyclines, Alvéolines, Nummulites, Assilines, Néphrolépidines, Eulepidina dilatata, dét. LORENZ) ou Foraminifères planctoniques rarissimes dans les marnes (Globigerina angustiumbilicata, Globorotaloides suteri, dét. G. BIZON). Ces données ne permettent pas de proposer un âge plus récent qu'Oligocène terminal, mais il faut garder à l'esprit l'abondance du remaniement.

L'apparition de grès numidiens interstratifiés semble d'autant plus précoce que la lame tectonique est plus externe. Ce phénomène est concomitant du caractère plus "propre" et de l'épaisseur plus forte des bancs de grès numidiens. Le diamètre maximal des grains de quartz numidiens ne dépasse pas 3 mm; le diamètre moyen est de l'ordre de 0,3 mm. De manière générale, on ne constate pas de mélange intime des deux faciès, numidien et grés-micacé, mais simplement une pollution de l'un sur l'autre (cette remarque se vérifie aisément sur les grès numidiens normalement holoquartzeux).

La position structurale des écaïlles de flysch mérinide semble évoluer du N vers le S. Ainsi au N, le front de la nappe des Beni-Ider chevauche vers l'W l'écaïlle du Jbel Imâm Rhît, alors qu'au S, le Jbel Tsalftsa (mérinide) chevauche vers l'E les éléments frontaux de Beni-Ider.

Les écaïlles de flysch mérinide offrent des exemples démonstratifs de torsions obliques, aussi bien en photographie aérienne que dans le paysage. Notons le Sidi Ben Nouâr: $x = 478 - y = 543$ et l'arc du Sehâne-ed-Darja: $x = 478,5 - y = 540$. Certaines de ces torsions semblent induites par l'accident dextre au N de la zone des Beni-Ider.

2) Le lambeau de Tala'-Lakrah

Bien que sa description soit antérieure (DURAND DELGA, 1966; DIDON et al., 1973, p.98), il est logique d'évoquer le lambeau de Tala'-Lakrah après le groupe de l'Imâm Rhît. En effet, ce lambeau recouvre les unités voisines et possède une géométrie interne extrêmement compliquée. Le schéma cartographique de la fig. 91, inspiré d'une cartographie originale de DIDON et des photographies aériennes, ainsi que la coupe schématique et interprétative de la fig. 92 (très hypothétique) montrent bien la difficulté de l'analyse tectonique.

a) Aperçu tectonique

En plan, on observe parfaitement la courbure convexe vers le S et à 180° d'au moins deux écaïlles de flysch mérinide.

En coupe, ces écaïlles montrent elles-mêmes des plis parfois très aigus. Un exemple démonstratif en est offert le long du rivage de Hejar Lesfar où les couches verticalisées et apparemment continues changent brutalement de polarité sédimentaire. Une autre de ces structures plissées est particulièrement bien visible dans la synforme renversée de Dâr Labrou's.

On peut donc proposer, comme il est de règle dans l'arc de Gibraltar, une tectonique polyphasée mettant en jeu:

- (1) une structuration en écaïlles et plis;
- (2) des courbures dues à des contraintes et des mouvements différentiels N-S.

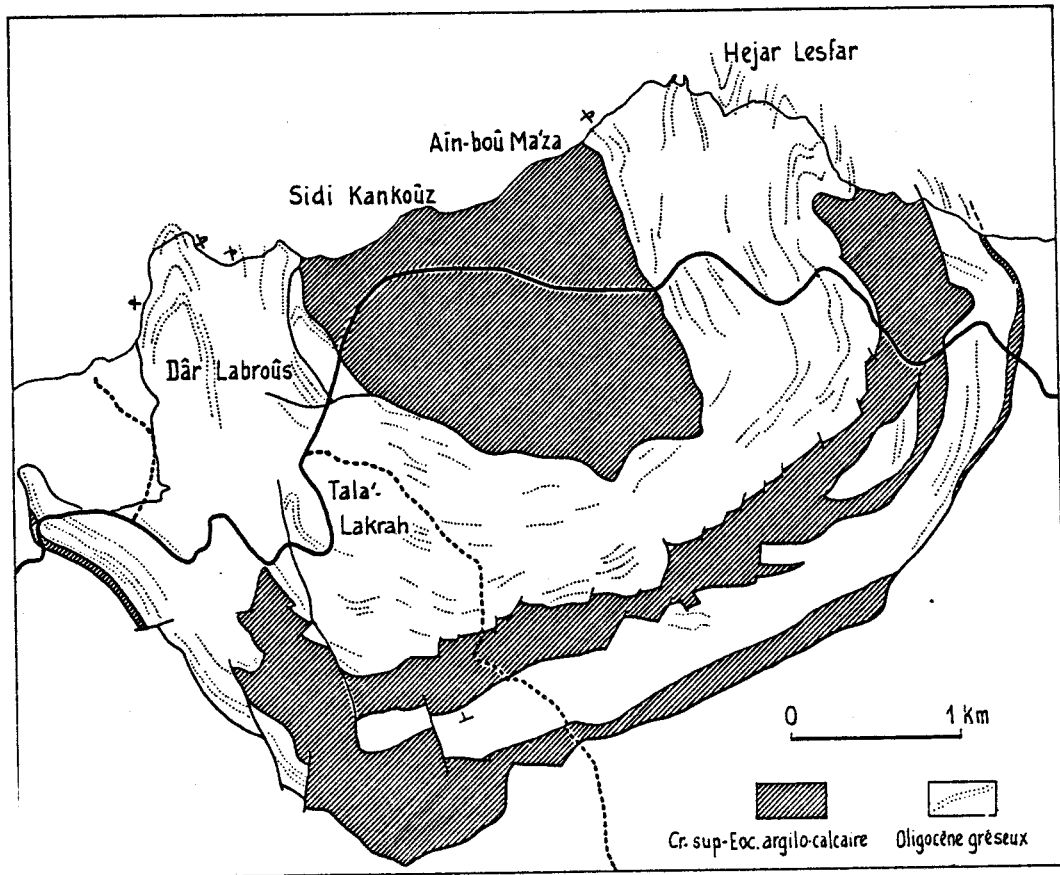


FIGURE 91

CARTE SCHEMATIQUE DU LAMBEAU MERINIDE DE TALA'LAKRAH

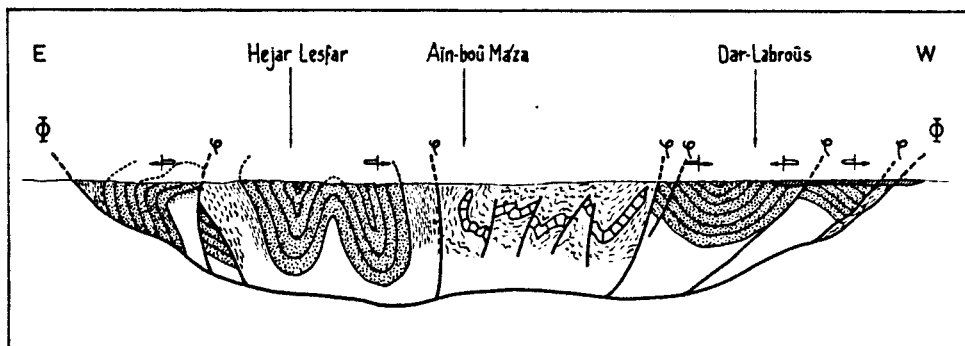


FIGURE 92

COUPE SCHEMATIQUE ET INTERPRETATIVE DU LAMBEAU MERINIDE DE TALA'LAKRAH

Ces déformations secondaires existent dans le groupe de l'Imâm Rhît mais n'atteignent pas l'ampleur de celles du lambeau de Tala'-Lakrah.

b) Stratigraphie

La colonne stratigraphique du flysch mérinide de Tala'-Lakrah se compose de deux termes dont je n'ai pas vérifié personnellement la concordance. Il s'agit du

substratum crétacé supérieur- éocène argilo- calcarénitique, d'une part, et de la couverture péliito- gréseuse de l'Oligocène- Aquitanién, d'autre part. Selon DIDON (rens. oral), cette concordance serait cependant assurée en certains points, mais les coupes sont médiocres. Le long du rivage ou de la route principale, une zone chaotique (tectonique ou sédimentaire) interdit d'affirmer cette concordance.

Le Crétacé supérieur- Eocène affleure bien, par exemple en falaise près de Sidi Kankouz. Les faciès sont en tout point comparables à ceux du groupe de l'Imám Rhî: calcarénites à *Globotruncana* du Campanien- Maestrichtien; calcarénites fines sableuses à *Zoophycos*, à ripples, à altération jaune clair et à cassure grise spathique, riches en *Microcodium* du Sénonien élevé ou du Paléocène; calcarénites grises à convolutes ou à "flaser-bedding" (stratification oeuillée) à *Discocyclines*, rares *Nummulites*, Algues et Globigérines d'un Eocène indifférencié.

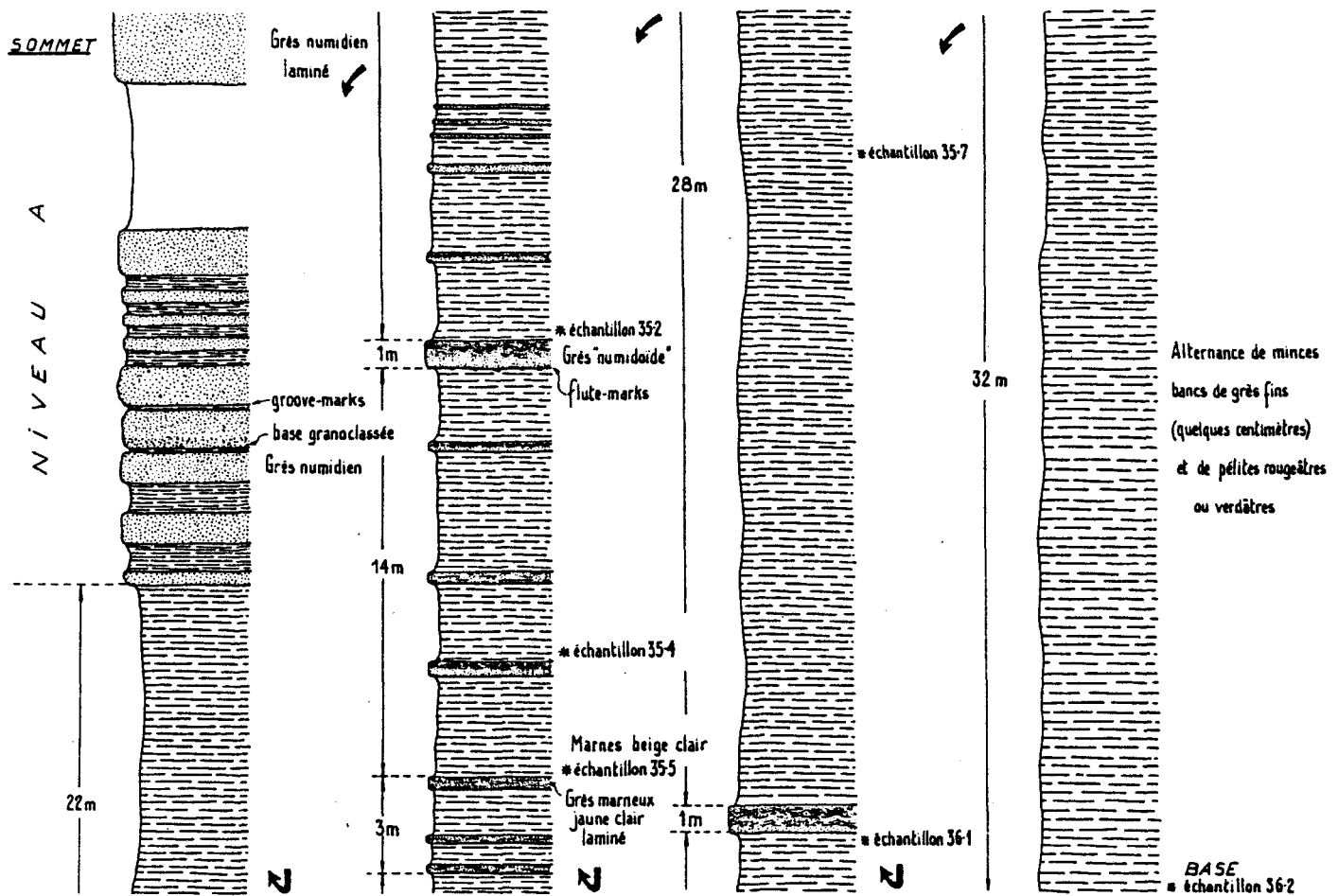


FIGURE 93

COLONNE STRATIGRAPHIQUE DU MEMBRE BASAL PELITIQUE OLIGO-MIOCENE
- COUPE D'AIN-BOU-MA'ZA -

La couverture oligocène- aquitaniennne a retenu notre attention car les coupes sont particulièrement claires et accessibles et ont fourni des indications paléontologiques. La coupe d'Aïn-bou-Ma'za à Hedjar Lesfar peut être prise comme référence (fig. 93). Elle comporte un membre basal péliitique à minces plaquettes gréseuses auquel fait suite un membre gréseux à faciès numidien et grésomiacé associés. Les Foraminifères planctoniques sont rares et stratigraphiquement peu significatifs. Le nannoplancton est assez abondant et en

grande partie remanié. Seules les formes les plus récentes ont été retenues (dét. H. FEINBERG et p.p. HAQ et PERCH-NILSEN). De bas en haut, on reconnaît dans le membre péltique:

- Echantillon 36-2 : Triquetrorhabdulus carinatus, Dictyococcites bisectus, D. abisectus, Zygrhablithus bilugatus, soit un âge NP 25.
- Echantillon 36-1 : Sphenolithus ciproensis, Helicosphaera recta (?), soit au moins NP 24.
- Echantillon 35-7 : avec beaucoup de remaniements du Crétacé- Eocène, Globigerina cf. anguliofficialis, G. angiporoides, G. praebulloides, soit Oligocène sans précision. Le nannoplancton donne Dictyococcites bisectus, D. abisectus, soit au moins NP 23.
- Echantillon 35-4 : Sphenolithus ciproensis, Helicosphaera recta, H. euphratis, Dictyococcites bisectus, D. abisectus, Cyclicargolithus floridanus, soit au moins NP 24.
- Echantillon 35-2 : Triquetrorhabdulus carinatus, Dictyococcites abisectus, Cyclicargolithus floridanus, Discoaster deflandrei, Sphenolithus ciproensis, S. abies, soit un âge NN2.

En conclusion, sur la base de la nannoflore, on peut penser que le membre argileux s'étend en partie de NP 25 à NN2 pro parte (Oligocène supérieur à Aquitanien supérieur). On doit admettre que les Foraminifères sont remaniés (G. anguliofficialis est relativement basse dans l'Oligocène).

Dans le membre gréseux (fig. 94), les seuls échantillons favorables du point de vue paléontologique se situent dans les faciès de type gréso-micacé (niveaux marneux).

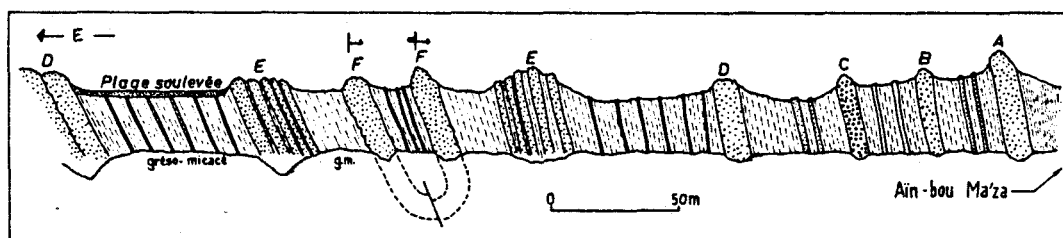


FIGURE 94

VUE SCHEMATIQUE DE LA FALAISE ENTRE AIN-BOU-MA'ZA ET HEJAR LESFAR MONTRANT LE MEMBRE SUPERIEUR A FACIES MIXTE

Les principales barres numidiennes sont repérées par les lettres A à F

- Echantillon 14-1 : entre les barres numidiennes B et C de la figure 94. Il a livré à FEINBERG: Globigerina praebulloides et d'autre part Cyclicargolithus floridanus, Dictyococcites bisectus, D. abisectus, Helicosphaera recta, H. euphratis, Sphenolithus ciproensis, Reticulofenestra daviesi, R. minutus, Triquetrorhabdulus carinatus, soit un âge NP 25 au moins.
- Echantillon 14-4 : entre les barres numidiennes D et E. Il a fourni Globigerina sp. et Globigerinita dissimilis, ainsi que Dictyococcites abisectus, D. hesslandii, Triquetrorhabdulus carinatus, Discoaster deflandrei, Cyclicargolithus floridanus, Sphenolithus abies, S. neoabies, S. belemnos, Helicosphaera cf. ampliaperta, soit un âge NN2.
- Echantillon 14-8 : entre les barres numidiennes E et F, ainsi que:
- Echantillon 14-7 : dans l'axe du synclinal, au-dessus de la barre F, ont fourni les mêmes formes que l'échantillon 14-4, avec en plus pour 14-7 Ilseithina fusa, Cruciplacolithes quader, Ericsonia tasmaniae donnant le même âge NN2.

Il doit manquer dans l'échantillon 14-1 les espèces NN2 qui apparaissent au sommet du membre pélitique. On peut penser logiquement que le membre gréseux débute dans NN2 et s'étend largement dans cette zone (soit encore la zone N5 de BLOW, Aquitaniens supérieur). Ceci contredit les interprétations de certains auteurs (par ex. OLIVIER, 1984) pour lesquels le faciès grés-micacé ne dépasse pas la limite supérieure de l'Oligocène.

Une autre coupe a été analysée. Elle est située au niveau du cap au N de Dâr-Labrou's. La série y est renversée (fig. 95).

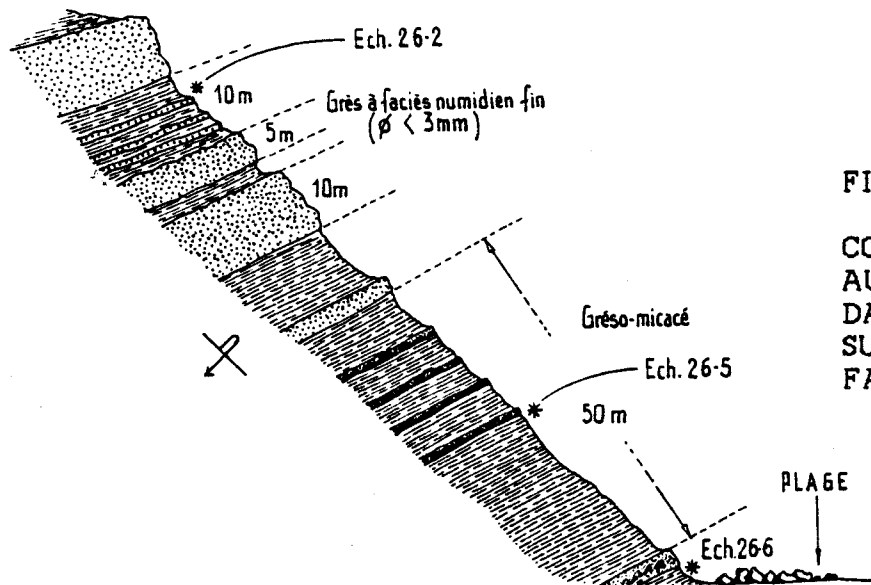


FIGURE 95

COUPE DE LA FALAISE
AU N DE DAR-LABROUS,
DANS LE MEMBRE
SUPERIEUR A
FACIES MIXTE

Stratigraphiquement, de bas en haut:

- Echantillon 26-2 : fournit un abondant nannoplancton remanié avec Discoaster multiradiatus (Eocène), Reticulofenestra umbilica et R. hillae (Oligocène inférieur), Sphenolithus ciperoensis (Oligocène supérieur) et en plus Dictyococcites bisectus, D. abisectus, Sphenolithus belemnos donnant un âge NN1 au moins.
- Echantillon 26-5 : fournit Zygrhablithus bilugatus, Dictyococcites bisectus, D. abisectus, Triquetrorhabdulus carinatus, Sphenolithus ciperoensis, Sphenolithus abies probable, soit un âge probable NN2.
- Echantillon 26-6 : fournit Ismolithus recurvus, Discoaster barbadiensis, Coccolithus formosus, Sphenolithus pseudoradians, S. ciperoensis, S. belemnos T.R., soit un âge NN1 au moins.

Cette seconde coupe n'apporte pas plus de précision. Elle met l'accent sur l'importance des remaniements et sur la nécessité d'un échantillonnage multiple pour converger sur l'âge exact.

c) Interprétation tectonique

Selon une coupe W-E, c'est-à-dire transversalement par rapport aux axes tectoniques généraux, le lambeau de Tala'Lakrah (fig. 96) s'intercale entre deux ensembles de flysch des Beni-Ider typique, celui du Cap Malabata (massif de Dehar Oullika) et celui de la pointe Fardioua (massif du Jbel Sidi Ali). Aucune explication sédimentaire ne permet de considérer qu'il s'agit d'une situation primitive et il faut donc envisager que seule la tectonique est responsable de cet état.

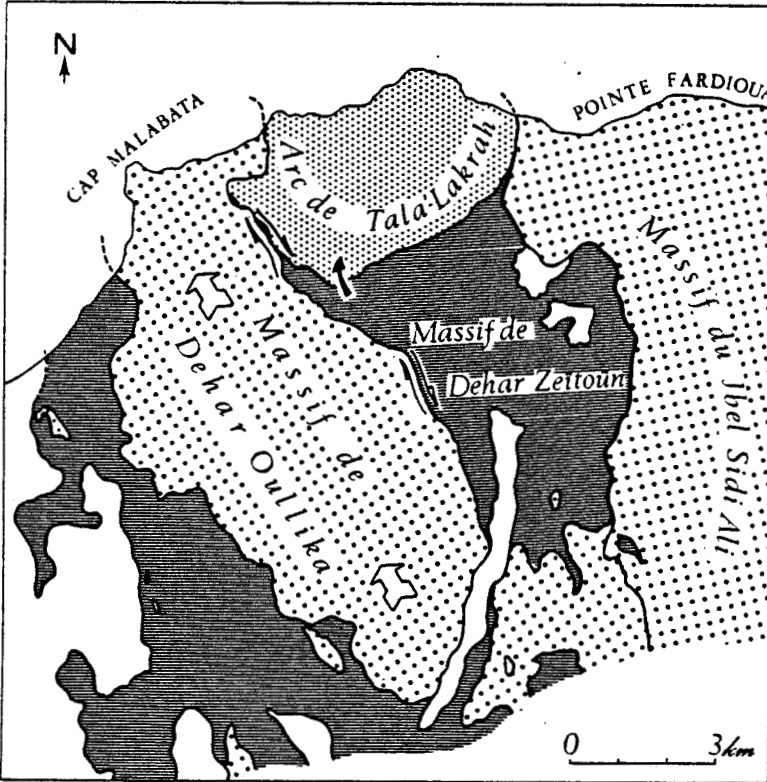


FIGURE 96

CARTE SCHEMATIQUE
MONTRANT LE
CONTEXTE STRUCTURAL
DU LAMBEAU
DE TALA'LAKRAH
(modifié d'après
DURAND DELGA, 1973)

pointillé serré:
F. mérinide de Tala'Lakrah

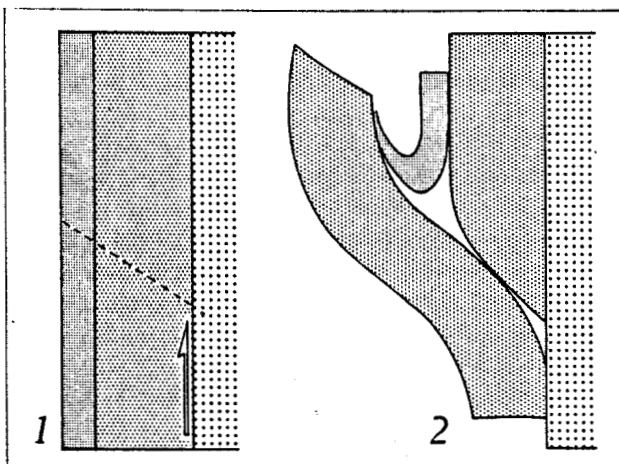
pointillé lâche:
F. maurétanien Beni-Ider

hachuré:
F. massylien de Melloussa

blanc:
unité de Tanger

Deux hypothèses (au moins) peuvent rendre compte de cette structure complexe:

- Une première théorie est que le lambeau de Tala'Lakrah représente une klippe rétrochevauchante vers l'E (ou chevauchante vers l'W dans la conception ultra). La structure interne consisterait en un empilement de plis couchés et retournés ou de lames tectoniques. La charnière de ces plis serait inclinée vers le N. L'arc de Tala'Lakrah résulterait de l'intersection des plis avec la surface topographique.
- Une seconde théorie fait appel à des mouvements de décrochement et de coulissement dextre, tardifs, entre deux lames de flysch des Beni-Ider. Ce processus suppose deux phases de déformation. Les figures 96 et 97 explicitent la manière selon laquelle le flysch mérinide est coincé entre deux éléments de flysch des Beni-Ider situés à l'origine dans le prolongement l'un de l'autre.



1) Lames tectoniques
pelliculaires formées au cours
d'un premier stade.

Pointillé très fin:
F. mérinide
Pointillé fin:
lame externe de F. Beni-Ider
Pointillé lâche:
lame interne de F. Beni-Ider
Tirété:
trace de cisaillement virtuel

2) Déformations des lames
après le déplacement figuré
par la demi-flèche.

FIGURE 97

MODELE GEOMETRIQUE ILLUSTRANT UNE HYPOTHESE
POUR LA FORMATION DE L'ARC DE TALA'LAKRAH

Dans sa progression, le massif de Dehar Oullika retrouve le bord sud du massif de Tala'Lakrah et engendre la courbure. Des contraintes d'écrasement N-S, intenses au niveau du détroit, ont vraisemblablement exagéré encore le chevauchement vers le S du lambeau de Tala'Lakrah.

De ces deux hypothèses, j'inclinerais plutôt vers la seconde pour les raisons suivantes:

- le décrochement dextre invoqué s'inscrit dans un système décrochant plus général et de même type au SW de la zone des Anjra. Celui-ci a été cartographié et analysé par J. DIDON.
- les massifs de Dehar Oullika et le massif du Jbel Sidi Ali sont contigus cartographiquement vers le S, alors qu'ils s'écartent l'un de l'autre vers le N laissant percer le massif massylien de Dehar Zeïtoun.

En résumé, l'histoire tectonique du lambeau de Tala'Lakrah est encore imparfaitement décryptée. Pour reconstituer les rotations tectoniques, l'analyse des déformations des figures de courant (dont la direction originelle est assez stable) pourrait se révéler utile.

d) Le substratum stratigraphique du flysch mérinide

Ce problème, déjà évoqué à propos du groupe de l'Imâm Rhît, se pose de la même manière pour le lambeau de Tala'Lakrah. Les colonnes stratigraphiques de Tala'Lakrah et du massif de Dehar Zeïtoun (flysch de type "albo-aptien" pour l'essentiel) sont complémentaires et pourraient donc (à une discordance près, laquelle si elle existe est impossible à mettre en évidence au sein d'une série argileuse tectonisée) avoir été primitivement en continuité stratigraphique. Il n'existe pas d'argument contradictoire formel s'opposant à une telle conception.

e) Comparaison du flysch mérinide et du flysch des Beni-Ider

Le flysch mérinide et, par extension, la zone paléogéographique mérinide se définissent par l'association franche du faciès grès numidien et du faciès grés-micacé. En dehors de cette distinction, le flysch mérinide et le flysch des Beni-Ider sont très voisins. Les mêmes éléments détritiques sont remaniés dans les turbidites pour un niveau stratigraphique donné. Seuls diffèrent les critères de distalité qui sont plus avancés dans le flysch mérinide.

- Je n'y ai pas observé jusqu'alors de brèches ou de conglomérats. Les plus gros éléments se rencontrent à la base de turbidites calcaires granoclassées ou en inclusions dans des passées marneuses et se localisent principalement dans le Maestrichtien. Leur taille n'excède pas le centimètre.
- L'épaisseur maximale des bancs est moins forte, inférieure au mètre pour le Crétacé supérieur-Eocène.
- Le rapport d'épaisseur des turbidites calcaires / marnes ou argiles est inférieur.
- L'épaisseur totale de l'intervalle crétacé-éocène est plus faible.

Ces conclusions, traduites par la figure 98 qui juxtapose en les simplifiant trois des colonnes stratigraphiques analysées précédemment, montrent sans ambiguïté une polarité sédimentaire. Le matériel provient du NE. Comme ce matériel est issu de la destruction de la dorsale calcaire et du socle rifo-kabyle, la position actuelle des écaillles mérinides, de la nappe des Beni-Ider s.s. et du bloc "socle + dorsale" reflète bien une position paléogéographique primitive, excluant toute conception "ultra".

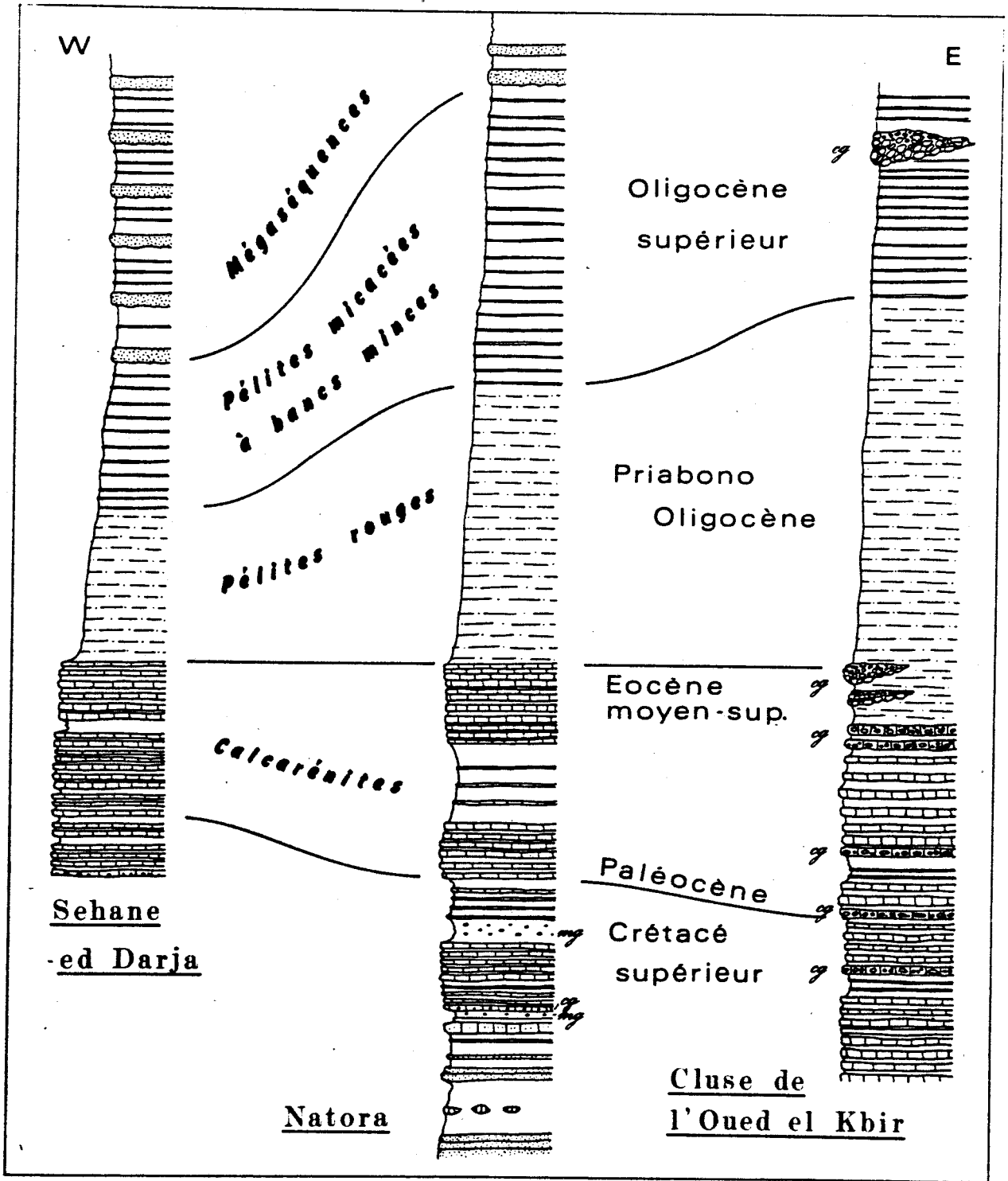


FIGURE 98

COMPARAISON DES COLONNES STRATIGRAPHIQUES DU FLYSCH MERINIDE ET DU FLYSCH GRESO-MICACE TYPE

D) Les klippes internes de Numidien et le problème des flyschs resédimentés

Dans cet ensemble sont regroupés:

- des lambeaux épars de grès numidien mis en place sous forme de klippes sédimentaires au-sommet du flysch des Beni-Ider (supra-Beni-Ider);
- des lambeaux, également inclus dans un complexe tectono-sédimentaire, coincés au front de la dorsale et appelés de ce fait prédorsaliens;
- un lambeau plurikilométrique de grès numidien (Jbel Zem-Zem) reposant sur l'Aquitano-Burdigalien transgressif des zones internes. Les flyschs dissociés qui lui servent de semelle représentent à mon sens un complexe sédimentaire à blocs.

1) Les klippes supra-Beni-Ider

Leur cartographie a été réalisée par DURAND DELGA et DIDON. Elles se localisent principalement à l'W du Haouz dans la région d'El Mansoura (DIDON et al., 1973; DIDON, 1977). Leur taille varie entre plusieurs kilomètres à une dizaine de mètres. On ne distingue pas de véritable ordonnance structurale entre elles, ni de direction tectonique. Ces blocs de Numidien sont soit fichés dans la formation périto-gréseuse supra-Beni-Ider (cf. fig.87), soit flottants comme des klippes tectoniques.

Le substratum stratigraphique de ce Numidien n'est pas clairement défini, contrairement à ce qui a pu être dit. Il s'agit vraisemblablement de pélites rouges de type Zinat mais les coupes ne sont pas parfaitement claires. D'après DIDON (rens. oral), il pourrait exister des faciès de type Benaïza (cf. zone de Ronda, Espagne) dans la région de Doukseira.

A côté de faciès typiquement numidiens se rencontrent des bancs de grès quartzitiques roussâtres grossiers dont on peut penser qu'ils dérivent d'une resédimentation grain par grain. Le phénomène est identique à celui déjà évoqué dans le Campo de Gibraltar (argiles à blocs, Néonumidien...).

2) Les lambeaux au front de la dorsale

Mis à part leur localisation assez régulière contre la dorsale, on ne peut véritablement les séparer du groupe précédent. D'une taille généralement plus réduite (boules de grès), ces lambeaux sont associés à de plus fréquents faciès de resédimentation. Ils ont été décrits sous le terme de "Numidien de l'Unité de Bellounis" (DURAND DELGA, 1966) dans l'ensemble des "flyschs prédorsaliens" (DURAND DELGA, 1972). On les rencontre en bordure du Haouz, mais également entre Tetouan et Chefchaouene (WILDI et al., 1977), entre Chefchaouene et l'accident de Jebha (LESPINASSE, 1975) et dans les Bokoyas (ANDRIEUX, 1971). De bons affleurements existent au S de Tetouan, le long de la route RS 608 entre la borne kilométrique 3 et la cimenterie. Les grès y ont une granulométrie variable, du grain fin homogène au grain grossier de 3 mm. Les grès de type numidien alternent avec des grès finement micacés de teinte brun roux.

Tant pour les klippes supra-Beni-Ider que pour les lambeaux prédorsaliens, il est parfois délicat de préciser la part des phénomènes tectoniques et des phénomènes sédimentaires. Pour ma part, je les rassemble au sein d'un même complexe de resédimentation burdigalien ou post-burdigalien (post-numidien).

Cette opinion s'oppose à celle soutenue par OLIVIER (1984). Selon cet auteur, le Numidien ou le "Numidoïde" prédorsalien est le sommet d'une colonne stratigraphique continue qui s'arrête dans NN2. Ce Numidien ne serait pas resédimenté mais synchrone du Numidien "orthodoxe". A l'Aquitaniens, n'existerait qu'un "grand bassin numidien" limité par la dorsale. Nous discuterons ultérieurement ce point de vue en expliquant les raisons qui nous conduisent à le rejeter.

Une autre hypothèse a été avancée par DURAND DELGA (1980) selon laquelle le sillon numidien se diviserait en deux branches. La formation de Tala'Lakrah et le Prédorsalien occuperaient la branche interne de ce sillon. Cette hypothèse est peu commentée et illustrée par son auteur, il est donc malaisé d'y répondre. Je relève cependant une interprétation abusive du mot "mérinide" appliqué au Prédorsalien, contraire à l'opinion de DIDON et de moi-même. En effet, le flysch mérinide et les formations prédorsaliennes diffèrent par leurs caractères sédimentologiques et vraisemblablement par leur âge.

3) Le massif du Jbel Zem-Zem

A l'E du Haouz et reposant sur l'Oligo-Miocène transgressif des Ghomarides, le lambeau numidien du Jbel Zem-Zem (fig. 99) a alimenté de nombreuses controverses. Pour les partisans de l'hypothèse ultra, c'est un témoin resté à l'arrière d'une grande nappe numidienne venue de l'E. Pour d'autres dont je suis, c'est une grande masse glissée vers l'E dans un bassin d'arrière-arc. Les arguments structuraux invoqués par les uns et par les autres sont insuffisants pour avoir valeur de preuve.

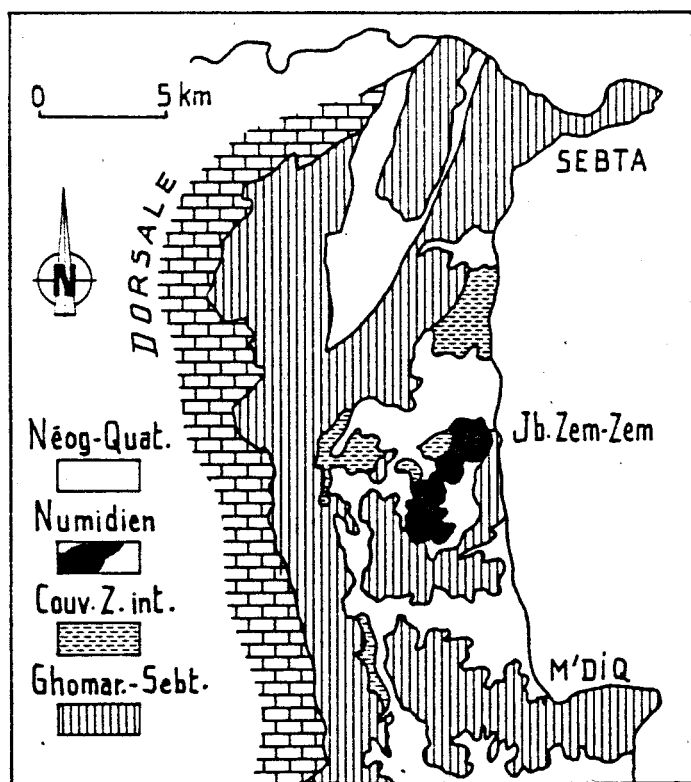


FIGURE 99

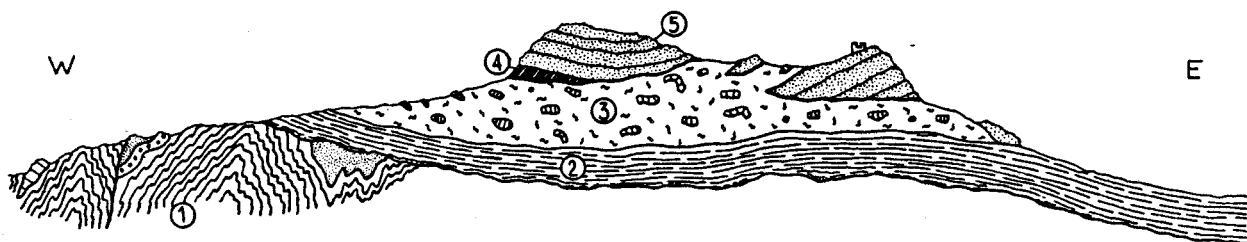
SCHEMA
CARTOGRAPHIQUE
DE LA REGION
DU JBEL ZEM-ZEM

(d'après KORNPORST, 1974)

FIGURE 100

COUPE SCHEMATIQUE ET
INTERPRETATIVE DU
JBEL ZEM-ZEM

d'après les descriptions de
DURAND DELGA, 1964 et des
observations personnelles en
compagnie de J.DIDON



DURAND DELGA (1964) a décrit l'édifice du Zem-Zem et je ne ferai qu'en rappeler les grandes lignes sur une coupe schématique et interprétative (fig.100) en y apportant quelques commentaires.

- (1) Schistes, grès à stratification oblique, calcaires noirs à faciès "calizas albeadas" (Dévonien - Permien ghomaride).
- (2) Marnes sableuses beiges, transgressives (Oligocène- Burdigalien probable) contenant en certains points des silixites (par exemple, sur la route de Fnidek près de la borne Tetouan 31), des grès calcaireux à Pectens, des brèches à éléments carbonifères.
- (3) Complexe dissocié à matrice argileuse essentiellement du Crétacé supérieur, comportant des blocs métriques:
 - de micrites à Nannoconus et Stomiosphaera du Néocomien.
 - de micrites à Gümbelina et Pithonella ovalis (Cénomaniens à Sénonien inférieur).
 - de calcarénites, plus ou moins grossières, sableuses à Globotruncana du Campano- Maestrichtien.
 - de calcaires sableux et de calcaires gris à Microcodium (Maestrichtien- Paléocène).
 - de calcarénites microbréchiques probablement sénoniennes à débris micritiques à Stomiosphaera molucana (Tithonique sup.), à Calpionella alpina, C. elliptica, Calpionellites cf. darderi (Berriasien élevé- Valanginien inf.), Tintinopsella carpathica, Remaniella cadishiana, Crassicolaria sp., Globochaete alpina, Lamellaptychus sp..
 - de calcarénites claires à Planorbulines, nombreuses Discocyclines, Nummulites type millecaput, Linderina sp., Asterodiscus sp. de l'Eocène moyen, peut-être supérieur (dét. BLONDEAU).
 - des galets à faciès "Lias dorsalien" et des galets de micaschistes.
 - des calcarénites évoquant, selon DIDON, le type Benai'za.
- (4) En substratum stratigraphique de (5), des pélites rougeâtres et verdâtres de faciès Zinat.
- (5) Des grès numidiens, en plusieurs massifs disjoints, apparemment en série normale. Ces grès "flottent" ou sont fichés en position haute dans (3).

Les éléments inclus dans le complexe dissocié (3) peuvent provenir:

- d'une série numidienne type Zinat (mais pas de grès numidiens à l'état de blocs);
- d'une série mérinide;
- d'une série maurétanienne (mais pas de blocs de flysch grés-micacé);
- en faible partie, de la dorsale et du socle (il semble que les galets de type dorsale ont d'abord été sédimentés dans un flysch).

L'état de dilacération conduit à penser que le complexe (3) a glissé et s'est désorganisé sous l'eau, mais ceci reste très subjectif. La succession des phénomènes hypothétique peut être la suivante:

- 1) Entre l'Oligocène et le Burdigalien (en partie pendant la sédimentation du flysch grés-micacé et des grès numidiens): création d'un bassin d'arrière-arc à l'emplacement des zones internes.
- 2) Rétroglissement dans ce bassin d'un paquet de flysch issu d'un prisme d'accrétion tectonique. Ce paquet de flysch doit comporter une couverture numidienne type Zinat (pélites rouges et grès) reposant sur un substratum tectonisé crétacé- éocène. L'absence probable de grès micacés ou de grès numidiens conduit à penser que la désarticulation initiale est antérieure au dépôt du Numidien. Au cours de sa progression initiale, le paquet entraîne quelques blocs de flysch maurétanien et de dorsale.
- (3) La dalle numidienne se désarticule et s'enclasse en partie dans le substratum argileux.

II) LES FLYSCHS OLIGO-MIOCÈNES DU RIF CENTRAL ET ORIENTAL

A l'E du Jbel Khizana perce le bombement para-autochtone de Ketama (fig. 35 et 109). Les attileurements de flyschs tertiaires se réduisent considérablement. Le flysch grés-micacé s'étilloche et semble disparaître à l'E du méridien du Jbel Tisirène. Le Numidien n'est plus représenté que par quelques lambeaux occupant trois positions structurales. L'authenticité numidienne peut parfois être mise en doute.

A) Dans l'enveloppe externe de l'unité de Ketama

- La klippe du Jbel Outka (LACOSTE, 1934, et carte à 1/500 000 de SUTER). Le couvert forestier gêne l'observation. Sur le versant SE, au-dessus du hameau d'El Arba, le Numidien repose sur une semelle de type massyllien formée de pelites sombres à minces bancs gréseux, de calcarenites fines en plaquettes sombres et de grès quartztitiques à pistes. Sur le versant NW, il reposerait directement sur l'unité de Tanger.

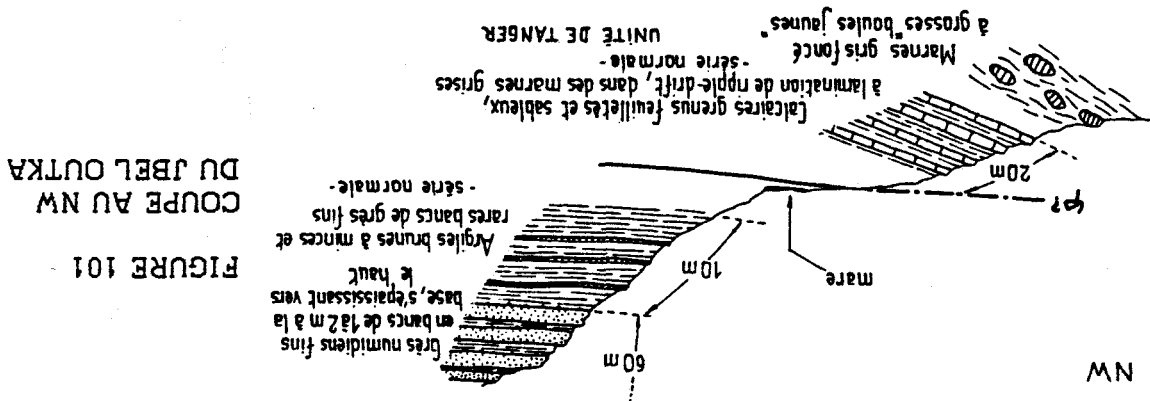


FIGURE 101

COUPE AU NW
DU JBEL OUTKA

- Les "Grès de Taounate" (non observés) cartographiés comme Aquitaniens (?) à faciès "Arenisca del Aljibe" dans la carte géologique provisoire de la région rifaine méridionale (LACOSTE, 1934).
- Les "Grès de Ket-el-Rhar" (non observés), ibid.
- La klippe de Tahar-Souk (MARCAIS, 1932; LACOSTE, 1934; ANDRIEU, 1971; LEBLANC, 1974). Elle est assez disloquée, sans pendage bien apparent sauf localement. La granulométrie est variable, fine à grossière (taille max. 7-8 mm). Cette klippe est recouverte, côté nord, par le Miocène marneux et repose, côté sud, sur le Crétacé supérieur de la nappe d'Aknoul (zone intrarifaine).
- La klippe du Jbel Nador (MARCAIS, 1932; DURAND-DELGA et al., 1962; MARCAIS et SUTER, 1966; LEBLANC, 1974). Elle est également très disloquée et repose sur le Crétacé supérieur et l'Éocène de la nappe d'Aknoul (fig. 102).
- La klippe du Jbel Berkane (MARCAIS, 1932; DURAND-DELGA et al., 1962; LEBLANC, 1974). Elle est la plus étendue (environ 10 km de long). Comme le montre une coupe au N de la piste de Tizi Ouzli (fig. 103), elle comporte au moins deux écaillés dont l'une est renversée. La granulométrie maximale observée dans les grès est de l'ordre de 5 mm.

Selon LEBLANC (1974) et LEBLANC & REINBERG (1982), le Numidien avec son membre basal à Tubotomaculum repose stratigraphiquement sur l'Éocène moyen et supérieur marneux de la nappe d'Aknoul. Entre les argiles sous-numidiennes datées approximativement de l'Oligocène moyen-supérieur par le nannoplancton (entre NP 23 et NP 25) et les marnes noires datées du Priabonien par les Planctoniques s'intercalerait un horizon de "marnes à blocs". Le nannoplancton le plus récent contenu dans ces "marnes

à blocs" correspond à la zone NP 23, c'est-à-dire un Oligocène moyen. La matrice des "marnes à blocs" est empruntée au sommet des marnes noires de la nappe d'Aknoul alors que les éléments (marnes et calcaires marneux de teinte claire sénoniens, gypses) sont inconnus dans cette nappe. Ils sont par contre présents dans les nappes sous-jacentes, en particulier la nappe de Bou Haddoud, dont la situation primitive était plus externe, donc plus méridionale, que la nappe d'Aknoul. Les auteurs en concluent que des phénomènes tectoniques ont provoqué un effondrement au niveau de la zone où se sédimentera ultérieurement le Numidien. Des éboulements et des glissements sous-marins à la bordure externe de ce sillon seraient à l'origine des olistolithes et des blocs.

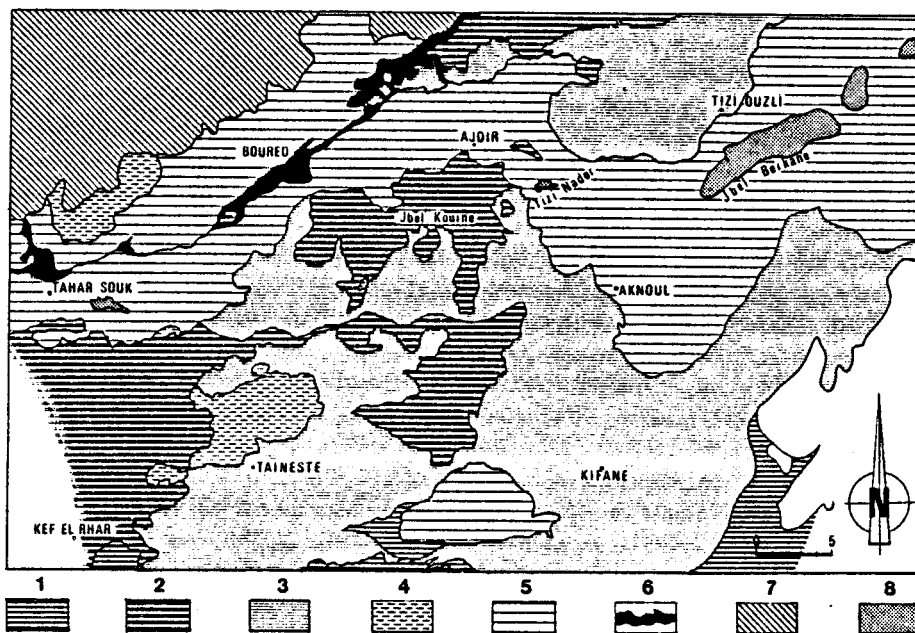
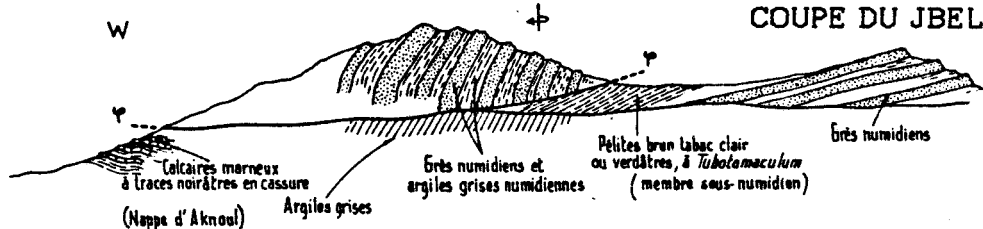


FIGURE 102 - CONTEXTE STRUCTURAL DU NUMIDIEN DANS LE RIF ORIENTAL
(modifié d'après LEBLANC, 1974)

1) zone pré-rifaine - 2) zone mésorifaine - 3) nappe de Bou Haddoud (zone intrarifaine) - 4) nappe des Senhadja (zone intrarifaine) - 5) nappe d'Aknoul (zone intrarifaine) - 6) brèche triasique du Nekor - 7) unité de Ketama - 8) Numidien.

FIGURE 103

COUPE DU JBEL BERKANE



Je partage en grande partie l'interprétation de LEBLANC et FEINBERG, bien que le décollement disharmonique des grès numidiens me semble généralisé. La continuité stratigraphique reste encore plus le fruit d'une hypothèse très vraisemblable que d'une observation indiscutable.

B) En couverture de la nappe du Jbel Chouamat (flysch massylien)

Le seul affleurement est celui décrit par ANDRIEUX (1971) à Bab Aousgane que certains (DURAND-DELGA in DIDON et al., 1973) considèrent comme du Crétacé. Personnellement, j'y vois un complexe dissocié essentiellement marneux englobant des calcarénites de type massylien à intraclastes micritiques crétacés, des "microbrèches à Nummulites et Discocyclines" selon ANDRIEUX, et des grès en boules, grossiers et à cassure luisante, qui peuvent être numidiens. L'exiguïté de l'affleurement ne permet pas d'être affirmatif.

C) Dans la "semelle tertiaire des Bokoya"

Le terme de "semelle tertiaire des Bokoya" a été introduit par ANDRIEUX (1971) pour désigner une "unité" pincée entre la chaîne calcaire des Bokoya (au-dessus) et les nappes de flyschs (au-dessous).

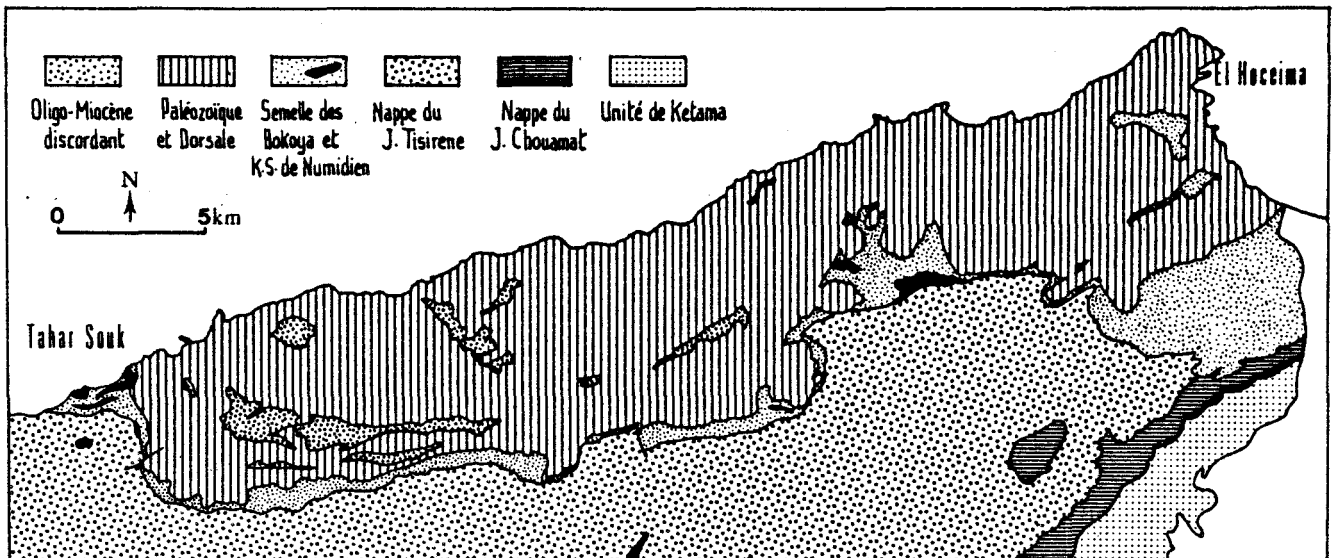


FIGURE 104 - SCHEMA STRUCTURAL DES BOKOYA
(d'après les travaux de Mégard et Andrieux)

Il est synonyme de "la nappe grés-marneuse de l'Éo-Oligocène", dénomination antérieurement proposée par MEGARD (1969). Les fenêtres et demi-fenêtres à l'intérieur du massif des Bokoya témoignent que la dorsale flotte largement sur cette semelle (fig. 104 et 105). N'ayant reconnu cette semelle que sommairement à l'W des Bokoya, mon opinion se fonde sur les descriptions de MEGARD et d'ANDRIEUX et ne prétend qu'à des comparaisons inspirées par l'expérience du Rif septentrional.

Cette semelle constitue un ensemble détritique très désordonné dans lequel il est impossible de dégager une colonne stratigraphique synthétique. Selon ANDRIEUX, "l'essentiel de la série est constitué par des molasses (grès en petits bancs, glauconieux, avec fraction argileuse importante; marnes vertes, jaunes ou roses)". De nombreux éléments étrangers considérés comme des olistolites sont fichés dans la formation marno-gréseuse qui, elle, doit être considérée en grande partie comme un olistostrome.

L'inventaire des olistolites a été réalisé par ANDRIEUX. Il y distingue : des dolérites en pillows, des radiolarites, des calcaires ammonitico-rosso, des

calcaires à filaments, des micrites à Calpionelles du Tithonique, des conglomérats et des calcaires néocomiens, des microbrèches à *Globotruncana*, des calcaires du Paléocène et du Lutétien, des calcaires priaboniens (selon MEGARD), des grès numidiens, des grès micacés de type Beni Ider. Ces éléments peuvent provenir soit de la dorsale, soit du flysch maurétanien et de sa couverture, soit encore du flysch numidien.

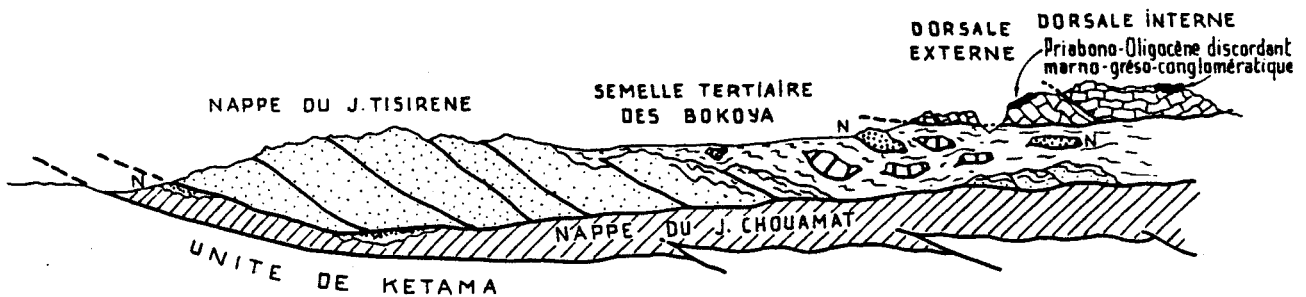


FIGURE 105 - COUPE SCHEMATIQUE, INTERPRETATIVE ET COMPOSITE DES BOKOYA ET DE LEUR BORDURE

ANDRIEUX et MEGARD attribuent un âge priabono-oligocène à la formation de la semelle des Bokoya et c'est en effet l'âge des maigres microfaunes récoltées dans les marnes. Cette attribution est contestable à la fois pour sa limite inférieure et sa limite supérieure, en effet :

- un bassin récepteur d'olistolites a pu "fonctionner" dès le Priabonien. A cette époque, il devait donc être exempt d'éléments numidiens. Cela est vraisemblable, mais la tectonique et la resédimentation postérieures en masquent aujourd'hui la trace.
- ce même bassin a dû fonctionner en partie après l'Aquitarien (âge du Numidien en olistolites); c'est donc au moins au Burdigalien qu'il faut arrêter la limite supérieure.

Pour ma part, en m'appuyant sur les observations faites à l'W du Haouz (fig. 106), je constate de grandes analogies avec la "formation supra-Beni-Ider" de la région des Anjra. En conséquence, c'est au Burdigalien que je situe la phase de remplissage du bassin (en n'excluant pas une activité antérieure).

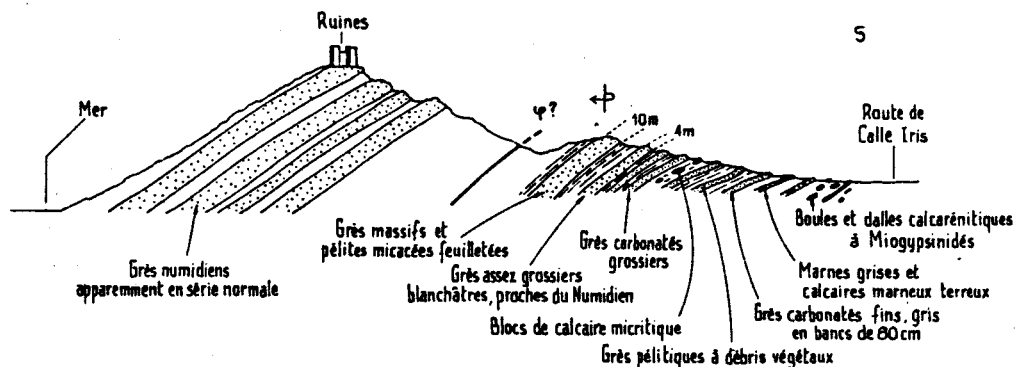


FIGURE 106 - COUPE DE TORRES DE ALCALA, A L'W DES BOKOYA
La formation grés-marno-carbonatée est supposée reposer stratigraphiquement sur la klippe sédimentaire numidienne

De même que pour les grès de Belliounis, OLIVIER (1984) n'admet pas que le Numidien des Bokoya soit resédimenté dans le Burdigalien, s'opposant à la notion d'un "olistostrome II" proposée par MOURIER (1982).

III) LES FORMATIONS OLIGO-MIOCENES NON-FLYSCH DANS LE RIF

Leur étude n'entre pas dans le cadre de notre propos, cependant leur contenu sera rappelé brièvement afin d'établir des comparaisons avec le faciès flysch. Ces formations seront scindées en deux catégories:

- celles qui reposent en discordance sur la Dorsale et le Paléozoïque, c'est-à-dire, selon moi, les zones les plus internes ;
- celles qui reposent sur les unités externes du Rif.

Les formations burdigaliennes à flyschs résédimentés, déjà évoquées, sont ici exclues.

A) La couverture de la Dorsale

Des informations relatives au Tertiaire de la Dorsale abondent dans divers ouvrages (FALLOT 1937, GRIFFON 1966, KORNPORBST 1966, RAOULT 1966, LEIKINE 1969, GUTNIC 1969, MEGARD 1969, ANDRIEUX 1971). Plus récemment; l'"Ecole de Zurich" (WILDI 1976, NOLD 1976, UTTINGER 1976), dans des mémoires consacrés à la Dorsale calcaire entre Tétouan et Asifane, a apporté des précisions importantes en matière stratigraphique et sédimentologique. C'est donc à celle-ci que je me référerai (résumé in WILDI et al, 1977). La fig. 107 traduit schématiquement les observations de ces auteurs sur les formations tertiaires. En toute rigueur, il n'est pas possible de dresser une coupe-type car les variations latérales de faciès sont rapides, cela tenant à l'aspect très grossier de la sédimentation.

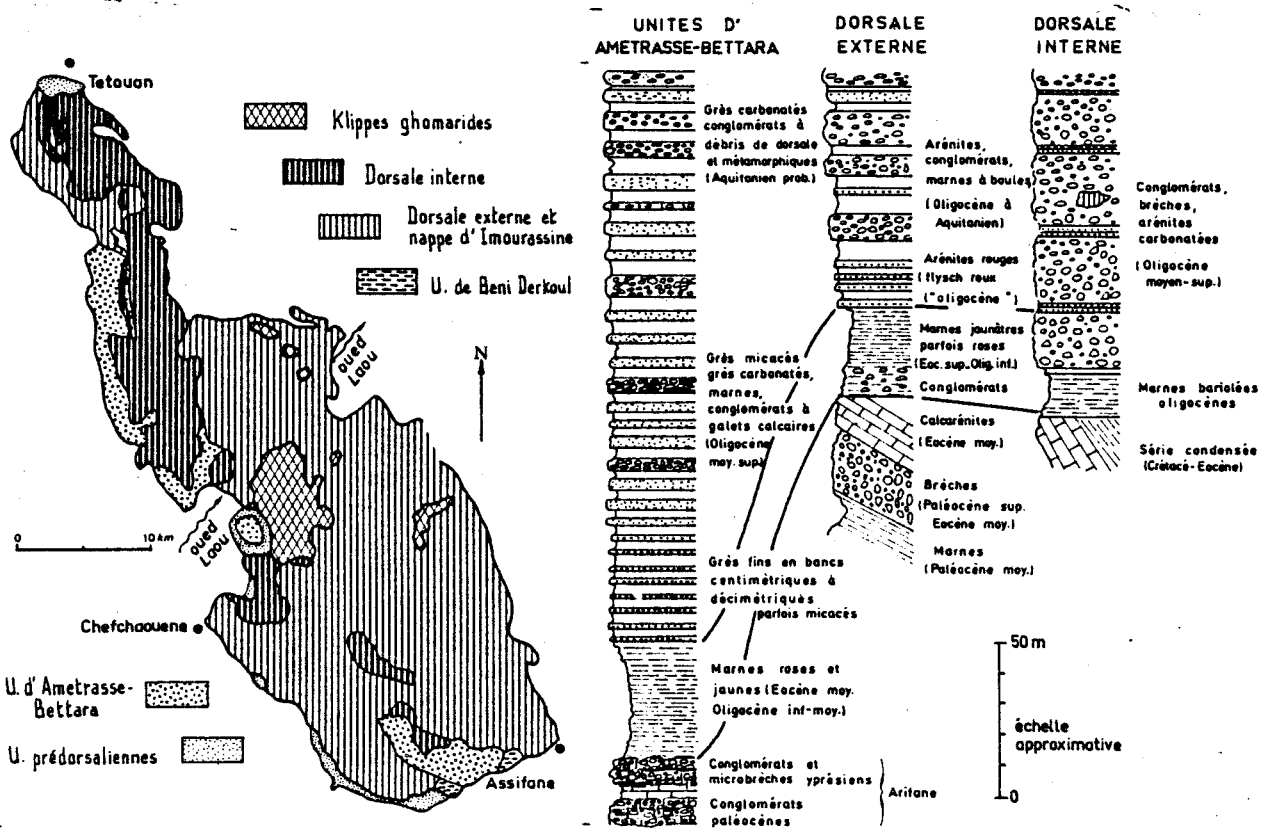


FIGURE 107 - LA DORSALE ET SA COUVERTURE TERTIAIRE (entre Tetouan et Asifane, résumé d'après Wildi, Nold et Uttinger)

Quatre ensembles structuraux majeurs retiennent ici notre attention: la Dorsale interne, les unités d'Ametrasse-Bettara, la Dorsale externe, les unités prédorsaliennes. Ces dernières ayant déjà été abordées seront passées sous silence. La position structurales des unités d'Ametrasse-Bettara, de même que leurs rapports stratigraphiques avec un substratum dorsalien, ne sont pas clairement établis. Les coupes d'Uttinger montrent l'unité de Bettara comme un copeau coincé au front des unités dorsaliennes.

Les unités d'Ametrasse-Bettara, par leur stratigraphie et leur sédimentologie, offrent un grand intérêt car elles constituent, selon moi, un maillon intermédiaire entre le domaine de la Dorsale et celui du flysch des Beni-Ider.

Les ressemblances avec la Dorsale externe portent sur l'abondance et l'identité pétrographique des niveaux conglomératiques (Paléocène, Eocène inférieur, Oligocène moyen datés), sur l'analogie des marnes roses et jaunes oligocènes.

La parenté avec le flysch des Beni Ider proximal s'exprime par le développement du faciès grés-micacé (jusqu'à 300 mètres d'épaisseur). Selon UTTINGER, "les alternances arénites-marnes peuvent ..." être considérées comme des cycles de Bouma réduits à la séquence a-e" et elles sont supposées s'être déposées dans la partie moyenne d'un cône sous-marin. La proportion des débris d'origine métamorphique croît vers le sommet de la série. Le passage des marnes roses oligocènes aux grès fins en bancs centimétriques évoque également la formation de Beni-Ider.

On remarque que les pélites rouges n'existent pas, cependant la teinte rouge est parfois présente dans la Dorsale externe sous l'aspect d'arénites rouges ("flysch roux oligocène" de GRIFFON, 1966). Une explication peut être avancée, la teinte vive serait masquée par les boues calcaires résultant de l'érosion de la Chaine calcaire.

Enfin l'évidence de cette ressemblance avec la nappe des Beni Ider n'est-elle pas dans le fait que les unités d'Ametrasse-Bettara étaient, jusqu'à présent, (schémas cartographiques de DURAND-DELGA et MATTAUER) confondues avec celle-ci ?

B) L'Oligo-Miocène des zones externes rifaines

La connaissance du Tertiaire des zones externes que l'on pourrait croire a priori la mieux fondée reste en fait liée à de nombreuses inconnues. Cela tient essentiellement à deux raisons :

- Il est impliqué dans des superstructures décollées de leur substratum. On est donc réduit aux hypothèses sur les liaisons stratigraphiques initiales.
- La stratigraphie est dans bien des cas médiocrement établie. Or cette base est fondamentale pour comparer valablement des séries entre elles et formuler des modèles paléogéographiques.

Trois ensembles sédimentaires sont ici distingués, calqués sur les ensembles tectoniques majeurs. Seul les deux premiers ont été sommairement reconnus par moi-même.

1) L'Oligocène-Miocène des nappes intrarifaines

Dans le Rif septentrional, des lambeaux discontinus et affleurant mal sont connus:

- a) Sur la nappe de Tanger, principalement dans la dépression de l'Oued Marhar. Il s'agit d'une formation essentiellement marneuse dans laquelle s'intercalent des petits bancs de grès fins carbonatés. Localement, ces bancs s'épaississent mais gardent leur granulométrie fine. La faune est peu

significative et peut être remaniée (en particulier un âge burdigalien ou postérieur n'est pas impossible). Une coupe partielle est fournie dans une petite carrière à proximité de la voie ferrée Rabat-Tanger (fig. 108). Les rapports avec certaines autres séries (Numidien en particulier) ne sont pas très clairs. Celles-ci pourraient être incluses à l'état de klippes sédimentaires.

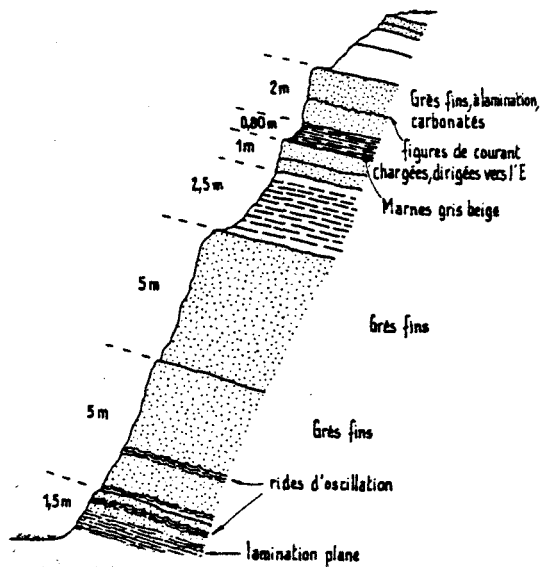


FIGURE 108

L'OLIGO-MIOCENE LIE A LA
NAPPE DE TANGER:
COUPE D'UNE CARRIERE
ENTRE
SEGUEDLA ET DAR ZHIROU

- b) Sur la nappe du Habt. Il s'agit des Grès de Larache sensu stricto (fig. 109). De bonnes coupes, d'une dizaine de mètres s'observent, par exemple, près des ruines de Lixus ou encore le long de l'ancienne route Asilah-Larache. Là encore, les grès sont carbonatés, en bancs d'ordre décimétrique à pluridécimétrique, intercalés dans des marnes. La granulométrie du quartz reste moyenne, ne dépassant pas 1 mm pour les niveaux les plus grossiers.

En lame mince, les Grès de Larache se définissent comme des grès à matrice calcitique constituée de très menus débris de tests. La texture est lâche. 20% environ des grains de quartz ont un contour arrondi. Les feldspaths sont très rares. Des débris de tests plus volumineux flottent sporadiquement dans la matrice : Lamellibranches, radioles d'Echinodermes, Nummulites, Gastéropodes, Algues. La glauconie est présente en faible proportion.

Entre Asilah et le Loukkos, les grès de Larache semblent reposer tectoniquement à plat sur une formation gréseuse à bancs minces (renseignement DIDON) attribuée, selon SUTER, au Tertiaire pré-rifain.

Sur des données assez anciennes et à revoir, on considère que les Grès de Larache s'étendent de l'Eocène supérieur au Miocène inférieur.

- c) Sur l'unité du Loukkos. Des formations marneuses ou marno-gréseuses renfermant de nombreux galets sont signalées par LESPINASSE (1975) au S de l'Oued Tazarine et rapprochées des Grès de Larache (selon LESPINASSE).

Dans le Rif oriental, mis à part le Numidien, on n'observe généralement aucune couverture oligo-miocène anté-nappe. Rappelons que LEBLANC (1975) considère que le Numidien couronne stratigraphiquement la nappe d'Aknoul.

Seule exception à cette absence de couverture, à l'E de Taï'nesta, LEBLANC signale dans son unité du Rouida El Guem, un Burdigalien marno-calcaire schisteux à Miogypsines et Globigerinoides.

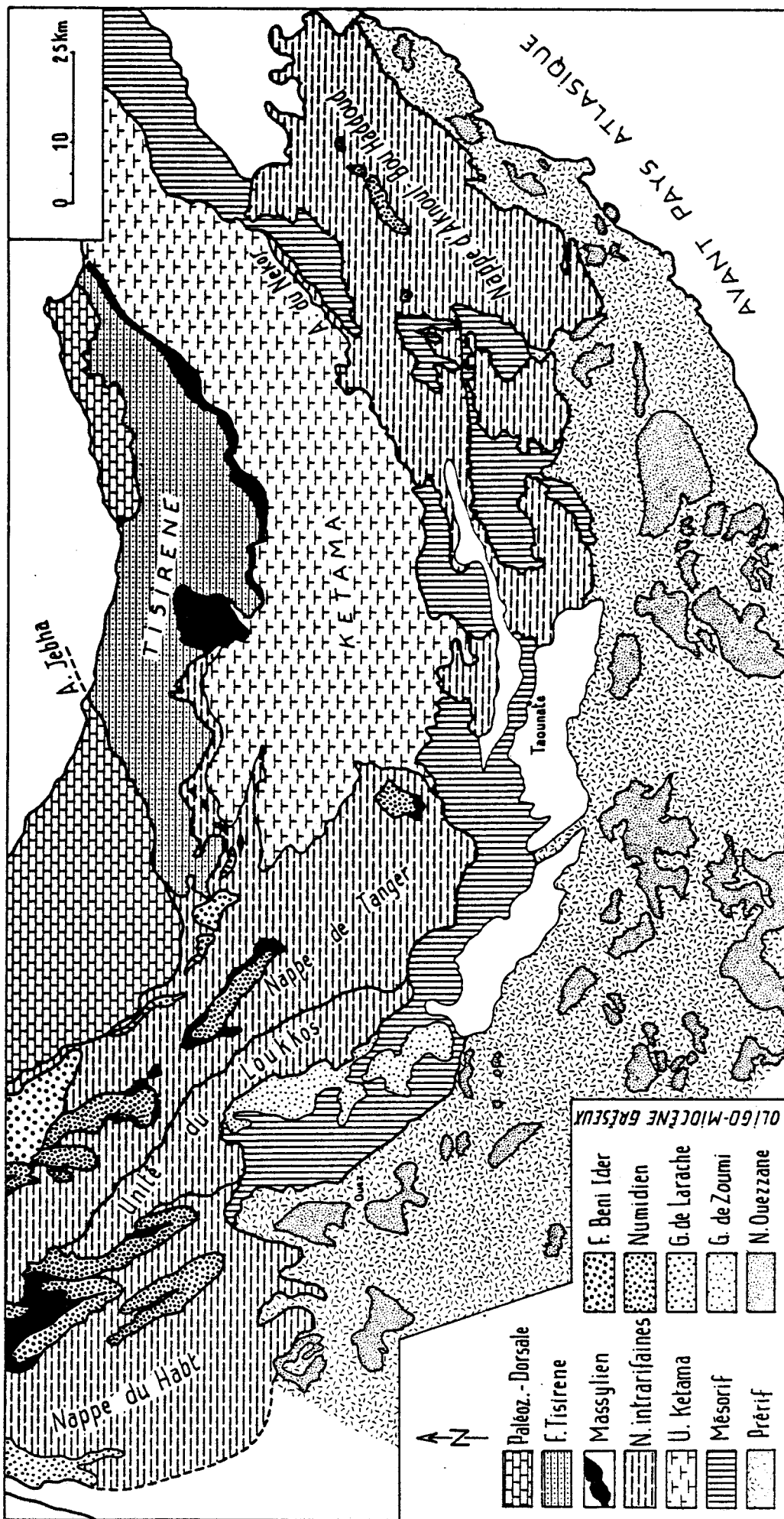


FIGURE 109

LES FORMATIONS OLIGO-MIOCÈNES DANS LE RIF MÉRIDIIONAL

2) L'Oligo (?) - Miocène mésorifain

Les articles de SUTER font état d'Oligo-Miocène dans la "zone des fenêtres" (= Mésorif). Néanmoins, la présence d'Oligocène serait à confirmer car les auteurs les plus récents (LESPINASSE 1975, LEBLANC 1975) ne mentionnent que des niveaux burdigaliens ou postérieurs. Selon ceux-ci, le Miocène serait transgressif et discordant sur des horizons allant du Jurassique à l'Eocène.

- a) Dans la région de Mokhisset-Zoumi (LESPINASSE, 1975), des marnes à blocs à Globigerinoides trilobus constitueraient la base de la formation, suivies par 800 m de "Grès de Zoumi" (fig. 109) renfermant eux aussi des Globigerinoides sp. La formation des "Grès de Zoumi" est en fait fortement marneuse. Elle comporte des grès carbonatés brunâtres régulièrement stratifiés, souvent granoclassés et décalcifiés. L'épaisseur des bancs, généralement de l'ordre de 10 à 50 cm, peut atteindre 1 m.
- b) Dans le Rif central (Tifelouest...), ANDRIEUX (1971) distingue au-dessus du Crétacé inférieur :
- un conglomérat de base et des calcaires à Lépidocyclines (Oligocène terminal ?),
 - une puissante série flyscholite à grès calcaires et calcaires organogènes à Miogypsines et Globigerinoides sp.,
 - un olistostrome.
- c) Dans le Rif oriental (LEBLANC), sur des lambeaux d'Eocène moyen-supérieur, repose un Miocène, également à Globigerinoides. Il est de nature conglomératique et il évolue verticalement vers des marnes et des grès (Jbel Aïn Aokka).

En bref, si le contact de base est réellement transgressif (et non tectonique, ce que les conditions d'affleurement ne permettent pas véritablement d'affirmer) et si les Grès de Zoumi ne comportent pas de niveaux anté-burdigaliens, il est nécessaire d'invoquer une tectonique importante, comprise entre l'Eocène et l'Aquitainien supérieur.

3) L'Oligo-Miocène du Prérif

Dans la zone pré-rifaine, on convient généralement de séparer deux édifices d'après leur position structurale.

- L'édifice inférieur comprend les "unités pré-rifaines" de LEBLANC (1975). On y trouve un Oligocène daté, marneux et à caractère transgressif. Plus précisément, il comporte des marnes gris jaune à bancs de grès, ainsi que des calcaires à Algues. Les remaniements sont abondants (faunes, conglomérats, klippes sédimentaires marneuses). La série est continue et se développe largement dans le Miocène.
- L'édifice supérieur du Prérif montre des unités flottantes, déconnectées de leur substratum dont la série stratigraphique est généralement limitée au Tertiaire (fig. 109).

Dans le Rif occidental, SUTER a défini l'"unité d'Ouezzane", tandis que dans le Rif oriental LEBLANC parle d'"unités de type Tsoul".

La série tertiaire qui s'y développe semble assez continue avec dans l'Eocène supérieur des passées conglomératiques. L'Oligocène - Aquitainien est marno-gréseux avec des bancs de grès dépassant parfois un mètre d'épaisseur. La biozonation de l'Oligocène et du Miocène a été analysée en détail par FEINBERG (1978) au NE de Fès. Il y distingue en particulier :

- l'Oligocène inférieur (zone à G. ampliapertura/G. euapertura), d'une épaisseur de 85 m;
- l'Oligocène supérieur (zone à G. angulisuturalis), d'une épaisseur de 52 m;
- le Miocène inférieur (zone à Globorotalia kugleri d'une épaisseur de 32 m et zone à Globigerinoides primordius, d'une épaisseur supérieure à 40 m).

Un problème ardemment débattu concerne l'origine paléogéographique des unités et des nappes pré-rifaines. Certains (SUTER, MARCAIS) considèrent la nappe d'Ouezzane comme d'origine intrarifaine (couverture de la nappe de Tanger ?). D'autres (VIDAL, 1971) vont même plus loin jusqu'à proposer que l'ensemble de la zone pré-rifaine soit formée de nappes pelliculaires elles-mêmes juchées sur des olistostromes et provenant des zones internes du Rif (lesquelles ?). Enfin d'autres encore (LEBLANC, 1975) émettent un point de vue plus autochtoniste et replacent les unités de type Tsoul et le Pré-rif entre le Mésorif, au N, et l'avant-pays, au S. N'ayant personnellement pas reconnu le domaine pré-rifain, je demeure sans compétence pour juger de la valeur de telle ou telle hypothèse.

4) La paléogéographie des zones externes à l'Oligo-Miocène

Comme il vient d'être souligné, le débat est ouvert. Les reconstitutions paléogéographiques des zones externes restent floues au-travers des écrits des géologues rifains. La position arrêtée ici est donc critiquable et révisable. Elle est résumée sous la forme d'une coupe schématique (fig. 110).

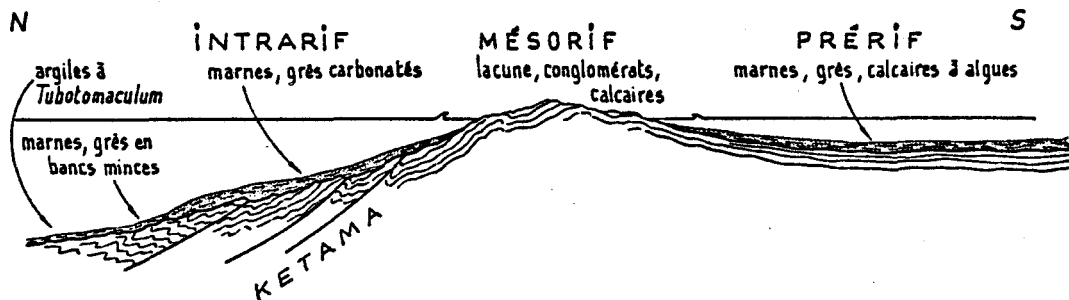


FIGURE 110

COUPE SCHEMATIQUE DES ZONES EXTERNES RIFAINES A LA FIN DE L'OLIGOCENE

- Les unités pré-rifaines ont, en grande partie, une origine très externe.
- Les unités intrarifaines ont subi les effets d'une tectonique éocène (?) sensible jusque dans le Mésorif, ce qui fait reposer en discordance leur couverture oligo-miocène.
- Le domaine intrarifain passe vers le N au domaine des flyschs, lui-même tectonisé, sur lequel se déposeront les grès numidiens.

C) L'opposition entre la Dorsale et les zone externes rifaines

Dans la conception "ultra" des flyschs, il est nécessaire de rapprocher la Dorsale du domaine externe rifain. Pour justifier les profondes différences de faciès au cours du Mésozoïque entre ces deux ensembles, les partisans de cette théorie ont été contraints d'y placer un hiatus. Hiatus plus ou moins important, occupé soit par un énigmatique point d'interrogation, soit par diverses séries non convaincantes.

Au Cénozoïque, le même antagonisme persiste. Les sédiments détritiques qui les recouvrent témoignent de sources alimentatrices totalement différentes. Plus décisif encore, on ne connaît nulle part de dépôts intermédiaires qui laisseraient entrevoir un rapprochement.

Le matériel de la couverture dorsaliennne résulte du remaniement de tous les niveaux de la dorsale mélangés, de plus en plus avec le temps, avec des éléments du socle. De son côté, la couverture des zones externes comporte essentiellement des marnes et des grès à quartz évolué et à matrice bioclastique, des calcaires à Mélobésiées. Des formations plus grossières apparaissent, semble-t-il plus tardivement au Burdigalien, avec un matériel plus diversifié (schistes noirs, calcaires crétacés ou jurassiques, grès quartzites, roches vertes...) dans le Mésorif (LEBLANC, 1975). La base aquitano-burdigaliennne des grès de Zoumi remanie l'Eocène calcaire à silex des zones externes (L'ESPINASSE, 1975). A la même époque (ibid.), apparaît sur le Jurassique mésorifain une coulée boueuse à éléments de marnes, gypses et ophites triasiques (faciès externe).

Il paraît donc vain de rechercher un lien quelconque entre la dorsale et les zones externes rifaines. Le hiatus intermédiaire devait être occupé par une large zone qui, nous le verrons, ne peut être que le bassin des flyschs.

IV) CONCLUSION SUR LES FLYSCHS OLIGO-MIOCÈNES DU RIF

A) La nomenclature des flyschs et ses limites

Deux conceptions peuvent être défendues dans la manière de nommer les flyschs :

- La première consiste à leur donner des noms locaux de formation (ex : le flyschs du Tifouzal...). Elle présente l'avantage de la précision et celui de n'être pas contestable. Par contre, elle aboutit à un catalogue impraticable au non-initié et qui ne se prête pas facilement à des synthèses.
- La seconde regroupe sous des étiquettes très générales les flyschs ayant entre eux des affinités (ex : flyschs nord-maghrébins, flysch massylien...). Une dizaine de noms peuvent alors suffire pour caractériser une chaîne. Malheureusement, cette nomenclature synthétique repose sur des choix et des regroupements subjectifs donc contestables. Un même terme peut même revêtir une signification différente dans les esprits. Le cas du Maurétanien (BOUILLIN et al., 1970) en est un exemple : défini du Malm au Lutétien, il peut être coiffé par une série discordante ou concordante, selon les effets de la tectonique. Dans le second cas, la coupure se révèle artificielle alors qu'elle s'impose dans le premier cas.

Ainsi, l'adoption d'une nomenclature est-elle un choix imparfait. La nomenclature retenue ici pour les flyschs crétacés et tertiaires correspond dans l'ensemble à celle de l'équipe algérienne du professeur DURAND-DELGA.

Les flyschs tertiaires sont divisés en deux groupes (ou deux pôles) : le Numidien et le flysch grés-micacé entre lesquels peut apparaître un flysch intermédiaire, le flysch mérinide (DIDON et HOYEZ, 1978).

Bien que le fait ne soit pas clairement vérifié, la sédimentation détritique terrigène de ces deux flyschs débute à l'Eocène supérieur. Chacun des flyschs peut être lui-même subdivisé en trois membres :

- un membre inférieur ou pré-flysch argilo-pélimitique,
- un membre moyen ou flysch gréseux,
- un membre supérieur post-flysch.

Sous l'isochrone de l'Eocène supérieur, la série peut se poursuivre régulièrement ou non. Lorsqu'il y a une discontinuité, on a une "semelle" que l'on rapporte en certains cas au substratum stratigraphique.

L'analyse des variations latérales de faciès permet de reconstituer le bassin des flyschs, entre les zones internes et les zones externes rifaines.

B) La zonation du bassin des flyschs oligo-miocènes

La fig.112 résume sous la forme d'une succession de colonnes-types l'évolution latérale des faciès, constatée ou supposée, entre la marge interne et la marge externe du bassin des flyschs oligo-miocènes rifains. On constate l'existence de quatre faciès lithologiques principaux :

- des conglomérats principalement constitués de matériel dorsalien,
- des grès micacés,
- une base argileuse ou pélitique,
- des grès à faciès numidien.

De l'E vers l'W, les colonnes suivantes sont distinguées :

1. Le socle rifain

Rares sont les témoins d'épisodes marins couvrant les Ghomarides paléozoïques (Lias inférieur, Yprésien). La transgression essentielle s'opère à l'Oligocène terminal, l'âge exact des premiers niveaux est mal connu. Certaines parties du socle s'effondrent alors et sont colmatées par des sédiments marins (marnes, brèches à matériel surtout paléozoïque, grès carbonatés et argileux, silixites localement), puis des coulées boueuses à éléments de flyschs (= olistostrome).

2. La dorsale

Une phase tectonique importante affecte la Dorsale à l'Eocène moyen comme l'atteste la présence d'épais conglomérats discordants de l'Eocène supérieur et de l'Oligocène. On doit supposer l'existence d'escarpements vifs de failles qui alimentent des conglomérats cyclopéens et des klippes sédimentaires. Entre les niveaux conglomératiques ayant donc leur source toute proche (dorsalienne) s'intercalent des grès micacés ou des grès carbonatés pourvus en détritiques ghomaride depuis des sources plus internes.

3. Les unités de type Ametrasse-Bettara

Ces unités comportent un puissant Eocène supérieur-Oligocène (jusqu'à 300 m) où le faciès grès micacé prend de l'importance. UTTINGER (1976) considère la sédimentation comme turbiditique et localisée à la partie moyenne d'un cône sous-marin. Les caractères séquentiels diffèrent cependant de ceux du flysch grés-miacé : les bancs sont peu épais et les séquences décamétriques inexistantes. Les faciès conglomératiques sont communs avec les autres unités dorsaliennes. Dans les unités les plus externes de la Dorsale et dans les unités de type Ametrasse se développe un faciès marneux rose au cours de l'Eocène moyen-Oligocène inférieur et qui offre une transition possible avec les pélites rouges infra-grés-miacé des séries Beni Ider.

4. Le flysch des Beni-Ider proximal et distal

Tous les caractères des turbidites sont présents dans le grés-miacé des Beni-Ider. La distinction entre une colonne proximale et une colonne distale repose sur l'aspect moins bien réglé et moins bien séquentiel dans le premier cas et essentiellement sur la présence de conglomérats intercalés à divers niveaux, du Crétacé à l'Aquitainien présumé.

Un faciès pélitique rouge lie-de-vin forme la base du flysch grés-miacé et le passage progressif de l'un à l'autre est ménagé par une formation périto-gréseuse à bancs minces. On peut penser que l'ambiance de dépôt de ce niveau rouge correspondait à un bassin assez profond, sous la C.C.D, et alimenté en fractions fines (silts, argiles) par le Paléozoïque rifo-kabyle. La concordance au sein de l'Eocène est difficile à vérifier dans les unités internes (proximales) mais elle est vraisemblable; elle apparaît nettement dans les coupes des unités externes (distales).

5. Le flysch mérinide

Les éléments mérinides sont clairement situés dans la zone frontale de la nappe des Beni Ider s.s. Ils constituent un point-clé dans la reconstitution du bassin des flyschs en montrant que les influences numidiennes se font sentir du côté externe de la nappe.

La succession Beni Ider proximal-Beni Ider distal-série mérinide correspond à une double évidence, tectonique et sédimentologique. Le même degré de certitude ne se retrouve pas dans les liaisons entre les colonnes numidiennes, plus à droite sur la figure. Les massifs numidiens sont disjoints et leur liaison, basée essentiellement sur le faciès du membre basal, est plus conjecturale.

On peut considérer la zone mérinide comme distale, à la fois par rapport aux influences combinées du socle et de la dorsale et par rapport aux influences numidiennes. Les conglomérats sont ainsi totalement absents et les grès numidiens dépourvus de "dragées".

Deux colonnes symbolisent deux situations, l'une où les grès numidiens sont accessoires, l'autre où les grès numidiens sont prépondérants. La colonne type Tala'-Lakrah a été retenue pour sa facilité d'accès, elle aurait pu être remplacée par la colonne du Jbel Brhárzha dans le groupe de l'Imám Rhft. La continuité et la concordance, du Sénonien supérieur à l'Aquitaniens, est clairement établie dans la plupart des écaillés mérinides.

6. Le Numidien type Soukna

Cette colonne se réfère plus précisément au massif numidien au N du Jbel Soukna. Le flysch grés-micacé y est encore cantonné à la base des grès numidiens où il ne s'exprime que par quelques mètres d'épaisseur et sous des faciès fins.

7. Le Numidien type Zinat-est

Cette fois, le faciès grés-micacé n'apparaît plus. Cependant, le membre argileux de base garde un aspect pélitique rougeâtre proche de celui précédemment décrit. De rares bancs de turbidites calcaires y témoignent encore d'une influence lointaine du démantèlement de la dorsale. Les Tubotomaculum sont extrêmement rares et de petite taille. Dans le massif des Beni-Bou-Hadi, les faciès sont voisins mais il s'y ajoute des intercalations d'argiles fluantes à Tubotomaculum.

8. Le Numidien type Tanger

Il correspond au type le plus ubiquiste de Numidien et comprend :

- Un membre argileux sous le faciès classique d'argiles fluantes varicolores à Tubotomaculum.
- Un membre gréseux épais (plusieurs centaines de mètres), à granulométrie grossière (mais la taille maximale atteint rarement celle de la petite dragée).
- Parfois, un membre terminal à silexites.

9. Le Numidien type Dar Zhirou

Sous une même colonne stratigraphique sont regroupées des séries, différentes dans le détail, mais partageant un substratum argileux s'éloignant du faciès commun de type Tanger. Leur contenu et leurs liaisons sont encore mal reconnus et il ne sera évoqué que leur répartition et quelques-unes de leurs particularités.

Rappelons encore que certaines de ces séries peuvent donner lieu à deux interprétations, que l'on peut schématiser de la manière suivante (fig 111) :

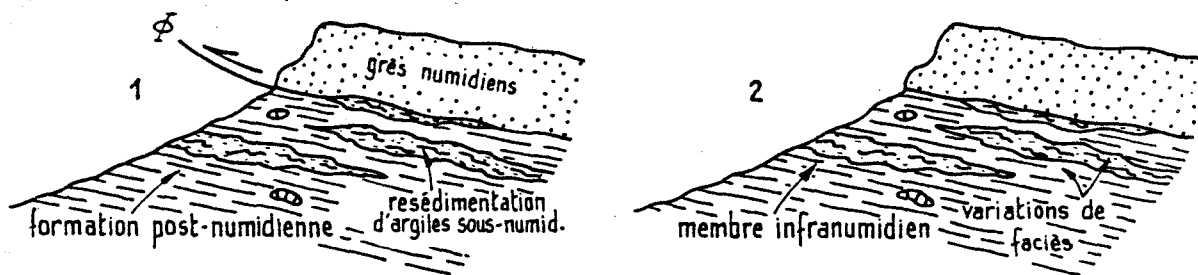


FIGURE 111 - DEUX INTERPRÉTATIONS DU SUBSTRATUM DES GRÈS NUMIDIENS

N'ayant recueilli aucune preuve en faveur de l'hypothèse 1 (sédimentologique : remaniement de grès numidiens par exemple, ou stratigraphique : microfaune d'âge supranumidien par exemple), j'adopte l'hypothèse 2, compte tenu des observations de terrain et de l'impression générale qu'on en tire.

Ces séries s'étendent toutes dans les massifs numidiens occidentaux :

- le massif de Dar Zhirou,
- le massif de Seguedia,
- le massif de l'Haouta bern Mediar
- le nord du massif de Chenatfa (Aïn-el-Hedid)
- le massif des Beni Zarfèt-Sidi Issef.

Soûle rifain Dorsale Ametrasse Bettara Beni Ider distal Soukna Zinât Tanger Dar Zhirou

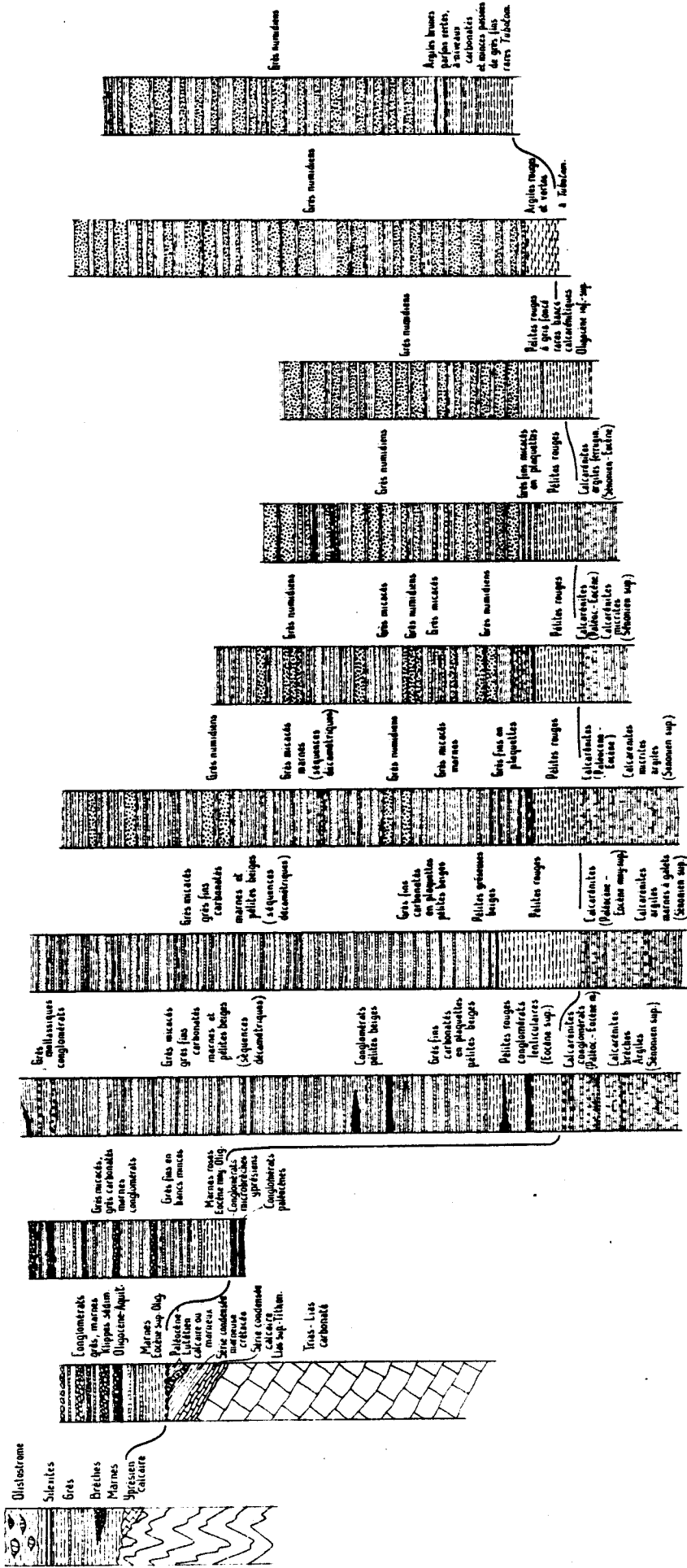


FIGURE 112

COMPARAISON DES COLONNES STRATIGRAPHIQUES DU BASSIN DES FLYSCHS RIFAINS

LES CHAINES TELLIENNES D'ALGERIE

Dans les chaînes telliennes d'Algérie, les formations détritiques oligo-miocènes gardent les mêmes faciès lithologiques que dans le Rif. Leur description comporte donc successivement:

- le Numidien;
- les formations de type grés-micacé, soit à faciès peu profond en couverture des noyaux kabyles, soit à faciès flysch;
- les formations non-flysch de la plate-forme tellienne.

1) LE NUMIDIEN

C'est en Algérie, plus précisément dans la chaîne littorale au NW de la Grande Kabylie, que FICHEUR (1890) crée son "étage" numidien. Cet acte de naissance indique que le Numidien y est parfaitement bien représenté et caractéristique. Sa répartition est cependant très inégale. Dans toute la moitié occidentale du pays, il n'est préservé que dans des massifs peu étendus et dispersés, en position structurale externe et au coeur de synclinaux de nappes (fig. 113). Dans la moitié orientale, il recouvre de manière plus ou moins continue toutes les zones structurales, externes et internes. A la suite, nous regrouperons les massifs numidiens d'après leur position structurale ou géographique.

A) Le Numidien de la Basse Tafna

La région nord-occidentale de l'Algérie, aux confins du Maroc, a été l'objet de la thèse de GUARDIA (1975) dont nous retiendrons ici les principales conclusions.

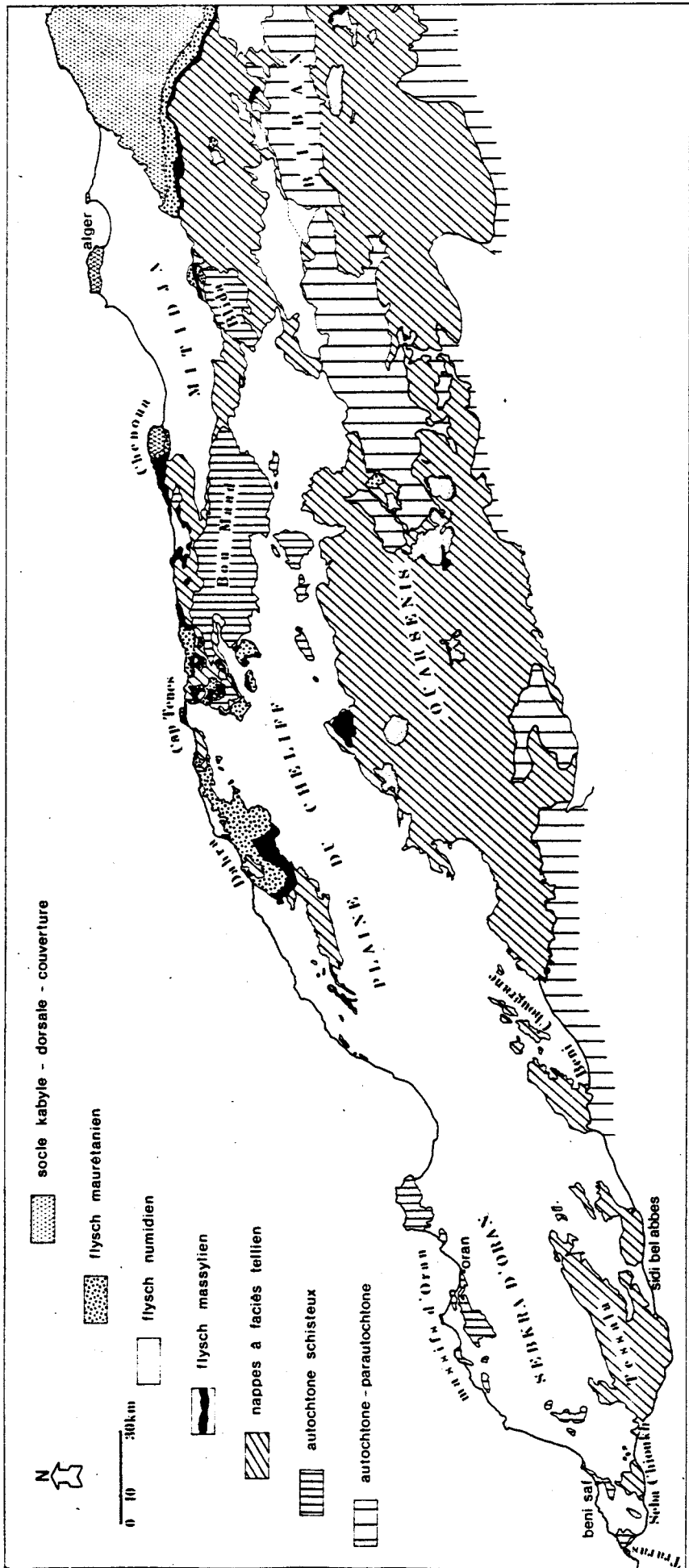
Dans cette région, le front d'érosion du domaine tello-rifain est proche du littoral ou passe même en mer sur la transversale du Massif des Traras qui constitue l'extrémité nord du Moyen Atlas. L'allochtone a été scindé par GUARDIA en unités à affinités rifaines et en unités à affinités telliennes (fig.114). Les premières se distinguent des secondes par un métamorphisme ou une schistosité anté-nappe (post-éocène inférieur et anté-miocène moyen). Les unités inférieures, à affinités rifaines, comportent du matériel paléozoïque (unité d'Haouariya) à éocène inférieur-moyen (unité d'El Mokrane). Certaines de ces unités inférieures reposant sur le Miocène moyen ont une structure interne très chaotique. Personnellement, je me pose la question de leurs rapports ou de leur similitude avec l'olistostrome pré-rifain décrit au Maroc par divers auteurs (cf. FRIZON DE LAMOTTE, 1981).

Les unités supérieures, ou nappes telliennes du fait de leurs affinités, ont été décrites par GUARDIA selon la terminologie critiquable proposée par POLVECHE (1960), c'est-à-dire:

- Unité Chouala (blocs de Jurassique calcaire, Crétacé inférieur marneux, Aptien marneux à Ammonites pyriteuses, Albien et Crétacé supérieur marneux et calcaires, Oligocène marno-sableux à blocs).
- Unité sénonienne (Crétacé supérieur marneux à boules jaunes, Paléocène marneux, Eocène inférieur marno-calcaire à silex, Eocène moyen-supérieur grés-marneux).
- Unité oligo-miocène (Eocène moyen-supérieur à calcaires conglomératiques, Oligocène et Aquitanien calcaro-sableux, Miocène inférieur à G. trilobus marno-sableux).

L'un des points importants développé par GUARDIA est la confirmation d'un fait déjà envisagé par d'autres auteurs: l'existence d'un olistostrome lutétien supérieur qui implique une tectogénèse précoce. Cette tectogénèse pourrait avoir clivé une série initialement unique composée de matériel jurassique- crétacé supérieur de type unité Chouala et de Crétacé supérieur- Eocène inférieur de type unité sénonienne. Les preuves directes de cette tectogénèse (par exemple,

FIGURE 113
 SCHEMA STRUCTURAL DU TELL ALGERIEN OCCIDENTAL



une discordance évidente) manquent dans la région analysée par GUARDIA; les seuls indices sont de nature sédimentologique. La polarité des mouvements reste également inconnue, masquée par les bouleversements miocènes. Du fait de la similitude de faciès entre les éléments en olistolithes et le substratum, les arguments manquent pour apprécier l'ampleur des déplacements.

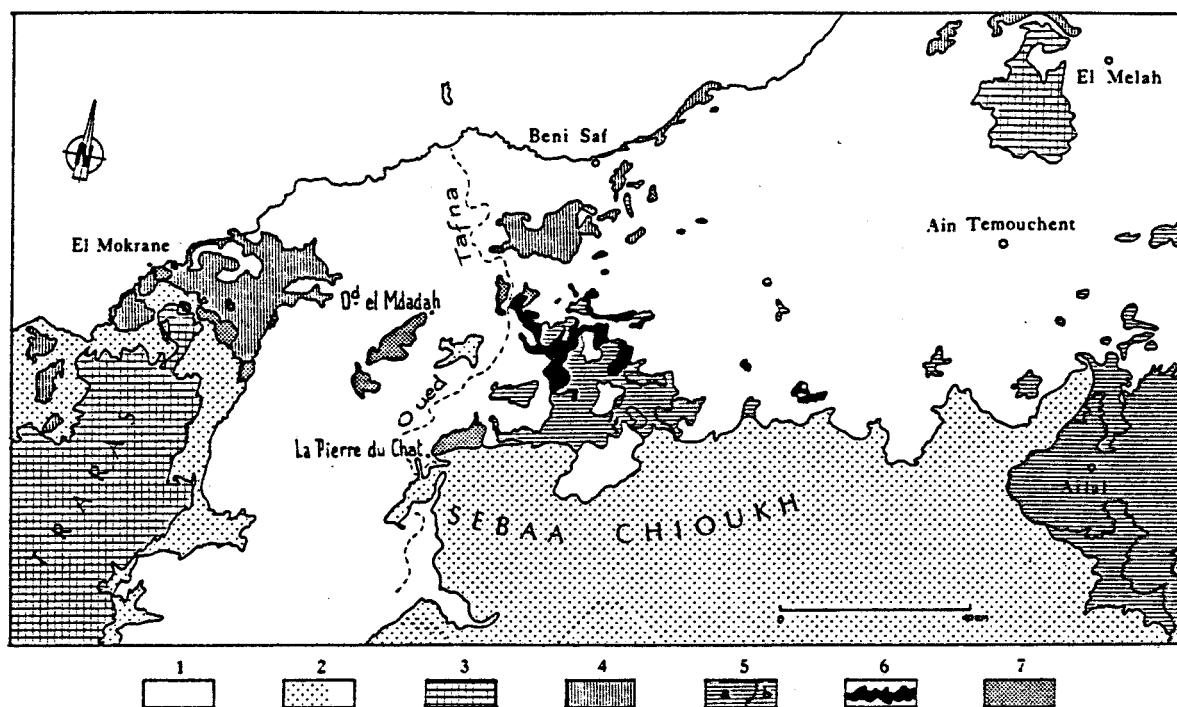


FIGURE 114

LE CONTEXTE STRUCTURAL DU NUMIDIEN EN ORANIE OCCIDENTALE
modifié d'après GUARDIA, 1975

- 1) Post-nappe - 2) Miocène synchronappe - 3) Autochtone et Parautochtone
- 4) Unités à affinités rifaines - 5) Unités à affinités telliennes (a) et leur
couverture oligo-miocène (b) - 6) Unité triasique - 7) Numidien

Les formations oligo-miocènes, associées aux précédentes unités à affinités telliennes, n'offrent pas de caractère typiquement flysch et seront examinées plus loin dans le chapitre des formations externes.

Le Numidien repose par l'intermédiaire d'un contact mécanique (selon GUARDIA) indifféremment sur :

- l'unité sénonienne,
- l'unité Chouala,
- l'unité d'El Mokrane, à affinités rifaines,
- le Miocène synchro-nappe (Miocène moyen).

Il ne constitue que de petits lambeaux, essentiellement représentés par des niveaux gréseux très disloqués. D'après GUARDIA, il existe une "semelle d'argiles ou de pélites argileuses, généralement jaune, contenant de petits lits de grès fins, à ciment parfois calcaire. Les argiles prennent rarement une teinte légèrement violacée et contiennent quelques *Tubotomaculum*".

J'ai observé les grès numidiens en trois points: près de l'îlot d'El Mokrane, ainsi qu'au SW d'Oulad el Mdadah sur la rive gauche de la Tafna et au NE de la Pierre du Chat sur la rive droite.

- 1) Près d'El Mokrane, il s'agit d'amas gréseux, à grain hétérométrique de diamètre maximal de l'ordre de 3 mm. Un encroûtement carbonaté ou ferrugineux recouvre fréquemment les grès.
- 2) Au SW d'Oulad el Mdadah, l'épaisseur totale visible des grès est comprise entre 50 et 100 m. Deux barres à pendage faible (l'une de 5 à 10 m d'épaisseur, l'autre de 10 m, séparées par un intervalle argilo-gréseux de 15 m) montrent des grès numidiens à grain fin ou grossier. Il existe des lentilles à dragées centimétriques de quartz. Ces grès semblent recouverts au NW par un Miocène marneux post-nappe.
- 3) Au NE de la Pierre du Chat, on peut suivre des têtes de bancs de grès numidiens le long d'un petit oued sur une épaisseur totale de 150 m. Là, les grès ont un faciès numidien peu grossier et sont fortement redressés. Ils contiennent un peu de glauconie et de ciment calcitique. Ils sont en contact par faille au SE avec une formation d'argiles fluantes contenant des blocs de calcaires micritiques à pistes, d'une part, et avec des grès rouges à dragées, d'autre part.

Aucun argument de terrain ne permet de fonder ici une opinion sur l'origine du Numidien. GUARDIA, pour sa part, adopte l'hypothèse ultra proposée (entre autres) par DELTEIL (1974).

L'intérêt du Numidien de la Tafna est d'offrir un jalon entre les massifs marocains et les massifs de l'Ouarsenis. En second lieu, on retiendra le morcèlement et la dislocation des grès qui laisse supposer l'action d'importants décrochements à travers le bassin numidien.

B) Le Numidien de l'embouchure du Cheliff

Pendant longtemps, il a été fait allusion à la présence d'Oligocène dans le Dahra (carte géologique à 1/500 000 de l'Algérie, 1952) et ce n'est que tardivement (BASSETTO et al., 1965) que la confusion avec les flyschs créacés a été mise en évidence. La cartographie de DELTEIL (1974) montre que le Numidien n'est représenté qu'à l'W du Dahra dans les deux petits massifs du Djebel Diss et de Sidi Ali, respectivement sur la rive gauche et la rive droite du cours inférieur de l'Oued Cheliff.

Sur le terrain, ce Numidien n'offre aucune originalité. Selon DELTEIL, on trouve des "niveaux à dragées de quartz" ou à "grains fins sans dragées". Généralement, les grès sont assez mal consolidés et leur stratification est indiscernable. Le membre argileux basal à Tubotomaculum n'a été reconnu qu'en un point.

D'après DELTEIL, le Numidien repose en contact anormal sur les flyschs inférieurs d'âge aptien - albien, dénommés flysch vert et flysch violacé. Sur certaines coupes (p.212, coupe 3 ou p.213, coupe 1,2,3), il repose en plus sur des formations d'affinité "tellienne" (ce qui n'apparaît d'ailleurs pas sur la carte). Aucune coupe détaillée ne vient à l'appui pour éclairer les modalités du contact, considéré comme tectonique.

Toujours d'après DELTEIL (p.210), "les deux massifs numidiens du Dahra, situés à l'extrémité occidentale de ce secteur occupent, comme partout ailleurs en Algérie, la position structurale la plus élevée de l'allochtone". Or, ce superlatif ne peut être démontré. Il existe d'autres unités tectoniques que celles composées par les flyschs inférieurs et les formations telliennes et qui leur sont superposées. Il s'agit des flyschs supérieurs de DELTEIL: "flysch quartzito-péltique" et "flysch tithonique- néocomien". Malheureusement, le Numidien n'entretient aucune relation tectonique avec ceux-ci. C'est le flysch grésomiacé qui représente dans la région orientale du Dahra la couverture transgressive du flysch quartzito-péltique et qui est chevauché par le flysch tithonique-néocomien.

C) Les massifs numidiens de l'Ouarsenis

L'Ouarsenis constitue une chaîne de reliefs, limitée au N et à l'E par l'Oued Cheliff, à l'W par l'Oued Mina, au S par les Hautes Plaines du Sersou. Il apparaît comme un vaste anticlinal de nappes au coeur duquel perce le présumé autochtone. Des travaux cartographiques étendus couvrant la quasi-totalité de la région ont été réalisés par POLVECHE (1960) pour l'Ouarsenis oranais, MATTAUER (1958) pour l'Ouarsenis oriental, KIEKEN et les géologues pétroliers (1962,1970) pour la bordure orientale. La terminologie différente appliquée par ces auteurs aux nappes ou aux unités tectoniques handicape la synthèse. L'édifice de l'Ouarsenis peut être cependant résumé de la manière suivante, de bas en haut:

Un autochtone avec une tectonique simple, comprenant:

- des calcaires à Ammonites pyriteuses et des pélites (Néocomien),
- des pélites et des calcaires néritiques (Barrémo-Aptien),
- une alternance péllito-gréseuse (Clansayésien-Albien),
- des calcaires et des marnes (Albien supérieur),
- des marnes, des marno-calcaires et des lumachelles (Cénomanién - Turonien),
- des marnes à bancs calcaires lenticulaires (Sénonien),
- des conglomérats, des grès et des marnes, transgressifs et discordants (Miocène).

Une unité, avec une tectonique généralement plus complexe, mais avec des faciès et des âges comparables à l'autochtone. On y regroupe le complexe A de MATTAUER, l'unité albo-cénomaniénne de POLVECHE et l'unité infratellienne de KIEKEN, comprenant:

- des copeaux divers (Trias),
- des calcaires et des marno-calcaires (Jurassique),
- des calcaires fins (Néocomien),
- des pélites, des grès et de rares calcaires (Barrémo-Aptien),
- une alternance péllito-gréseuse, moins gréseuse que l'autochtone (Clans.- Albien),
- des calcaires et des marnes (Albien supérieur),
- des marnes et des marno-calcaires (Cénomano-Turonien),
- des marnes (Sénonien).

Une nappe, à tectonique très complexe et de nature essentiellement marneuse (nappe B pro parte de MATTAUER, nappe sud-tellienne pro parte de KIEKEN). Elle se subdivise en:

a) unité Chouala, avec :

- des pélites (Néocomien),
- une alternance marno-calcaire à Ammonites pyriteuses (Barrémien),
- des argiles vert sombre (Aptien inférieur- moyen),
- parfois un niveau calcaire (Clansayésien),
- des argiles vert sombre (Albien inférieur- moyen),
- des marnes et des calcaires marneux (Albien supérieur- Cénomanién),

b) unité "sénonienne", avec :

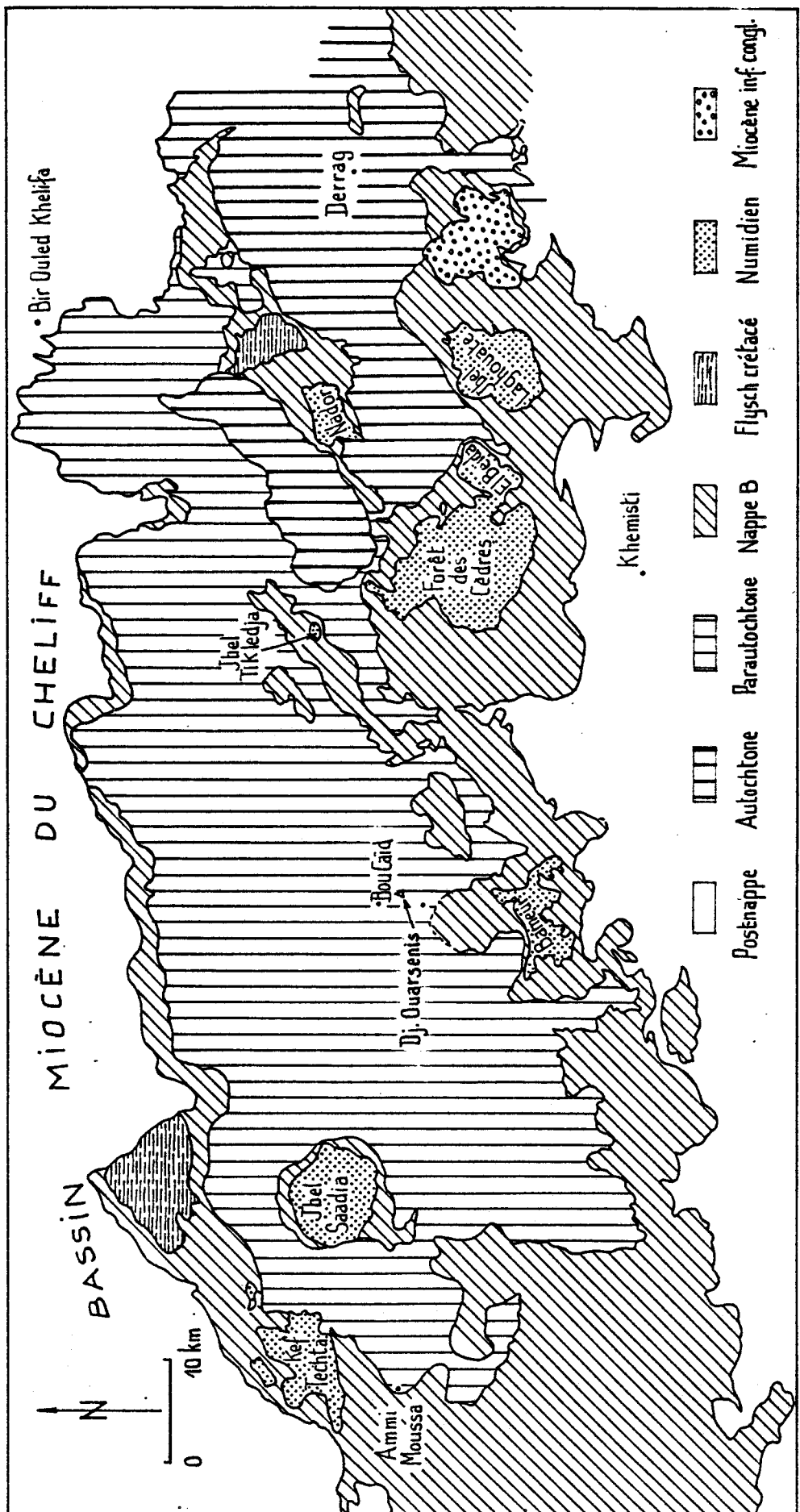
- des marnes et des pélites accompagnées de niveaux siliceux (Cénomano-Turonien),
- des marnes et des marno-calcaires très épais (Sénonien),
- des marnes (Paléocène),
- des marnes et une barre de calcaire marneux blanc à silex (Yprésien).

Les deux unités complémentaires, Chouala et sénonienne, étaient probablement à l'origine superposées stratigraphiquement (DELTEIL,1974). Dans l'Ouarsenis, comme dans les Beni Chougrane (DELTEIL,1974), une couverture post-yprésienne repose sur l'unité sénonienne et l'unité Chouala et montre de bas en haut:

- un Lutétien marneux, d'épaisseur et de faciès variable, chargé de blocs ou de slumps de calcaires ou de marnes, passant parfois à des conglomérats ou à un olistostrome;
- un Priabonien marneux;
- un Priabono- Oligocène marno-gréseux, à faciès dit oranais ou de Boghari;
- un Miocène inférieur marno-gréseux.

Des nappes supérieures composées de flyschs: flyschs de type massylien et numidien au S et au N du massif, flysch maurétanien au N. Un Miocène inférieur mal daté coiffe tectoniquement le flysch crétaé et la nappe B. Il est de nature conglomératique et est postérieur à une phase tectonique affectant la chaîne calcaire et le Numidien qu'il remanie.

FIGURE 115
LES MASSIFS NUMIDIENS DE L'OUARSENIS



1) Les massifs numidiens du revers nord-ouest de l'Ouarsenis

Ils se réduisent au nombre de deux, le Kef Techta et le Djebel Saadia, car nous verrons que les massifs plus au NE sont sans doute intégralement constitués de flysch crétacé. Ils reposent mécaniquement sur l'unité sénonienne d'après les descriptions de POLVECHE (1959).

a) Le Kef Techta

Il forme un relief à 10 km au N d'Ammi Moussa (fig. 115). Selon POLVECHE, le membre argileux basal du Numidien ne serait présent qu'au N et à l'W du massif et dans de mauvais affleurements. N'ayant parcouru que le bord sud du massif, il m'a été impossible de le mettre en évidence, bien qu'on semble toucher la base des grès en série normale. Un peu plus bas que les grès apparaissent des marnes brunes non datées dans lesquelles sont plantés des chicots de calcaires marneux attribués à l'Eocène inférieur.

Une observation de POLVECHE est à retenir: il y aurait sous les grès numidiens au Mzet Si Ai'ssa, au SE du massif (POLVECHE, 1959, p.292), une formation marneuse contenant des bancs de grès fins de 20 à 30 cm d'épaisseur et une microfaune oligocène (*G. dissimilis*, *G. venezuelana*). Selon l'auteur, "cette série marno-gréseuse oligocène apparaît liée au Numidien et non à la série inférieure qui peut être soit cénomanienne, soit sénonienne". Le rapprochement est fait avec le "faciès oranais". Si cette observation est confirmée, elle indiquerait la présence d'une série numidienne comparable aux séries numidiennes à faciès externe (Maroc, par exemple) et comportant un membre basal à petits bancs gréseux.

Le membre numidien gréseux n'offre pas de particularité. Les grès sont moyennement grossiers (rares dragées).

b) Le Djebel Saadia

Ce massif est situé à 6 km à l'ESE du Kef Techta (fig.115). Il est remarquable par la magnifique cluse de l'Oued el Ardjene qui offre une bonne coupe des grès numidiens sur environ 500 m d'épaisseur.

Il est possible, ainsi que l'indique POLVECHE, que la structure générale soit celle d'un synclinal d'axe W-E et raboté à sa base. En effet, le pendage des bancs de grès est vers le N au S du massif, tandis qu'il est dirigé vers le S au N du massif. Ayant pénétré sur 1 km le S du massif, j'ai observé grâce aux figures de courant que la polarité des bancs était bien normale au S mais qu'en allant vers le N les bancs se renversaient. Peut-être les bancs reprennent-ils ensuite leur polarité normale?

Le membre argileux basal n'est pas visible, du moins sous sous faciès habituel. POLVECHE décrit une accordance entre les grès numidiens et des marnes schisteuses noires attribuées (sans preuve) au Sénonien.

c) Les flyschs crétacés au S d'El Asnam

Au S d'El Asnam (ex-Orléansville), entre la route nationale 19 à l'E (route du Grand Pic de l'Ouarsenis) et la route W2 à l'W, la carte géologique à 1/500 000 figure un massif assez étendu d'Oligocène. Il constitue une partie du Djebel Guerboussa à l'E (cf. carte à 1/500 000), ainsi que le Djebel Maï'z à l'W que POLVECHE décrit comme Numidien. J'ai parcouru deux itinéraires carrossables à travers ce massif:

- une piste issue de la route W2 au N d'Ouled Ben Abdelkader (ex-Massena) et traversant le massif en direction du NE jusqu'à Daouadjh. Elle recoupe un flysch argileux varicolore à plaquettes calcaires et à bancs de quartzites craquelés, à faciès crétacé supérieur massylien.

- une route menant de Sendjas (ex-Bougainville) à Oulad Ben Abdelkader (ex-Massena) et qui traverse en partie un flysch (notamment près du point coté 599, feuille à 1/500 000 d'El Asnam) constitué d'argiles rougeâtres, de grès verdâtres en bancs de diverses épaisseurs (jusqu'à 2 m, mais plus généralement de l'ordre de 20 à 50 cm). La série est renversée montrant de beaux "flute-marks". Les phanites cénomano-turonien sont également recoupés, ainsi qu'un flysch calcaro-gréseux sénonien. L'ensemble repose en contact anormal sur le Crétacé supérieur à faciès tellien. En aucun point, je n'ai identifié de grès numidiens.

Plus à l'E, près du barrage de l'Oued Fodda (à 25 km à l'ESE d'El Asnam), la carte géologique à 1/500 000 mentionne encore de l'Oligocène. Il semble s'agir de niveaux conglomératiques à galets siliceux et ferrugineux qui n'ont rien de commun avec le Numidien.

Au Djebel Mazioute (feuille Orléansville, $x = 401,5 - y = 310$), MATTAUER (1958) décrit un affleurement atypique de Numidien. C'est surtout la présence dans les argiles basales de microbrèches calcaires à macroforaminifères lutétiens qui conduit l'auteur à cette attribution car "les grès qui surmontent les argiles et forment les reliefs du Kef Mazioute sont ici beaucoup moins grossiers que ceux connus dans les massifs de la bordure sud-tellienne; les bancs sont moins massifs, et prennent des teintes délavées d'un jaune sale". A la lecture de cette description, il paraît plus probable d'y voir des grès crétacés à faciès maurétanien, ou avec plus de doute des faciès grés-micacés.

Enfin, sur la feuille de Milliana, au SE du Djebel Doui, le "Numidien" de la carte à 1/500 000 a été replacé correctement dans l'Albo-Aptien par MATTAUER (1958).

2) Les massifs numidiens du revers sud de l'Ouarsenis

Le Numidien au S de l'Ouarsenis se rencontre en deux positions (fig. 115):

- à la bordure méridionale de l'autochtone ou du parautochtone (massifs du Djebel Bameur, de la forêt des Cèdres, du Kef el Beïda, du Djebel Laghouate).
- dans deux bandes d'orientation NE-SW, ayant l'allure de synclinaux de nappes, d'une part le couloir du Douar Krobbazza (feuille El Meddad, $x = 428 - y = 294$) et d'autre part le couloir de Teniet-el-Haad.

Le fossé de Teniet-el-Haad a été décrit par MATTAUER (1958). Il est jalonné par un grand nombre de failles qui affectent à la fois l'autochtone et l'allochtone, ainsi que par d'importantes masses de Trias.

Pour expliquer ces dernières, MATTAUER choisit l'hypothèse klippe plutôt que l'hypothèse diapir. L'éventualité de décrochements n'est pas abordée par l'auteur, bien qu'elle me semble une explication très probable, amenant à un mélange complexe de terrains associés à un diapirisme. Deux pointements de Numidien apparaissent dans ces deux bandes: le Djebel Tikledja et le Djebel Nador.

a) La Koudiat Bameur

A la jonction des terrains d'étude de POLVECHE et de MATTAUER, ce massif numidien est plus réduit en fait que celui figuré par ces auteurs. Les grès numidiens n'occupent que le sommet du relief coté 956, à l'E de Souk-el-Had. Leur épaisseur est de l'ordre d'une centaine de mètres au maximum et leur granulométrie observée ne dépasse pas la taille du grain de poivre.

De grands arrachements sur le versant nord fournissent une bonne coupe de la base des grès (pendage SE). La stratification est régulière. Les grès numidiens sont assez fins et "terreux" et ils sont associés à de nombreuses plaquettes de grès feuilletés micacés. Le contact avec les argiles sous-jacentes est stratigraphique et la stratification se poursuit dans les argiles sur une

épaisseur d'au maximum 30 m. Ces argiles sont rouges à passées vertes avec de rares bancs minces de grès fins ferrugineux. Les Tubotomaculum apparaissent à la surface de versants lessivés. Un banc de 50 cm de calcaire gréseux rubéfié, à fine lamination, se suit sur plusieurs mètres.

Ensuite et plus bas, la stratification devient confuse et l'on passe à une masse chaotique argileuse verdâtre englobant des plaques de calcaire grenu fin à pistes sinueuses et à petits "flute-marks", ainsi que des grès blancs à traces de Zoophycos. Nombre de ces blocs sont craquelés et déformés, témoignant de contraintes subies par le banc primitif. Il ne s'agit donc pas de bancs déchaussés par des glissements superficiels et mélangés aux argiles encaissantes, mais de bancs déformés soit tectoniquement soit par slumping quand leur diagenèse était moins avancée. Plus bas, dans la pente, les affleurements sont moins dégagés mais on distingue au sein d'argiles de nombreux blocs évoquant les microbrèches du Sénonien massylien.

Selon moi, le versant nord jusqu'à l'Oued Tamellahat, ainsi que les reliefs à l'E de l'Oued el Djouza, sont constitués de flysch crétacé massylien. Les phtanites céno-mano-turonien affleurent en différents points, notamment sur la piste gravissant le flanc occidental d'Ez Zoudjes Snema.

MATTAUER (1958) a fourni d'utiles précisions stratigraphiques en récoltant:

- des grès micacés à microfaune oligocène (Lépidocyclines), appartenant aux argiles du membre numidien basal.
- des calcaires gréseux à microfaune à cachet tertiaire.
- des microbrèches calcaires céno-maniennes (?) à Orbitolina concava.

En résumé, la klippe tectonique de la Koudiat Bameur, reposant sur le Crétacé à faciès tellien par l'intermédiaire d'un coussinet de Trias (cartes de POLVECHE et MATTAUER) est constituée en grande partie de flysch crétacé. Selon moi, à sa partie supérieure, ce flysch est fortement dissocié dans une matrice argileuse ayant l'aspect d'une coulée boueuse d'origine sous-aquatique. Par-dessus se sont déposées les argiles stratifiées à Tubotomaculum puis les grès numidiens. Le Numidien serait ici en couverture stratigraphique du flysch massylien.

b) le massif de la Forêt des Cèdres

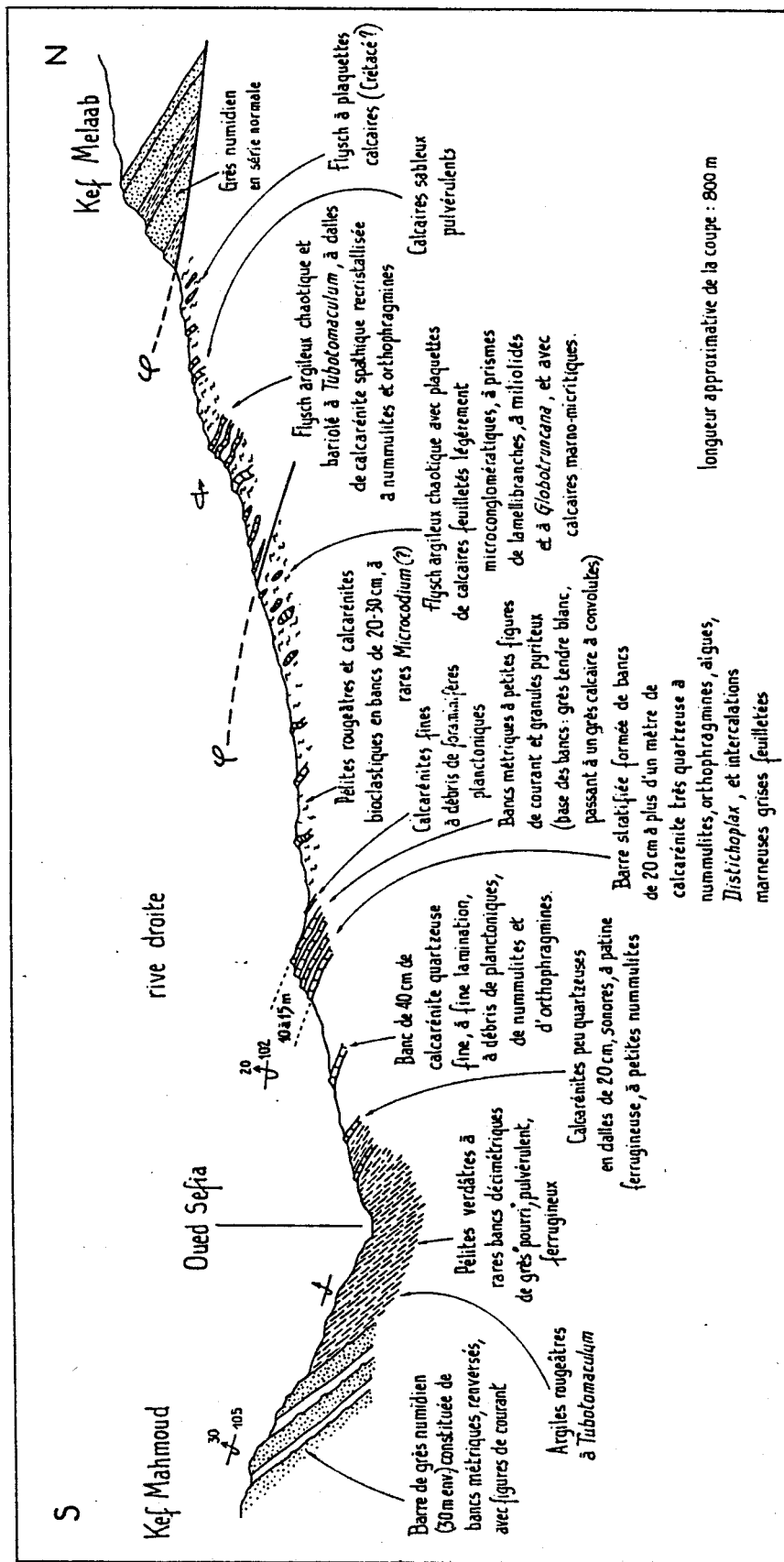
Il constitue le plus pittoresque et le plus important massif numidien de l'Ouarsenis. MATTAUER (1958) en a remarquablement analysé la structure (plissements, renversements), la stratigraphie (faune des argiles basales) et la sédimentologie (figures de sédimentation). Nous ne présenterons ici qu'une coupe destinée à préciser la nature du substratum stratigraphique des grès numidiens et à signaler une légère divergence avec l'opinion de MATTAUER. Cette coupe (fig.116) s'étend au SW du massif, entre le Kef Mahmoud et le Kef Melaab, parallèlement à la rive droite de l'Oued Sefia (feuille Bourbaki, x = 431,6 - y = 276,8 à 278,4). Elle correspond approximativement à la fig. 99 ou à la partie gauche de la coupe de figure 194 de MATTAUER (1958). Elle traverse la large dépression argileuse W-E qui s'étend entre les grès numidiens en série apparemment normale du Kef Melaab, au N, et les grès numidiens en série renversée (figures de courant) du Kef Mahmoud, au S.

Pour MATTAUER, cet ensemble argileux correspond aux argiles basales du Numidien considérées comme oligocènes bien que remaniant des faunes éocènes. Il figure en outre deux contacts anormaux qui les séparent des grès numidiens. Pour notre part, nous sommes conduits à modifier partiellement ce point de vue.

- (1) Au contact des grès numidiens renversés du Kef Mahmoud, se suit en continuité et en concordance stratigraphique, sur une centaine de mètres d'épaisseur environ, une série argilo-pélitique stratifiée, d'une teinte verdâtre assez clair. La stratification est soulignée par de rares bancs décimétriques de grès ferrugineux pulvérulents. L'échantillonnage s'est révélé azoïque.

FIGURE 116

COUPE DE L'OUED SEFIA (OUARSENIS ORIENTAL)



- (2) Plus au N, les affleurements ne permettent plus d'affirmer la continuité stratigraphique. Cependant, les têtes de bancs calcarénitiques montrent des figures de polarité et un pendage en faveur de cette conception. Ces calcarénites à petites Nummulites et plus ou moins gréseuses ont des structures de turbidites distales et un faciès proche des calcarénites de la série maurétanienne.
- (3) Les calcarénites affleurent en bancs isolés ou groupées en barres. La continuité latérale des bancs ou des barres ne se suit jamais au-delà d'une vingtaine de mètres. La succession verticale des bancs (ici renversés) semble respecter l'ordre stratigraphique normal sur une assez grande distance avec un Eocène, un Paléocène probable et un Sénonien se faisant suite.
- (4) Après un contact anormal, on reconnaît une seconde lame, renversée globalement elle aussi et plus complexe. Les bancs calcarénitiques ont un faciès proche des précédents mais ils sont plus chaotiques. Ils sont englobés cette fois dans des argiles varicolores, parfois à Tubotomaculum, alors que ce faciès n'était cantonné précédemment qu'au sommet des argiles sous-numidiennes.
- (5) Le contact avec les grès numidiens du Kef Melaab s'observe dans de mauvaises conditions et est probablement mécanique.

En conclusion, la coupe de l'Oued Sefia conduit à l'interprétation suivante:

- Il s'est produit sur cette coupe un rapprochement tectonique de deux séries couronnées chacune par une couverture numidienne; celles-ci sont stratigraphiquement et paléogéographiquement différentes.
- Antérieurement à cette couverture commune, chacune de ces deux séries semble avoir été affectée par d'autres mouvements:
 - . La série méridionale a enregistré des effets peu importants. Ceux-ci se sont produits avant le dépôt du membre numidien inférieur qui est resté régulièrement stratifié. Les niveaux calcarénitiques sénoniens à éocènes, s'ils sont disjoints, ont gardé une certaine ordonnance.
 - . La série septentrionale a subi des déformations qui ont disjoint les bancs et fait fluer les argiles, les amenant vraisemblablement à s'écouler et à se résédimer partiellement (certains niveaux bariolés et contournés pourraient en être l'expression, mais il est difficile de différencier les structures de fluage anciennes de celles actuelles).

Selon moi, une série sénono-oligocène constitue le substratum des grès numidiens, et non une série ramenée au seul Oligocène. C'est une tectonique antérieure à un Oligocène mal daté (ressemblance avec d'autres formations fossilifères) et dont les effets sont diversement ressentis qui est responsable de la désorganisation du matériel, suivie éventuellement d'un remaniement sédimentaire.

c) Le massif du Kef el Beï'da

Le massif de la Forêt des Cèdres se prolonge sur la rive orientale de l'Oued Rhoul pour former le massif du Kef el Beï'da. On y retrouve les argiles numidiennes, accompagnées de microbrèches calcaires dans lesquelles MATTAUER (1958) cite des faunes éocènes (p.261). Par ailleurs, nous avons observé, à proximité d'Aï'n Mabrouk, au SE du massif (feuille Taine, x = 443,7 - y = 276,9), un coussinet de flysch crétacé supérieur (phtanites bitumineux et calcaires fins, craquelés, à flute-marks) coincé entre les grès numidiens d'une part, et des marnes à blocs de calcaires marneux du Crétacé supérieur "tellien", d'autre part.

d) Le massif du Djebel Laghouate

Le Djebel Laghouate est constitué d'un grand radeau de grès numidiens reposant de manière disharmonique, souvent par rabotage basal, sur les terrains sous-jacents. MATTAUER (1958) décrit l'édifice suivant, de haut en bas:

Grès numidiens, contact anormal à Trias, argiles numidiennes pouvant inclure (tectoniquement ?) du Trias, contact anormal avec Trias, flysch créacé, contact anormal avec Trias, nappe B.

Plusieurs remarques peuvent être faites:

- 1) Je n'ai pu observer d'affleurement montrant avec certitude une continuité stratigraphique entre les argiles et les grès numidiens.
En un point, près des mechtas à l'E d'Al'ne Sfia (feuille Taine, x = 455,6 - y = 274,2) s'étendent des argiles fluantes, rouges et vertes à Tubotomaculum. Apparemment inclus dans celles-ci et près du contact avec les grès numidiens, se place un niveau marneux brun clair qui a livré à Madame BIZON une riche microfaune de l'Eocène inférieur, probablement la partie supérieure (zone à Globorotalia formosa-aragonensis).

Mon interprétation est qu'il s'agit d'une masse resédimentée dans les argiles à Tubotomaculum.

- 2) Une observation importante a été consignée par MATTAUER (1958). Dans les argiles numidiennes basales s'intercalent des grès quartzeux micacés, en bancs métriques, de couleur jaune pâle, riches en Lépidocyclines et "Miogypsina (Miogypsinoides) complanata". Cette description s'accorde avec celle du faciès grés-micacé, mais je n'ai pu retrouver le gisement signalé. Le Numidien du Dj. Laghouate montre donc à sa partie inférieure des apports sédimentaires de nature "grés-micacée".
- 3) Le flysch créacé-éocène sous-jacent a une structure interne complexe. Dans le désordre s'y distinguent: du flysch argilo-quartzitique albo-aptien, des phanites cénomano-turoniens, du flysch argilo-calcaire à bancs et plaquettes feuilletées à Globotruncana du Sénonien, des calcarénites quartzieuses à Orthophragmines et Nummulites de l'Eocène.
- 4) Au N du massif, selon MATTAUER (1958), le Trias occupe une position peu fréquente dans le contact mécanique entre les argiles numidiennes et le flysch créacé, ou même au sein des argiles numidiennes.
- 5) Au-dessous du flysch créacé-éocène et appartenant, selon MATTAUER, à une lame tectonique inférieure (B3), existe de manière assez régulière un coussinet de Sénonien microbréché et conglomératique. C'est la mention la plus occidentale de ce faciès à galets arrondis (parmi lesquels des galets de roches éruptives) et qui se développe largement autour des Biban (cf. travaux de CAIRE et de KIEKEN) et peut-être au-delà : série ultra-tellienne d'Ouelbane (RAOULT, 1974; VILA, 1978).

e) Le massif du Djebel Tikledja

Ce petit monoclinal de grès numidiens prolonge vers le NW le massif de la forêt des Cèdres (MATTAUER, 1958).

f) Le massif du Djebel Nador

A la base des grès numidiens, MATTAUER (1958) signale ici encore une semelle quasi-continue d'argiles numidiennes renfermant localement des microbrèches calcaires à Nummulites et Orthophragmines du Lutétien supérieur.

g) L'Oligocène présumé de l'Oued el Krammes

A l'E de Tarik Ibn Zyad (ex-Marbot), l'Oued el Krammes entaille l'important massif de flysch créacé du Djebel Ouanzil (feuille Teniet el Haad, x = 453,5 - y = 299,5). MATTAUER (1958) décrit une coupe à la base de cette klippe (cf. fig.100, p.265) qu'il rapporte en partie au Numidien. Cette coupe réexaminée (fig. 117) suscite quelques remarques:

- 1) Les terrains impliqués possèdent une structure chaotique et les bancs n'ont aucune continuité.
- 2) L' "Oligocène fossilifère" de MATTAUER n'est qu'une interprétation hypothétique puisque toutes les faunes incluses dans les blocs sont éocènes.
- 3) Les pélites englobant les blocs rappellent les pélites priabono-oligocènes des séries maurétaniennes.
- 4) Les blocs calcaro-gréseux inclus présentent des faciès assimilables à ces mêmes séries (Paléocène-Éocène).
- 5) Le Sénonien, qu'on peut supposer appartenir au même ensemble, montre un faciès calcarénitique et conglomératique assez comparable au Sénonien maurétanien.

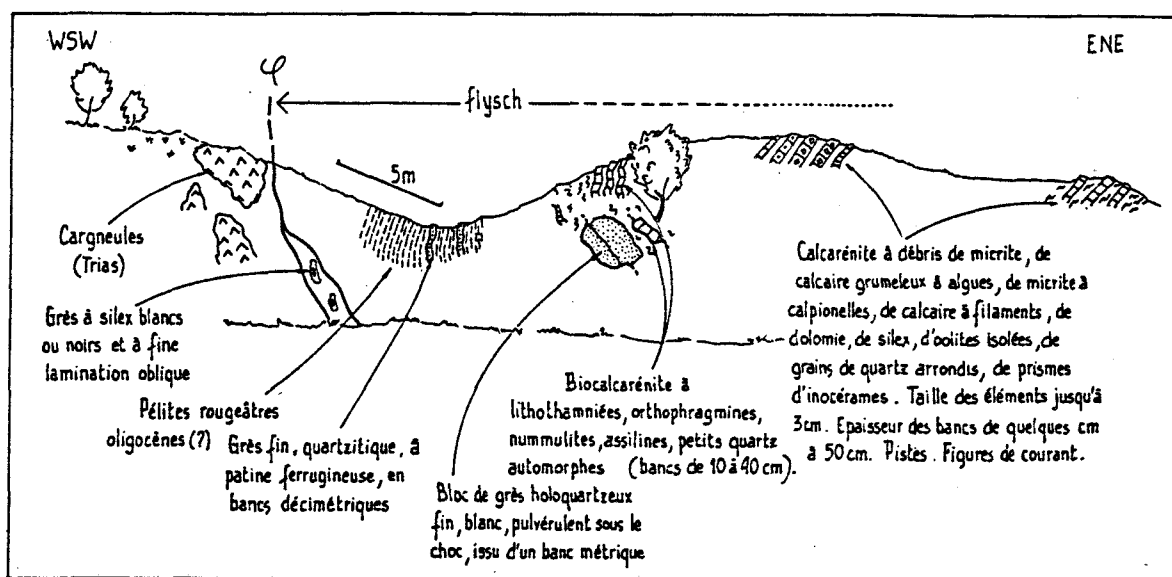


FIGURE 117 - COUPE DE L'OUED EL KRAMMES (OUARSENIS)

L'assimilation au Numidien des terrains chaotiques en semelle du flysch crétacé peut donc être mise en doute (à l'époque, le Numidien était le seul flysch oligocène reconnu).

3) Conclusions partielles sur le Numidien de l'Ouarsenis

Les observations les plus significatives portent sur le substratum des grès numidiens.

Dans l'Ouarsenis occidental (Kef Techta, Dj. Saadia), le faciès argileux varicolore semble mal représenté et peut être remplacé par un faciès marno-pélitique. Le flysch crétacé ne paraît pas y être associé.

Dans l'Ouarsenis oriental (Dj. Bameur, Forêt des Cèdres, Kef el Bei'da, Dj. Laghouate), les argiles de base du Numidien sont le plus souvent associées à un flysch crétacé. Leur faciès est variable: argileux et varicolore à Tubotomaculum généralement, mais également pélitique gris brun ou rougeâtre.

L'essentiel de l'analyse stratigraphique de MATTAUER reste actuel, cependant notre interprétation diffère fondamentalement sur le chapitre des remaniements. Ainsi qu'il vient d'être vu, l'ensemble argileux sous-jacent aux grès numidiens renferme des calcarénites fossilifères. Pour MATTAUER, les fragments de Foraminifères ont été remaniés un par un dans des bancs déposés au cours de l'Oligocène. Pour moi, les bancs de calcarénites se sont déposés bien antérieurement (Éocène, Paléocène et Sénonien) et ce n'est que postérieurement au Lutétien supérieur qu'ils ont été fragmentés, dissociés, voire inclus en tant que blocs dans une sédimentation fine de l'Oligocène. En effet, les faciès

calcarénitiques sont très semblables aux faciès analogues du Maurétanien que l'on peut observer, en d'autres lieux et sans ambiguïté, en succession stratigraphique normale. Ces faciès typiques ne contiennent jamais de faune oligocène.

Les phénomènes tectoniques et sédimentaires de l'Oligocène ne revêtent pas partout la même importance. Dans certains cas, comme dans la coupe de l'Oued Sfia, on peut avoir l'impression localement d'une continuité stratigraphique du Sénonien à l'Aquitanien.

D) Les flyschs oligo-miocènes au NE de l'Atlas de Blida

L'existence de Nummulitique supérieur sur le revers nord de l'Atlas blidéen est connue depuis longtemps (FLANDRIN, 1948). Plus récemment, BONNETON (1977) a réexaminé la stratigraphie et la structure de la région en suivant les conceptions actuelles. J'en reprendrai ici les principales conclusions, n'ayant personnellement effectué qu'une rapide tournée en compagnie de H.LELUC.

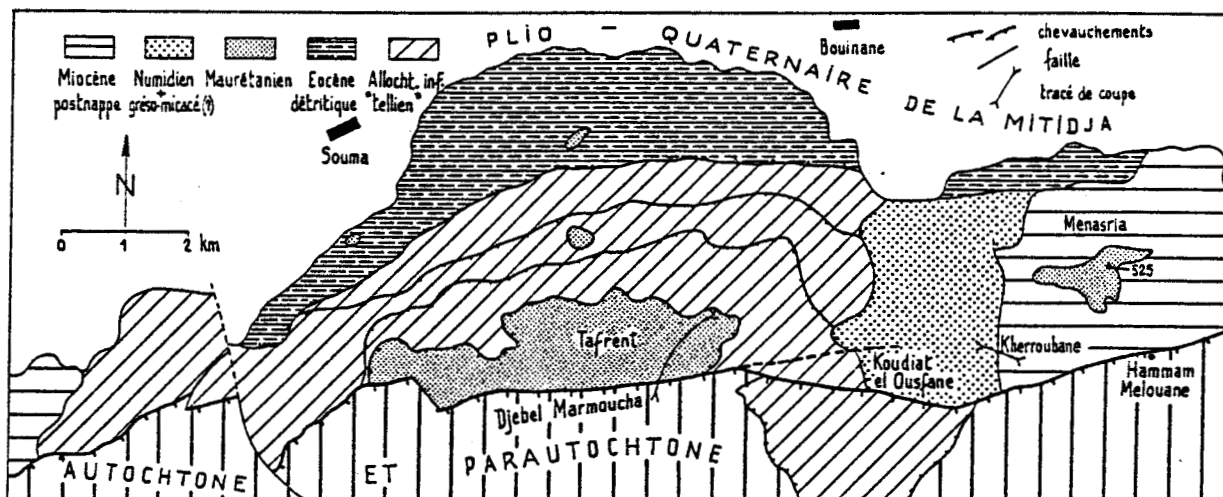


FIGURE 118

LES FLYSCHS OLIGO-MIOCENES AU NE DE L'ATLAS DE BLIDA d'après BONNETON (1977)

Cette zone témoigne de trois phases tectoniques majeures:

- Une première phase mal datée (Eocène, Crétacé...) accompagnée de schistosité et d'épimétamorphisme (faciès des schistes verts).
- Une seconde phase (Burdigalien supérieur, anté-N8) qui entraîne la mise en place des nappes du N vers le S.
- Une troisième phase (Serravalien, post-N12) de chevauchement du S vers le N. Cette phase est à l'origine, en particulier, du grand contact nord de l'Atlas de Blida qui fait s'affronter le Crétacé inférieur autochtone (relatif) au S et un édifice d'unités allochtones au N (fig. 118).

Parmi les unités allochtones, certaines occupent une position inférieure et sont composées de terrains crétacés à faciès tellien interne. Deux autres unités reposent sur les précédentes et sont formées de terrains d'âge crétacé-aquitainien à faciès flysch. Il s'agit, selon BONNETON :

- d'une unité à "Eocène détritique",
- d'une unité de "flysch grésomiacé".

L'unité à "Eocène détritique" est chaotique. On y trouve des calcaires gréseux, des grès ferrugineux, des microbrèches, intercalés dans des marnes ocres ou des

pélites lie-de-vin et vertes. Les faunes caractérisent l'Yprésien à l'Eocène supérieur. BONNETON rapproche cet Eocène de celui de la couverture la chaîne calcaire (dorsale), ce qui est vraisemblable d'après l'épaisseur importante et le faciès de certains bancs. On peut encore imaginer de le rattacher au Maurétanien, ou encore à un ensemble tectono-sédimentaire à blocs de chaîne calcaire.

L'unité de "flysch grés-micacé" apparaît, selon BONNETON, dans:

- le massif de Tafrent,
- le massif de la Koudiat el Ousfane,
- le chañon du signal 525, entre Menasria et Kherroubane,
- trois minuscules klippes, entre Tafrent et Souma (qui pourraient bien appartenir à l'ensemble "Eocène détritique").

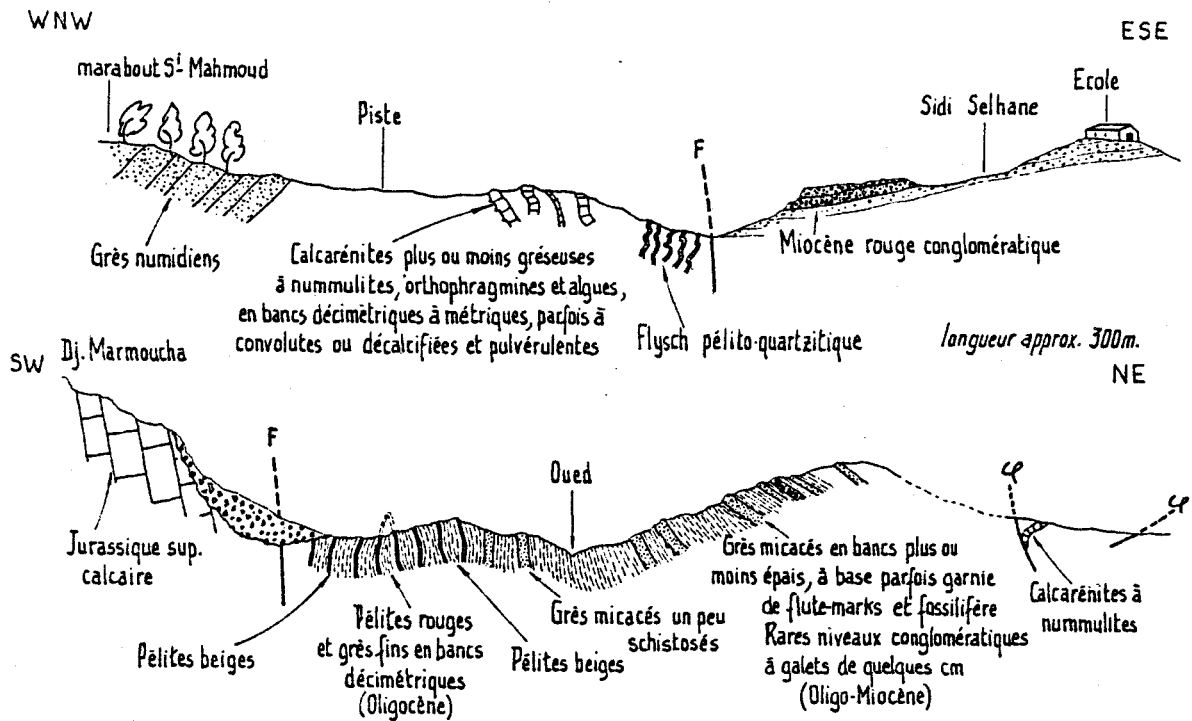


FIGURE 119 - DEUX COUPES DANS LES FLYSCHS A L'EST DE BLIDA
(traces représentées sur la figure 118)

Quelques coupes succinctes m'amènent à considérer que la Koudiat el Ousfane n'appartient pas au flysch grés-micacé, ainsi que l'indique BONNETON. En effet, ce sont exclusivement des grès numidiens que l'on suit sur la piste entre Kherroubane et le point culminant de la Koudiat. Il y aurait donc, soit juxtaposition tectonique de grès numidiens et de grès micacés, soit un massif mixte (mérinide). Les grès numidiens reposent, stratigraphiquement semble-t-il, sur un ensemble tectonisé de calcarénites éocènes à Nummulites et Orthophragmines et sur un flysch pétilo-quartzitique (fig.119).

Le massif de Tafrent est formé d'un flysch maurétanien typique, crétaçé supérieur à aquitanien (BONNETON, p.41). Plusieurs lames tectoniques semblent exister (fig.119). Comme particularité, j'ai observé, au sein des grès micacés, des niveaux conglomératiques contenant des galets calcaires de quelques centimètres de diamètre.

Le chañon du signal 525 a été décrit par FLANDRIN (1948) comme Nummulitique supérieur à faciès kabyle, ce qui correspond au flysch grés-micacé. Il y cite une faune oligocène à Lépidocyclines.

E) Le Numidien à l'E de Tablat

En 1948, FLANDRIN a reconnu et décrit le "Néonummulitique à faciès numidien" à l'E de Tablat, dans le massif du Djebel Mesguida. Il a souligné également l'originalité d'une partie de ce massif, le Kef Tigrebine, dans lequel des "grès mollassiques et psammitiques tendres s'intercalent par places dans les grès quartzeux" et qui livre une faunule à Lépidocyclines. La cartographie plus récente d'HERVOUET (1974) nous offre un cadre structural et des précisions stratigraphiques que nous adopterons ici.

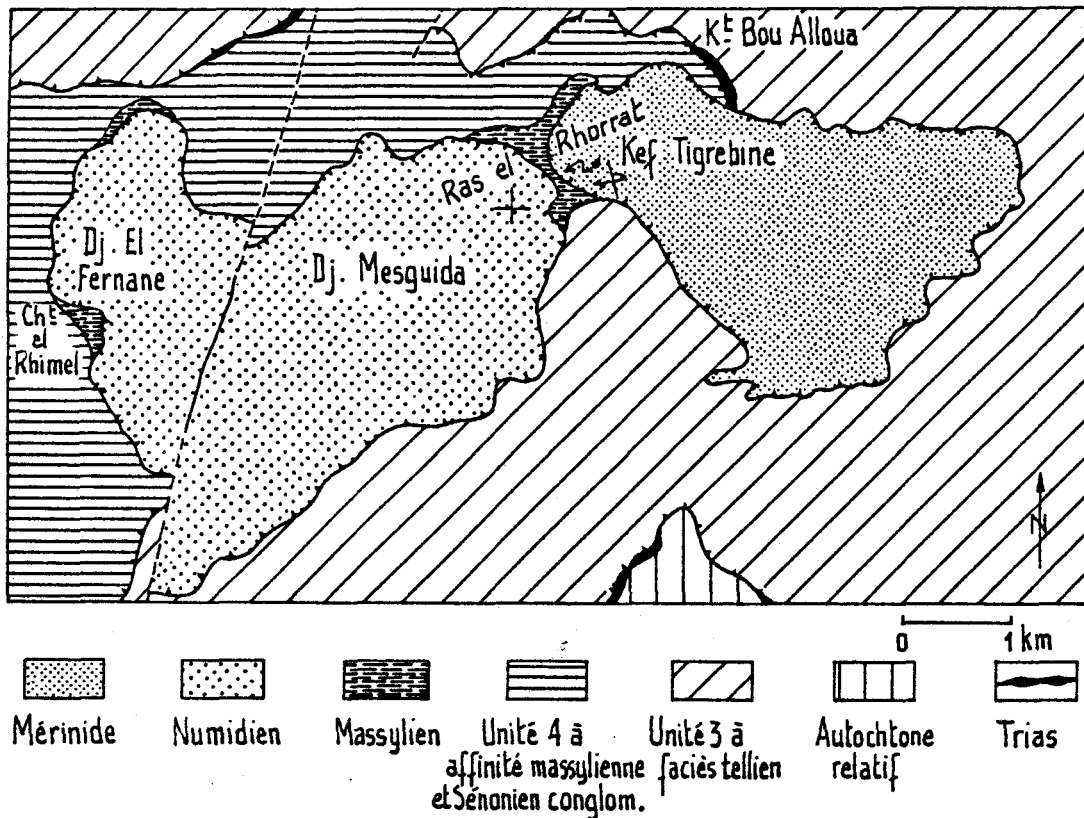


FIGURE 120 - LES FLYSCHS OLIGO-MIOCENES A L'EST DE TABLAT
modifié d'après HERVOUET (1974)

Morphologiquement, trois reliefs se détachent: le Djebel el Fernane, le Djebel Mesguida et le Kef Tigrebine (fig.120). Le Dj. el Fernane et le Dj. Mesguida appartiennent à un même ensemble numidien découpé par une fracture tardive nord-sud. Le Kef Tigrebine appartient à un autre ensemble, de type mérinide, que nous examinerons ultérieurement. Leur relations tectoniques, au niveau du point de contact au Ras el Rhorrat, ne sont pas évidentes selon HERVOUET. Sur le schéma cartographique, nous avons retenu que les ensembles numidien et mérinide sont déconnectés et qu'ils chevauchent tous les deux une lame de flysch massylien à microbrèches. Selon moi, les dislocations et les renversements de couches semblent indiquer que les deux massifs gréseux sont entrés en collision et peut-être que le Kef Tigrebine a tourné par rapport au Dj. Mesguida.

Les grès numidiens du Dj. Mesguida et du Dj. el Fernane reposent avec un pendage généralement faible sur les assises sous-jacentes, soit en accordance, soit avec un léger rabotage basal (HERVOUET, 1974, p.83).

Le membre basal argileux numidien présente une épaisseur variable et est parfois absent. Il s'agit de pélites rougeâtres ou gris vert à passées rougeâtres dans lesquelles de rares Tubotomaculum sont couchés dans le plan de stratification. Entre le Dj. el Fernane et le Dj. Mesguida, au S du massif vers le point coté 791, on peut voir des argiles rouges fluantes, à Tubotomaculum,

contenant des blocs de calcarénite fine (Crétacé supérieur ?) parfois tapissés de granules de pyrite, ainsi que des blocs de calcaire fin bitumineux.

Sur le flanc ouest du Dj. el Fernane, à proximité du Chabet el Rhimel ($x = 348 - y = 558,8$), le Numidien repose sur un flysch argileux, gris bleu à l'état frais et rougeâtre à l'état altéré, à plaquettes de calcaire gréseux fin à pistes (Crétacé supérieur massylien), puis sur des conglomérats à galets de 4-5 cm de diamètre (calcaire oolithique, calcaire à pustules siliceuses) intercalés de microbrèches à débris de dolomie, de silex, de tests d'Inocérames. Plus au S, il repose directement sur les phanites céno-mano-turoniens plus ou moins bréchiques et sur des microbrèches cariées (flysch massylien). Selon HERVOUET, le contact est tectonique et désolidarise les argiles numidiennes (lame 6b) et le flysch crétacé (unité 5), ce qui ne m'apparaît pas indiscutablement démontré (une discordance stratigraphique des argiles infra-numidiennes pourrait être envisagée).

F) Le Numidien nord-bibanique

Sous ce terme sont regroupés trois massifs situés dans la zone montagneuse comprise entre la plaine des Arib, au S, et l'Oued Isser, au N, approximativement sur le méridien de Bir Rabalou (fig.121). Il s'agit :

- du Djebel Maghraoura,
- de l'Hadjar Metennen,
- du massif de Zahrar, sur la rive droite de l'Oued el Melah (FLANDRIN, 1948, fig.67), en dehors de la figure 121.

Ces trois massifs sont répertoriés par FLANDRIN (1948), le troisième y étant mentionné comme une découverte de LAMBERT.

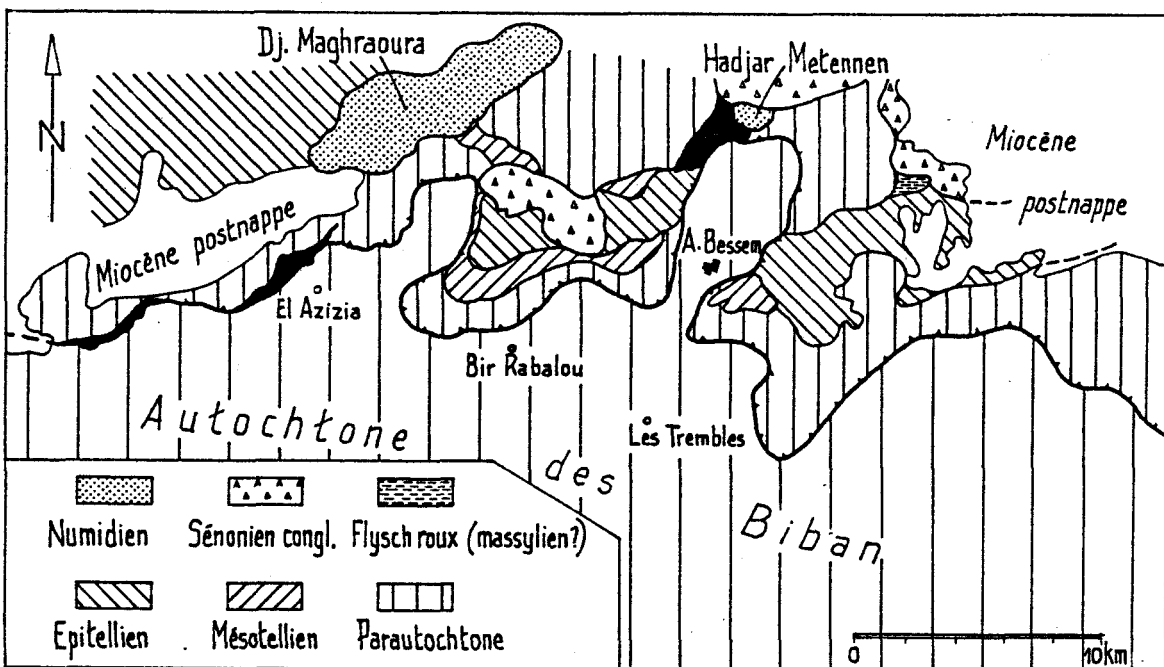


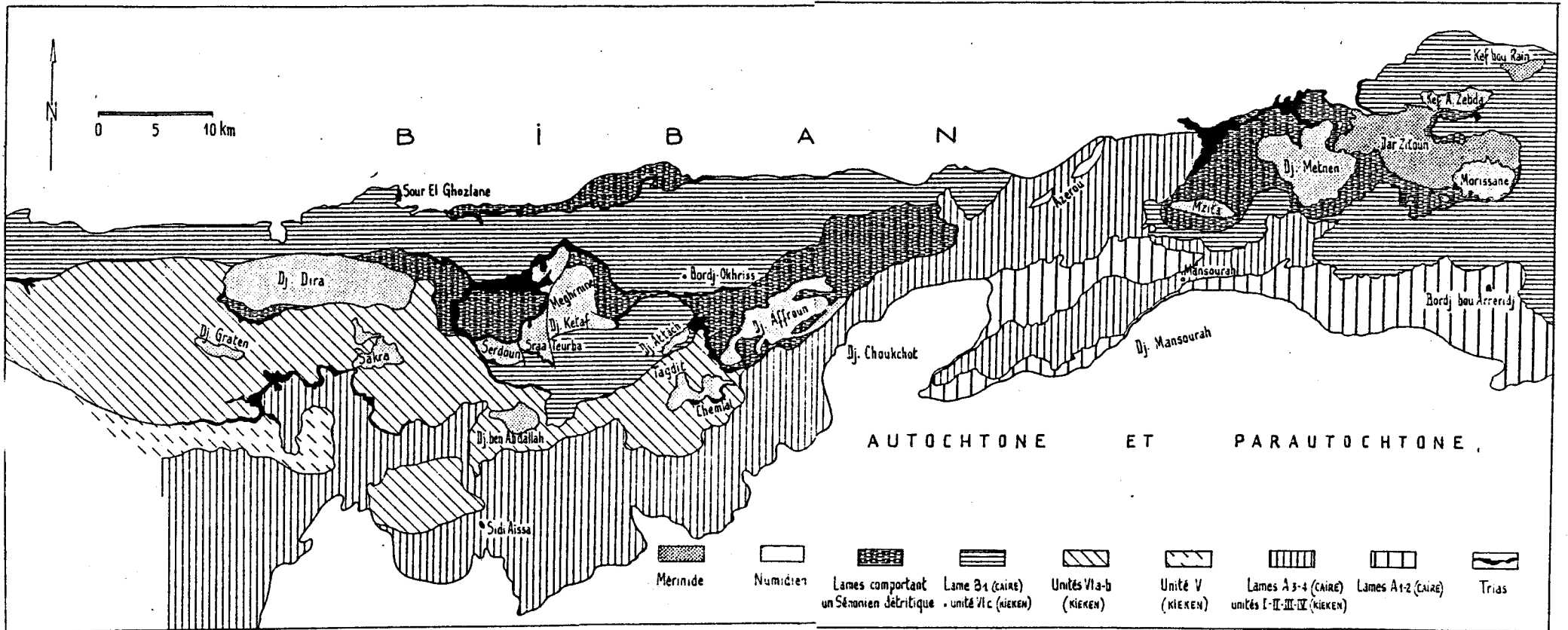
FIGURE 121 - LE NUMIDIEN NORD-BIBANIQUE, PRES DE BIR RABALOU
d'après KIEKEN, 1975

Les géologues de la S.N.REPAL (cf. KIEKEN, 1975) ont cartographié les massifs du Dj. Maghraoura et de l'Hadjar Metennen (fig.121). Selon eux, l'édifice structural comprend de haut en bas :

- 1) La nappe numidienne,
- 2) L'unité de Hoche formée de Sénomien conglomératique (nappe sous-numide, unité VII, selon la terminologie de Kieken expliquée plus loin),

FIGURE 122

LE NUMIDIEN DANS LA ZONE SUBBIBANIQUE
modifié d'après KIEKEN (1974) et CAIRE (1957)



- 3) L'unité de Bertville formée de Sénonien calcaire et marneux à boules jaunes (nappe épitellienne, unité VI c),
- 4) Le "flysch" microbréchiq ue roux coniacien de la formation d'Aboutville, d'aspect massylien (nappe épitellienne ?, unité VI bis),
- 5) L'unité d'Al'n Bessem formée de Paléocène - Lutétien (nappe mésotellienne, unité IV),
- 6) Le parautochtone (?) de la Koudiat el Hamra.

Le Numidien repose tectoniquement, en rabotage basal, sur les diverses unités précédentes (KIEKEN, 1975, coupes p.206). La formation d'Aboutville a posé à ses créateurs la question de son appartenance. Ses caractères de flysch la rapprochent en effet soit de la "nappe sous-numide" à Sénonien conglomératique, soit du flysch massylien. Or, elle est tectoniquement recouverte par l'unité épitellienne de Bertville. On peut se demander s'il n'y aurait pas comme dans d'autres cas (Grande Kabylie, par exemple) une inversion structurale.

G) Le Numidien de la zone subbibanique

La zone subbibanique est un ensemble structural défini par CAIRE (1957) comme "situé entre la retombée méridionale des calcaires cénomaniens de la zone bibanique, et l'autochtone". Il n'y correspond pas d'entité géographique précise. Elle est encore synonyme de la "zone sud-tellienne" des géologues de la S.N. REPAL.

A partir des travaux des précédents auteurs, on peut définir les grands ensembles structuraux suivants, de bas en haut :

- (1) L'autochtone présaharien,
- (2) Le subautochtone, soit en position méridionale (type Dj. Choukhot) soit en écaillés ou en horsts (type Azerou),
- (3) Le faux-autochtone de la fenêtre bibanique, puisqu'en réalité lui-même charrié,
- (4) Les formations allochtones composées d'un empilement de nappes.

La figure 122 distingue ou regroupe des ensembles structuraux qualifiés par leurs inventeurs de nappes, d'unités ou de lames.

A partir du bas dans l'édifice structural, on reconnaît :

- ° La nappe infratellienne de KIEKEN, ou lames A1-A2 de CAIRE, formée de Miocène contenant des klip pes sédimentaires crétacées - nummulitiques.
- ° La nappe mésotellienne comportant les unités I, II, III et IV de KIEKEN, peut être équivalente des lames A3-A4 de CAIRE. Elle est formée de Sénono-Eocène en général et d'Oligo-Miocène en plus à l'W.

Les trois divisions suivantes appartiennent à :

- ° La nappe épitellienne de KIEKEN :
 - . L'unité V oligocène, marno-gréseuse. Elle n'existe qu'à l'W et constitue la couverture probable de l'unité VI suivante.
 - . Les unités VIa et VIb (Albien-Eocène).
 - . L'unité VIc (Cénomarien-Lutétien supérieur) de KIEKEN ou lame B1 de CAIRE. Le Sénonien supérieur de cette lame est caractérisé par le développement du faciès marneux à "boules jaunes".

Puis vient un ensemble de

- ° Lames comportant un Sénonien détritique. Un tel regroupement se justifie, à mon sens, par l'existence d'un même faciès de résédimentation, probablement turbiditique ou contouritique, encore appelé "flysch à microbrèches". Les éléments remaniés y présentent d'étroites similitudes.

En dehors de cette convergence, des variations de faciès permettent de reconnaître un découpage tectonique :

- La lame VI d de KIEKEN (ou son équivalent probable la lame B2 de CAIRE) constitue un faciès de transition. Elle est essentiellement marneuse et contient encore quelques boules jaunes, mais on y note l'apparition de plaquettes microbréchiques et de quelques lits de poudingues.

- La lame VII de KIEKEN (ou son équivalent la lame C1 de CAIRE, dite à Sénonien conglomératique) montre l'association de marnes microbréchiques et de conglomérats. Ce faciès pourrait correspondre à une base de talus.

- La lame de flysch crétacé de type massylien (ou lame C2 de CAIRE) voit la disparition des conglomérats et la prédominance des argiles. Ce flysch est inconnu (ou mal représenté) à l'W de la zone subbibanique.

- ° Le Numidien (unité VIII de KIEKEN, lame C3 pro parte de CAIRE).
- ° Le flysch mérinide (lame C3 pro parte de CAIRE).

Ces quatre dernières lames peuvent comporter un Miocène discordant qui n'a pas été représenté sur la figure 122.

Le Numidien est disposé géographiquement en deux ensembles, occidental et oriental, du fait d'une structure anticlinale oblique (Choukhot-Azerou). Les différents massifs sont de plus ou moins grande étendue et composent d'W en E:

- Pour l'ensemble occidental: Le Djebel Graten, le Djebel Dira, le Djebel Sakra, le Djebel Serdoun, le Djebel ben Abdallah, le Djebel Sraa Teurba, les Dj. Meghrnine et Ketaf, le Djebel Attach, les Dj. Tagdit et Chemlal, le Djebel Affroun.
- Pour l'ensemble oriental: Le Djebel Mzita, le Djebel Metnen, le Kef Ai'n ez Zebda, le Djebel Morissane.

Seuls les principaux massifs parcourus seront examinés.

1) Le Djebel Dira

Le Djebel Dira constitue, avec ses prolongements méridionaux des Djebel Graten et Djebel Sakra, le massif le plus à l'W de la zone subbibanique.

La structure des grès numidiens apparaît bien sur le terrain telle que la décrit KIEKEN (1975, fig 213) avec un flanc nord formé d'un double pli anticlinal-synclinal et un flanc sud possédant un faible pendage. Les bancs de grès ont une polarité normale attestée par des figures de courant. Un contact tectonique, à Trias parfois, fait reposer le Numidien soit sur le Maestrichtien à microbrèches (unité VI d) soit sur le Maestrichtien marneux (unité VI b). J'ai relevé deux coupes, l'une vers la terminaison occidentale, l'autre dans la partie médiane à proximité d'Ai'n Meriem. Toutes deux montrent la continuité stratigraphique du membre argileux basal et du membre gréseux. Des ravines aux flancs redressés permettent une bonne observation du membre basal qui offre une certaine originalité. De haut en bas on relève :

- 1) environ 30 m d'argiles bien stratifiées, à niveaux durcis et encroûtés, de teinte brunâtre, à nombreux Tubotomaculum, passant vers le bas à des pélites de même teinte comportant de nombreuses intercalations de plaquettes quartzitiques couvertes de pistes.
- 2) environ 50 m d'un flysch pélito-marneux à petits bancs gréso-calcaires à pistes. Isolément, s'observe un banc de calcaire marneux d'une vingtaine de cm d'épaisseur.

On constate donc :

- l'absence du faciès argileux varicolore remplacé par un faciès pélitique brun,
- une évolution verticale se manifestant par des détritiques de plus en plus fins vers le haut, ainsi que par un appauvrissement progressif de la teneur en carbonate.

En liaison avec le pourcentage de carbonate, le second terme contient plus ou moins de microfaune :

- dans la partie supérieure, un échantillon a fourni une faune rare à Globigerina cf. tripartita et G.pseudovenezuelana à côté d'indéterminables;
- dans la partie inférieure, à côté d'Agglutinants, de rares Benthiques et de quelques Radiolaires, on reconnaît les Planctoniques suivants : Globigerinita dissimilis (R), Globigerina praebulloides leroyi, G. pseudovenezuelana, G. praebulloides, Globorotaloides suteri. (détermination G. BIZON).

La répartition de ces espèces est étendue. G. BIZON propose hypothétiquement la zone à G.ciperoensis (?) de l'Oligocène supérieur, en fait ces faunes peuvent couvrir tout l'Oligocène.

Le nannoplancton examiné par FEINBERG donne :

- pour la partie basale (éch.78-41-1) : Ismolithus recurvus, Coccolithus formosus, Reticulofenestra umbilica, R. hillae, Discoaster tani, Sphenolithus predistentus (zone NP 21 si non-remanié).
- pour la partie sommitale du second terme (éch.78-41-2) : Dictyococcites bisectus, D. abisectus, Coccolithus floridanus, Helicosphaera intermedia, Sphenolithus distentus, S. predistentus, Reticulofenestra sp. (zone NP 23 si non-remanié).

Hormis des remaniements toujours possibles, il semble donc que la base du membre inférieur numidien appartienne ici à l'Oligocène inférieur-moyen.

2) Le Djebel Serdoun

La structure générale du Dj. Serdoun est monoclinale avec un rabotage basal (KIEKEN, 1975, fig.127). Le membre numidien inférieur apparaît ainsi en coin sur le flanc sud. Au N d'El Mekam, j'y ai relevé la coupe suivante, du haut en bas à partir des grès numidiens :

- (1) Hiatus d'observation (20 m),
- (2) Argiles brun rougeâtre non varicolores, à Tubotomaculum présents surtout au sommet, à minces plaquettes de grès fin à ciment ferrugineux et à lamination de déplacement de rides (20 m),
- (3) Argiles plus grises (10 m),
- (4) Argiles fluantes, à Tubotomaculum à la partie supérieure (50 m),
- (5) Pérites marneuses chaotiques à nombreuses plaquettes de calcaire à fine lamination, à nombreuses pistes, riches en petits Planctoniques.
- (6) Pérites marneuses grises contenant des bancs de calcaire marneux blanc.

Les termes 2 à 4 sont assurément numidiens, les autres sont rapportés sans preuve à des faciès crétacés telliens. La réalité d'un contact anormal est difficile à démontrer dans cet ensemble argileux; il est supposé passer à la base du terme 4 bien qu'aucun enduit de Trias n'y ait été observé. Le terme 3 a livré à Madame BIZON : Globigerinita dissimilis et G. unicus (T.R.) et des débris de poissons. La nanoflore reconnue par FEINBERG est la suivante : Sphenolithus distentus, S. predistentus, Dictyococcites bisectus, Cyclicargolithus floridanus, Helicosphaera compacta, donnant un âge NP 23.

Les faciès du membre numidien inférieur ressemblent à ceux du Dj. Dira, avec cependant un peu moins de plaquettes de grès. L'âge est également comparable.

3) Les Djebels Meghrnine et Ketaf

L'ensemble Meghrnine-Ketaf juxtapose plusieurs petits massifs numidiens séparés par des contacts chevauchants (KIEKEN, 1975, fig.127). Le rabotage basal des grès est visible au Dj. Ketaf, ainsi que dans la partie médiane du massif. Au N du Dj. Meghrnine, les bancs de grès reposent presque à l'horizontale. Un contact vertical d'orientation N-S sépare d'autre part le Dj. Meghrnine en une partie orientale et une partie occidentale.

Je n'ai pas eu l'occasion d'examiner les argiles de base du Numidien au S du Dj. Ketaf qui doivent être la prolongation de celles du Dj. Serdoun. Les deux parties, orientale et occidentale, du Dj. Meghrnine ne montrent pas le même édifice :

- A l'Est : les grès numidiens reposent sur un ensemble argileux brun verdâtre à petites plaquettes de grès fin. Les éboulis masquent largement leur observation (100 m max.). Puis vient un ensemble détritique et conglomératique que KIEKEN (1975) scinde en un Miocène conglomératique et une Crétacé à microbrèches. Je n'ai personnellement pas reconnu cette distinction, ces deux faciès étant pour moi intimement liés. L'inventaire des galets est fourni par KIEKEN (1975, p.119). L'attribution au Miocène repose sur la présence de galets lutétiens à grandes Nummulites (que je n'ai pas retrouvés) et sur la proximité du Miocène au Djebel Fahl (qui présente cependant des teintes différentes). Cette conclusion stratigraphique me paraît donc peu fondée, ainsi peut-être que la réalité du contact tectonique.
- A l'Ouest : les argiles de base du Numidien affleurent assez bien mais leurs relations avec les grès numidiens ne semblent pas stratigraphiques. A 600 m au S de l'école, un ravin entaille des argiles varicolores (rouges et vertes) à Tubotomaculum. Au sein des argiles sont englobés des blocs de nature variée :
 - grès quartziteux essentiellement, souvent craquelés ;
 - grès calcaires fins à lamination de déplacement de rides, en bancs de 40 cm, à aspect macroscopique de calcaire à Microcodium (en L.M. se révèle être un calcaire finement biodétritique) ;
 - grès calcaires à base garnie de "flute-marks" ;
 - calcaires siliceux à aspect phtanitique, à fantômes de Globotruncana ;
 - calcarénites feuilletées bioclastiques à Globotruncana et à matrice argileuse.

Il semblerait que le mélange de ces éléments à faciès flysch massylien dans des argiles à Tubotomaculum soit de nature sédimentaire plutôt que tectonique (absence de traces de friction).

4) Le Djebel Affroun et le Djebel Ahlala

Ce massif numidien qui est représenté comme unique sur les cartes existantes semble en fait composé de plusieurs massifs juxtaposés. Bien que reconnu de longue date, le Numidien sensu stricto qui y affleure a suscité peu de descriptions détaillées (FLANDRIN 1948, CAIRE 1957, KIEKEN 1975) . Il repose largement sur le flysch crétacé supérieur massylien dans toute sa partie nord-orientale, mais pas en totalité ainsi que le figure la cartographie des différents auteurs.

C'est le flysch crétacé (= flysch crétacé du massif d'Harraza de CAIRE) surmonté par un Miocène discordant (Djebel Bou Zid, Koudiat el Hamra ?) qui a retenu particulièrement l'attention de ces géologues car c'est en cet endroit de la zone subbibanique qu'il est le mieux représenté.

Avant que CAIRE ne démontre péremptoirement son caractère charrié, il convient de rappeler les prémonitions exprimées avec réserve par FLANDRIN dès 1948. Ainsi dans son texte, après avoir énoncé certains arguments de faciès et de faunes, FLANDRIN s'exprime en ces mots :

"Ces différents facteurs suggèrent une hypothèse audacieuse qui consisterait à voir, dans les dépôts attribués jusqu'ici au Nummulitique supérieur du massif du Dj.Bou Zid, le témoin d'une énorme nappe de charriage, formée de flysch albo-aptien, dont les racines se situeraient au Sud du Djurdjura et qui aurait déferlé avant le Burdigalien, par dessus la Chaîne des Biban. Malgré les arguments existant en faveur de cette hypothèse, et en dépit du caractère séduisant de celle-ci, je ne pense pas que cette interprétation puisse être retenue, tout au moins en l'état actuel de nos connaissances".

Pour ma part et à la suite d'une rapide tournée, je n'évoquerai que quelques points relatifs au substratum tectonique ou stratigraphique du Numidien, à la nature de son membre basal et à la présence présumée d'une formation siliceuse éocène. Trois coupes sont présentées (feuille de référence : AUMALE 1/200 000).

Coupe 1, située entre Souk el Khemis et Mechta A. Kanene, au NW du Dj. Affroun (1454m).

Elle permet d'observer la superposition tectonique des grès numidiens, sans leurs argiles basales, directement sur le Sénonien détritique à niveaux conglomératiques. Ce Sénonien (unité VII de KIEKEN, lame C1 de CAIRE) montre :

- des argiles brunes à blocs, des conglomérats et microconglomérats, des lentilles de calcaire marneux,
- des plaquettes microbréchiques
- des grès fins.

Parmi les blocs, pouvant atteindre plus d'un m³, on remarque : des micrites plus ou moins bioclastiques, des biosparites à débris de Lamellibranches, d'Algues et de Foraminifères, des débris de silex, des calcaires à faciès récifal, des calcaires oolithiques à ciment complètement substitué par du quartz en mosaïque et à oolithes montrant un début de silicification périphérique et des fantômes de petits cristaux de quartz, des dolomies bréchiques.

Un aspect assez typique de cette formation, déjà noté par CAIRE, est l'existence de galets calcaires à "pustules siliceuses". Il s'agit de centres de silicification sphériques restés en relief lors de l'usure ou de la dissolution superficielle des blocs. La silicification, centrifuge, s'accompagne d'une cristallisation périphérique et de la formation d'une auréole ankéritique.

Coupe 2 : au NW du point culminant du massif coté 1541, et dans la dépression orientée SE-NW empruntée par un petit oued à l'E d'A. Drissi.

Cette coupe (fig. 123) montre un membre numidien basal composé à la fois d'argiles varicolores fluantes à *Tubotomaculum* et de pélites rouges voisines du faciès mérinide. A la base de ces argiles et intercalé stratigraphiquement dans celles-ci, existe un banc de calcarénite fine, à débris malheureusement trop fins pour être identifiés, mais d'un faciès s'apparentant au Crétacé supérieur-Eocène de la série mérinide. Au dessous, sans contact anormal clairement visible, vient un ensemble désordonné rapporté au Cénomano-Turonien et au Sénonien du flysch massylien. Mon impression est que l'ensemble supérieur repose en discordance.

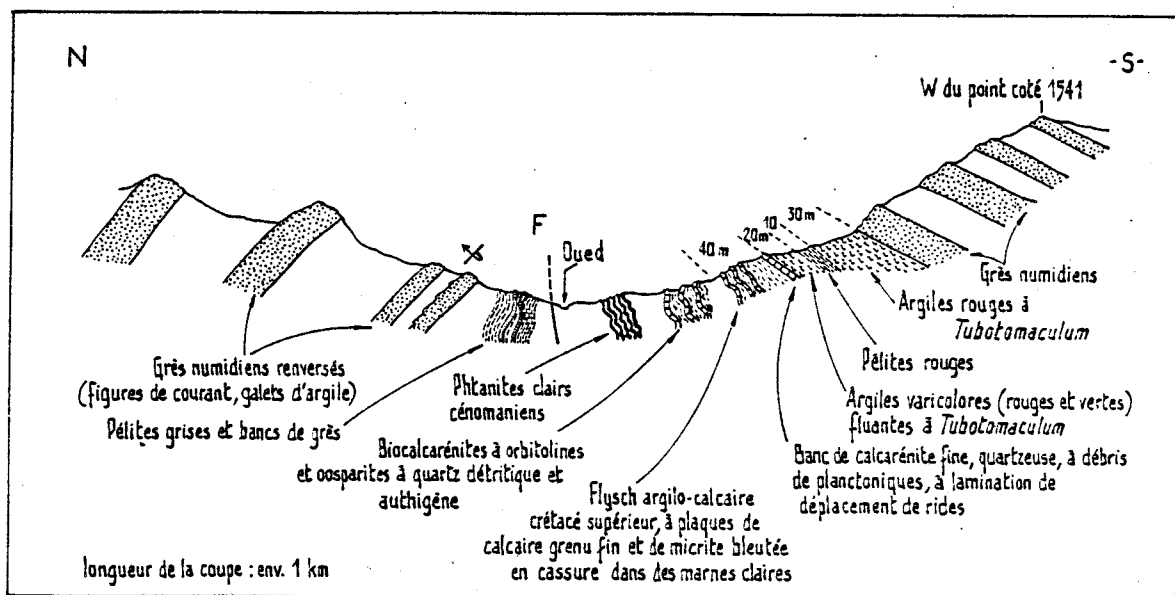


FIGURE 123 - COUPE DU DJEBEL AFFROUN

Coupe 3 : le long de la piste à l'E du Dj. Affroun (1454 m), près du hameau de Kerrachich.

On distingue sur quelques mètres d'épaisseur des argiles siliceuses. Il s'y intercale des niveaux ou des miches de calcaire blanchâtre à arborisations noires, ainsi qu'une roche tendre à aspect tuffacé.

Cette dernière a fourni des fragments de cristaux de quartz, de plagioclases zonés ($42 < An < 48$ d'après J. TERRY), de biotite, des débris lithiques composés d'une lave à verre incolore, de microlithes et de granules soit opaques soit issus d'une lave dévitrifiée, de débris de Radiolaires.

L'attribution de cette formation, partiellement volcanoclastique m'est inconnue. J'ai d'abord pensé aux silexites supra ou intra-numidiennes, du fait de la position entre des barres gréseuses numidiennes. Un panorama à l'W du Dj. Affroun semble plutôt indiquer qu'un contact anormal la sépare des grès sus-jacents, ce qui n'exclue donc pas l'hypothèse de phtanites crétacés.

Enfin, pour ajouter à l'incertitude, un échantillon communiqué à M. RIVIERE a été l'objet d'une datation radiométrique qui, elle, a conclu à un âge éocène ! Une liaison serait possible avec les pélites à silexites de l'Adissa.

5) Le Djebel Mzita

L'essentiel de ce massif dessine une bande de 6 km de long sur 1 km de large (fig.124). Il est composé d'un monoclinial à pendage nord normal de grès numidien reposant en rabotage basal sur le Sénonien détritique de la lame B2, au Sud, et sur le Sénonien conglomératique de la lame C1, au Nord (CAIRE, 1957). Mon observation de ce massif se limite à 2 coupes, l'une sur le flanc sud et l'autre à l'W près du Douar d'Arbea.

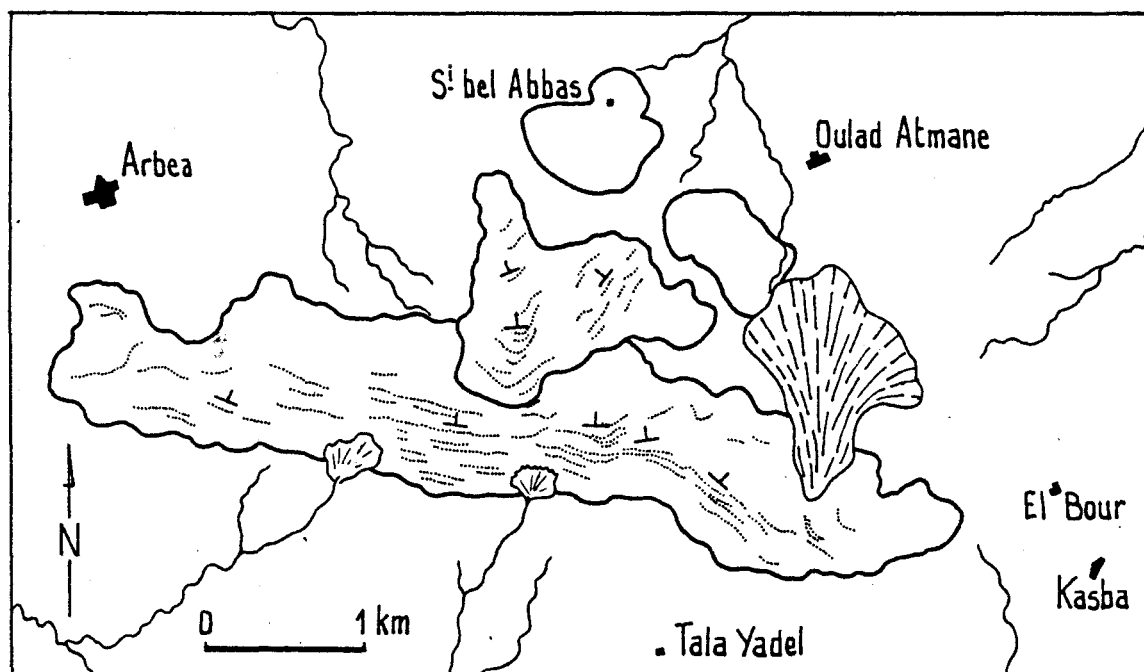


FIGURE 124 - LES GRÈS NUMIDIENS DU DJEBEL MZITA (PHOTOINTERPRETATION)

Sur le flanc sud et malgré un important couvert d'éboulis, on peut voir affleurer le membre basal numidien, épais de 50-60 m, formé d'argiles pélitiques peu fluantes, brunâtres, à Tubotomaculum. Je considère ce faciès comme relativement externe. Ces argiles reposent tectoniquement sur des calcaires marneux gris ou jaunâtres et des marnes grises du Crétacé supérieur.

Au N du monoclinial précédent et au S de Sidi Bel Abbas, la photographie aérienne montre la superposition tectonique d'un second ensemble, numidien probablement en partie. Il est vraisemblable d'après le développement des argiles que les argiles sous-numidiennes ou le flysch crétacé soient également présents.

CAIRE (1957, p.413) mentionne parmi les types pétrographiques du Dj. Mzita :

- un "grès calcaire à grain fin, gris clair, en plaquettes ..."
- un "calcaire jaune à pâte fine..." qui me paraissent anormaux au sein des grès numidiens. Peut être peut-on envisager qu'il s'agit de flysch méridien ou de flysch massylien ?

6) Le massif du Djebel Metnen

Ce massif s'étend sur le revers sud des Biban, au NW de la plaine de Medjana. Il est limité approximativement à l'W par l'Oued Mzita et à l'E par la route W 42 de Medjana à Bordj Boni. Après le Djebel Mansourah, il constitue le relief le plus haut des feuilles Bordj-Bou-Arzeridj et Bordj Boni (Djebel Tafertas : 1705 m).

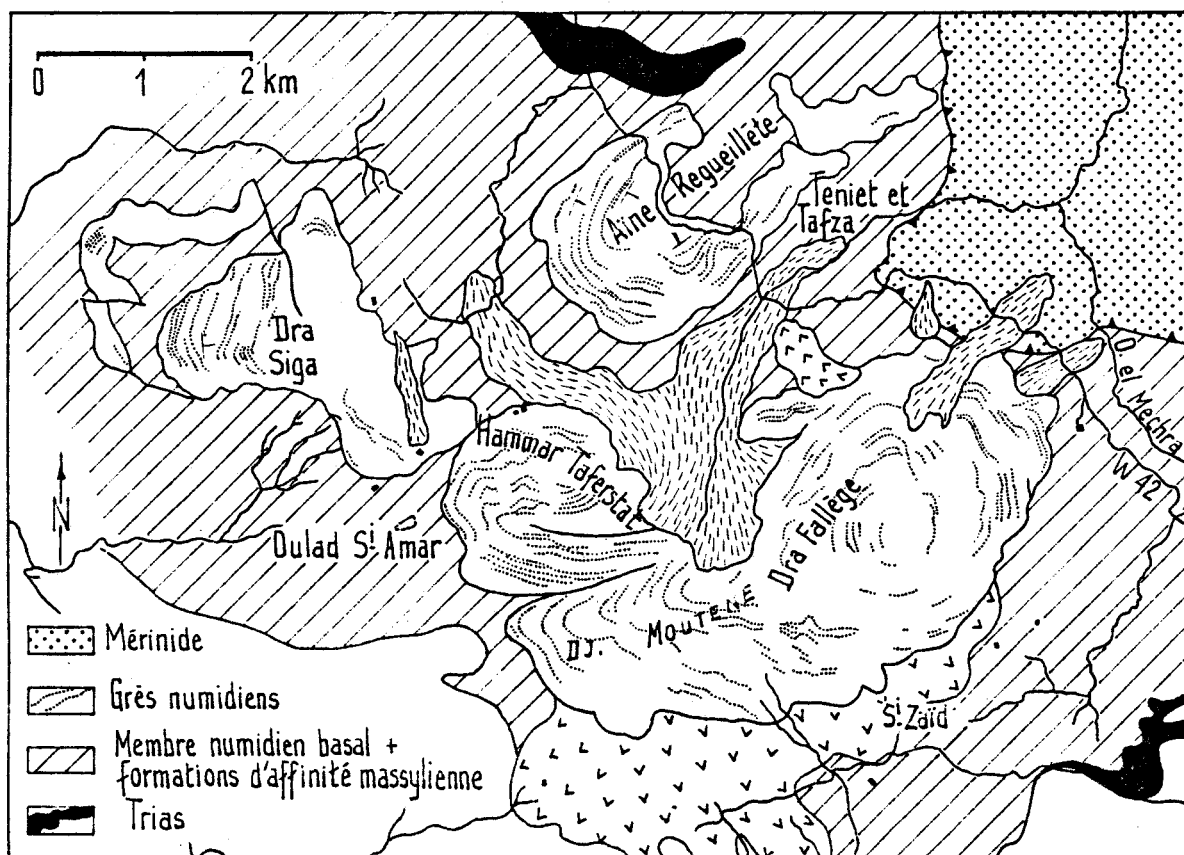


FIGURE 125 - LE MASSIF NUMIDIEN DU DJEBEL METNEN

Les grès numidiens qui le composent sont en fait découpés par la tectonique en sous-ensembles (fig.125) :

- Le massif Metnen-Dra Fallège au S, forme une dalle presque horizontale.
- Le massif d'Hammar Tafestat qui forme un pli pincé d'axe W-E avec un flanc sud très redressé.
- Le massif de la Dra Siga, grand monoclin à pendage tourné vers l'E duquel se détache le lambeau d'Aïne Kahala.
- Le massif d'Aïne Regueillette, pli synclinal à axe incliné vers l'E, dessinant en plan l'arc de la Koudiat Mekmene, Koudiat Sarviene, Koudiat Teniet et Tafza, Koudiat el Agba.
- Les massifs d'Irtil Izarzere et d'Agouni Ali, au S de l'Oued Amar, signalés par CAIRE (1957) semblent être essentiellement de nature argileuse d'après les photographies aériennes.

a) Remarques stratigraphiques:

Le membre basal argileux n'a pas été observé dans de bonnes conditions à cause du fort couvert d'éboulis, sauf au S de la Koudiat el Agba en contrebas des ruines ($x = 672,5 - y = 323,4$) où il présente le faciès d'argiles varicolores à Tubotomaculum.

Le membre gréseux médian totalise plus de 400 m d'épaisseur et montre plusieurs barres décamétriques.

Le membre supérieur siliceux (= silexites supra-numidiennes) apparaît au coeur du synclinal d'Aïne Regueillette. Il s'agit certainement de la formation décrite par CAIRE (1957, p.413) comme une alternance de "marnes grisâtres, à cassure grumeleuse, jaune pâle, tachant les doigts, en lits de 3 à 5 m d'épaisseur" et de "calcaire gréseux compact jaunâtre ou rubané en bandes épaisses de 1 m à 2 cm". En fait, (HOYEZ, 1976) il s'agit de marnes siliceuses, de silexites à laminites microplissées, de calcaires siliceux à Globigérines. Par rapport au faciès classiquement décrit en Algérie, l'aspect est plus crayeux. Parmi les faunes citées par CAIRE (1957), apparaît Globigerinoides triloba (REUSS) ce qui à l'époque faisait ranger cette formation dans l'Oligocène très supérieur. D'autres échantillons que j'ai prélevés en compagnie de J.F.RAOULT et M.DURAND-DELGA ont effectivement livré à J.MAGNE une riche faune burdigalienne à G. trilobus. La formation est concordante sur les grès numidiens.

b) Remarques tectoniques:

Le Numidien au sens strict repose en grande partie sur le Crétacé d'affinité flysch des lames B2 ou C1 de CAIRE (1957). La réalité du contact tectonique peut être vérifiée en différents points où les grès reposent en rabotage basal sur une surface assez plane; cependant qu'en d'autres points elle reste obscure en raison de la structure tabulaire des grès et de l'absence de Trias dans le contact supposé (le Trias est fréquent entre les lames B1 et B2).

Pour CAIRE, il existe une différence structurale entre les lames B2 et C1 car le Trias reposerait sous des lambeaux de C1 et sur l'unité B. Je n'ai pu vérifier cette assertion dans les zones que j'ai parcourues et je regroupe volontiers ces deux lames qui, en dehors de leurs éléments remaniés, possèdent des caractéristiques assez proches.

On trouvera dans CAIRE (1957) et HOYEZ (1976) une description des faciès et une datation des terrains composant cette unité inférieure.

Au NW du Dj. Metnen, dans la dépression de l'Oued Saiad, le Numidien repose sur des terrains plus argileux et plus chaotiques ("semelle chaotique" in HOYEZ, 1976) dont le matériel correspond bien au Crétacé à faciès flysch de la lame C2 de CAIRE.

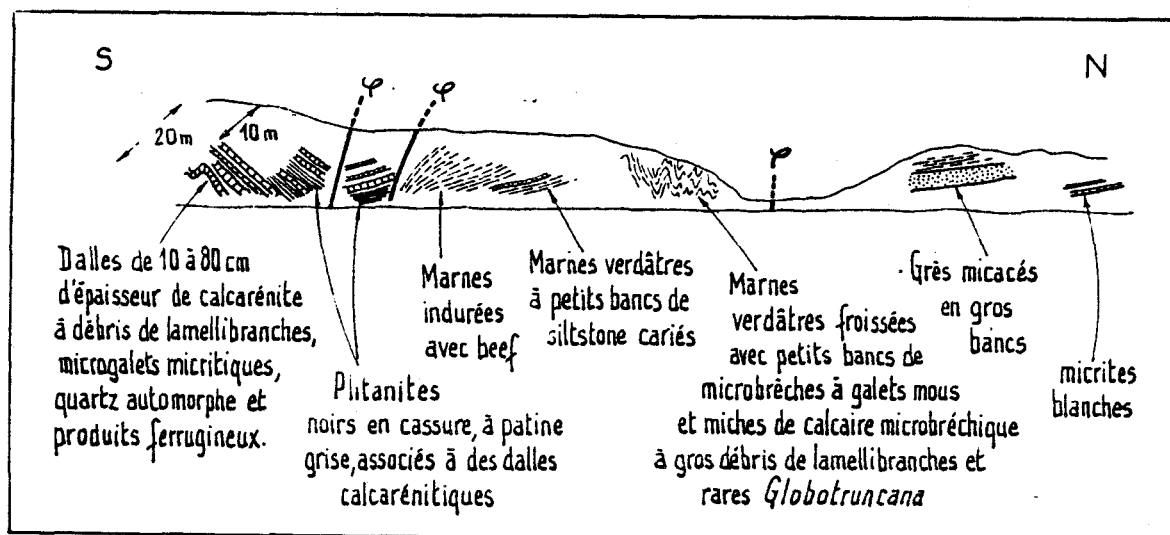


FIGURE 126 - COUPE DE MADJENE BEN SABLII

Je ne reviendrai pas sur ce dispositif tectonique assez fréquent mais plutôt sur le contact possible entre le Numidien et le flysch grésomiacacé. En fait, ces deux ensembles ne sont pas directement au contact l'un de l'autre. Entre les deux s'interpose le flysch crétacé (fig.126). Les conditions médiocres d'affleurement ne

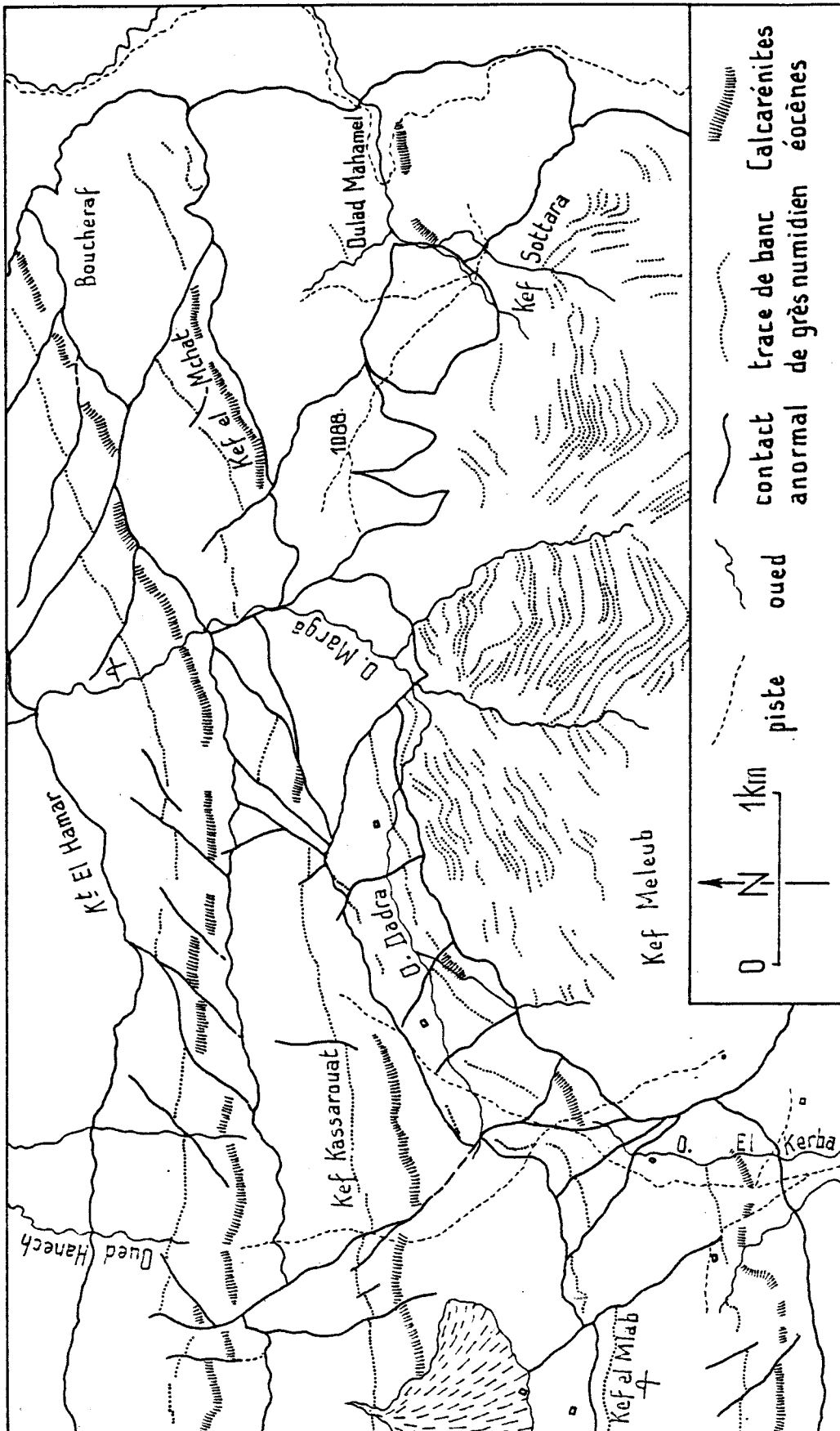


FIGURE 127

LE BORD NORD DU MASSIF NUMIDIEN DU DJEBEL MORISSANE: PHOTOINTERPRETATION pour le contexte général, se reporter au schéma cartographique de HOYEZ (1976)

permettent pas de trancher indiscutablement, contrairement au cas du Dj. Morissane. Revenant sur ma première impression qui consistait à faire chevaucher le Numidien de la Dra Fallège sur la série méridienne (série de Medjana) car se trouvant en position plus haute, j'opte actuellement pour la solution inverse pour me conformer au sens du contact plus à l'E. Il est encore vraisemblable que des mouvements en direction du N ont modifié le sens original du contact.

7) Le Massif du Djebel Morissane

Les publications anciennes (FLANDRIN et LUCAS, 1934; FLANDRIN, 1948) qui évoquent la stratigraphie du Dj. Morissane intéressent en fait une autre série, différente de la série typiquement numidienne du djebel. La limite septentrionale de ce massif numidien correspond à une ligne qui part à l'W de Teniet el Kerba et qui longe l'Oued Dadra puis la piste de Draouza à Cherchar. C'est au niveau de cette ligne que CAIRE (1957) décrivait un passage stratigraphique de la série numidienne à la série de Medjana (méridienne selon notre terminologie). Il s'avère qu'un tel passage doit être remis en question (HOYEZ, 1976) et qu'un contact anormal s'impose cartographiquement.

Les grès numidiens du Dj. Morissane constituent un vaste monoclin, à pendage dirigé en moyenne vers le N, entaillé par plusieurs oueds qui dissèquent le paysage en chevrons caractéristiques. Compte tenu d'un pendage de l'ordre de 30 à 35° (jusqu'à 45°), l'épaisseur du membre gréseux doit atteindre ou dépasser un kilomètre. Les barres gréseuses sont parfois puissantes d'une quarantaine de mètres et alternent avec des pélites brun rougeâtre à petits bancs de grès ferrugineux. Ces pélites contiennent des tubulures de la taille des *Tubotomaculum* mais non ornées de pustules. Le membre argileux basal est mal exposé et repose tectoniquement sur le Sénonien marneux de la lame B1 (CAIRE, 1957), par l'intermédiaire de copeaux de la série conglomératique de la lame C1. La série semble normale et ne contient pas d'intercalations à faciès grés-micacé.

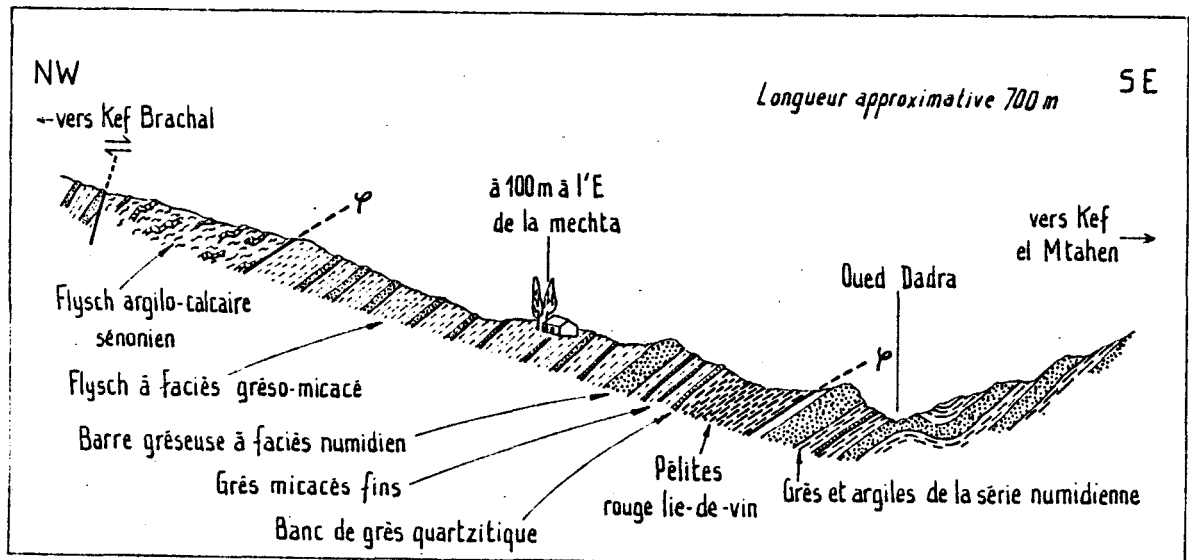


FIGURE 128 - COUPE AU N DU DJEBEL MORISSANE

Un contact anormal entre le Numidien du Dj. Morissane, au S, et le flysch méridien, au N, est nécessaire (fig. 127). En effet, les grès numidiens sont en contact avec différents termes de la série méridienne, des calcaires et argiles crétaçés à un niveau assez élevé du grés-micacé. La figure 50 de CAIRE (1957, p.417) doit être rectifiée. Les lentilles gréseuses notées 2,3 et 4

appartiennent, selon moi, à la série méridienne et représentent vraisemblablement une unique barre à faciès numidien décalée par des failles dextres. La lentille 1 appartient, elle, à la série numidienne. Le contact anormal longe donc la rive droite de l'Oued Dadra au S des lentilles 2,3,4 et passe sur la rive gauche entre les lentilles 1 et 2. Cette révision tectonique ne remet pas en question l'existence de bancs à faciès numidien intercalés dans le flysch grés-micacé, ainsi que CAIRE les a décrits plus au N.

Vers l'E, le contact mécanique se suit plus difficilement (couverture d'éboulis, failles verticales, lame méridienne méridionale désarticulée le long de la piste de Draouza à la route W32). Cependant l'indépendance structurale des deux unités se déduit de l'obliquité de direction des couches, de part et d'autre du contact.

La série méridienne chevauche la série numidienne, contrairement à la première impression que j'avais retenue (HOYEZ,1976). La coupe la plus démonstrative (fig.128) s'étend entre le Kef Brachal au NW (x=684,3 - y=321,5) et le Kef el Mtahen au SE (x=684,8 - y=320,6). Sur la rive gauche de l'O. Dadra, les bancs supérieurs épais de la série numidienne s'enfoncent vers le N sous des pélites rouges qui constituent localement la base de la série méridienne. Ces pélites s'enrichissent progressivement en matériel "grés-micacé" et passent à un flysch grés-micacé à intercalations de grès numidien. En suivant vers l'W le contact anormal sur environ 1200 m, on observe l'affrontement des grès numidiens avec les calcarénites éocènes de la série méridienne.

8) Le Massif du Kef Aïne ez Zebda

Ce massif forme une bande allongée d'W en E sur 6 km que traverse en cluse l'Oued Marga. Les grès numidiens grossiers, parfois à dragées, sont fortement redressés et reposent en troncature basale sur les nappes B ou C, par l'intermédiaire de lambeaux de Trias bien visibles au S du massif. Les bancs sont parfois renversés (granoclassement, marques frondescentes) avec leur base tournée vers le N. Ce Numidien n'affronte le flysch méridien de la forêt des Beni Yadel qu'à son extrémité sud-ouest et, semble-t-il, non directement.

H) Le Numidien dans la région de Grande Kabylie

Le Numidien n'est surtout bien représenté qu'à l'E de la Grande Kabylie; ailleurs il est dispersé en petits massifs. La figure 129 donne un aperçu général de cette répartition. Pour la commodité de la description, 7 ensembles géographiques et structuraux ont été individualisés :

- (1) Le Numidien nord-bibanique à l'E de Tablat, déjà examiné (Djebel Mesguida et massif de Zahrar);
- (2) Le Numidien sud-kabyle, au SE d'Alger;
- (3) Les lambeaux du Numidien au sein des flyschs dissociés de la dépression de Boghni;
- (4) Le Numidien nord-kabyle entre l'Oued Sebaou et Aï't Raouna.

Puis, à l'E de l'affleurement majeur du socle kabyle, s'étendent de vastes massifs de Numidien. Selon COUTELLE (1979), la tectonique post-nappe tortonienne a redécoupé les unités allochtones, dont le Numidien, en plusieurs ensembles. Les subdivisions de cet auteur sont ici reprises.

- (5) Le Numidien appartenant aux unités inférieures : Takrietz et Iril an Tafziouine sur les rives de l'Oued Soumman; Iril ou Arbetal à l'W des Beni Ourtilane, ainsi que Tizi el Mellah (LEIKINE, 1971);
- (6) Le Numidien appartenant aux unités médianes : Iril ou Meced, ainsi que Dj. Atmous, Sidi bou Djelil, Sidi Aminou Moussa, Dj. Barkat, Dj. Djouah de LEIKINE (1971);
- (7) Le Numidien appartenant aux unités supérieures, à l'intérieur du triangle Aï't Raouna-Chellata-Bedjaia, c'est-à-dire l'essentiel du Numidien de Grande Kabylie.

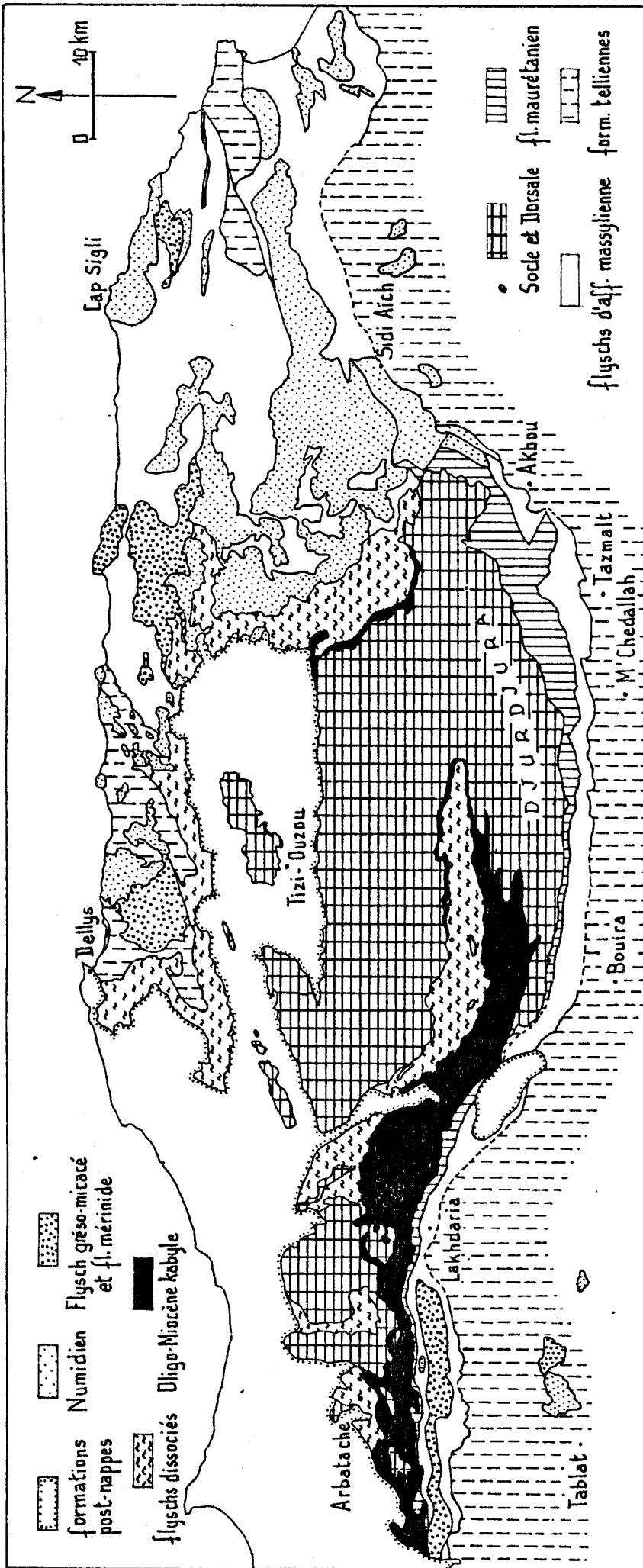


FIGURE 129
 REPARTITION
 DES
 PRINCIPAUX
 FLYSCHS
 DANS LA REGION
 DE LA
 GRANDE KABYLIE

1) Le Numidien sud-kabyle, au SE d'Alger

On groupe sous ce terme certains petits massifs numidiens situés au S des pointements de socle et de dorsale, en bordure de la Mitidja (Bou Zegza, Hamiz...).

Le massif d'El Kahla que traverse la route W 27 d'Arbatache au Dj.Zima est le plus accessible ($x = 364,4 - y = 560,5$). TEFIANI (1967) a décrit la structure de ce lambeau reposant en rabotage basal sur le flysch "albo-aptien". J'ai relevé moi-même la coupe suivante, en suivant la route du N au S :

- 1) Grès calcaires fins en plaquettes et pélites claires jaunâtres.
- 2) Phtanites.
- 3) Grès calcaires.

Cet ensemble, avec une structure interne plissotée surtout au niveau des phtanites est de type Crétacé supérieur massylien.

- 4) Contact mécanique.
- 5) Pélites rougeâtres et grès à cortex ferrugineux pulvérulent (quelques mètres),
- 6) Grès numidiens en continuité stratigraphique et en polarité normale, avec un pendage moyen vers le S. Ces grès numidiens constituent le relief couronné par le mirador au point coté 766.

Les pélites à la base des grès rappellent celles de la série mérinide (type Dj. Zima), ce qui laisse présumer une proximité paléogéographique des deux séries.

2) Les lambeaux de Numidien au sein des flyschs dissociés de la dépression de Boghni

Entre Chabet-el-Ameur et Ouadhia s'étend une longue dépression occupée par des formations essentiellement argileuses (fig.129).

Vers l'W, ces formations se poursuivent irrégulièrement dans les ensembles du socle et de la dorsale jusqu'à l'Oued Zerouela à l'E de Meftah (ex-Rivet). C'est dans cette région que DURAND DELGA (1969) puis TEFIANI (1970) ont les premiers décrit des olistostromes mis en place au sommet des formations gréséo-micacées couronnant le socle et la dorsale kabyles.

La structure chaotique et les affleurements fragmentaires rendent les reconstitutions stratigraphiques hasardeuses dans toute la dépression de Boghni. Au-dessus de l'olistostrome coiffant le sommet de l'Oligo-Miocène kabyle, COUTELLE (1979) a décrit les éléments d'une unité chaotique (= unité des Ouadhia) qu'il met en équivalence avec le flysch du Haut-Sebaou-Azazga de GELARD (1979). Dégagés par l'érosion, des amas de grès numidiens flottent sporadiquement sur les argiles sans que leurs liens mutuels puissent être déterminés avec certitude. C'est l'unité de Boghni de COUTELLE (1979), bien que la distinction d'une unité proprement dite soit discutable car rien n'indique que ce Numidien ne fait pas partie de son unité des Ouadhia.

La majorité des blocs ne dépasse pas quelques dizaines de mètres de longueur (Chabet el Ameur, Tizi Gheniff, Oued Boghni). Il m'a semblé dans un certain nombre de cas, par exemple le long de la route de Tizi Gheniff à Naciria, qu'il s'agissait de Numidien résédimenté (dans le Langhien ?) : grès tendres, intercalations entre les bancs gréseux de marnes sableuses beiges et de grès calcaires légèrement micacés.

3) Le Numidien nord-kabyle entre l'Oued Sebaou et Al't Raouana

Cet ensemble fait partie du terrain de thèse de RAYMOND (1976). Je ne rappellerai donc que les conclusions essentielles relatives au Numidien (fig.130). L'auteur décrit l'édifice structural suivant, de haut en bas :

- 7) Numidien
- 6) Olistostrome II

- 5) Unité tellienne
- 4) Unité d'AFir supérieure (Massylien type)
- 3) Unité d'AFir inférieure (Intermédiaire entre Massylien et Maurétanien)
- 2) Olistostrome I
- 1) Oligo-Miocène kabyle.

L'olistostrome II différerait de l'olistostrome I par :

- la présence d'olistolites de matériel tellien et numidien,
- la plus grande abondance de microfaune.

On ne possède cependant pas d'argument paléontologique positif pour les différencier (âge N7 probable) et la cartographie de RAYMOND ne les distingue pas l'un de l'autre. Rien n'empêche, comme RAYMOND l'envisage, de considérer qu'ils constituent un unique olistostrome, au sein duquel s'interstratifient des méga-olistolites telliens et massyliens. Les différences de faciès entre les olistostromes I et II s'expliqueraient par une évolution dans le temps du matériel sédimentaire source.

Classiquement, RAYMOND subdivise le Numidien en trois termes :

1) **les argiles sous-numidiennes à Tubotomaculum**. Elles admettent des passées marneuses assez fréquentes, ainsi que j'ai pu également le vérifier de part et d'autre de la plage de Djama Narbat (cf. RAYMOND, p.63). Ceci s'accorde avec la récolte de microfaunes qui ont permis à RAYMOND de leur assigner un âge N1 (zonation de BLOW). Cette datation repose sur l'existence de Globigerinita unicava et de G. opima opima qui apparaîtraient selon ses critères en N1. D'après G. BIZON, G. opima opima caractérise la biozone de même nom, soit à son sens N2.

La teneur en carbonate peut correspondre à une position paléogéographique plus proche de la plate-forme continentale ou au remaniement d'un substratum lui-même marneux. Ces mêmes argiles fossilifères, à l'E d'Al't Raouna, ont une teinte brune et comportent de minces bancs gréseux.

2) **Les grès du terme médian**. Ils ne présentent pas d'originalité; on peut toutefois noter qu'ils sont relativement dilacérés en petits massifs (sauf le massif de la forêt de la Mizrana).

3) **Les formations supra-numidiennes**. Elles consistent en des coulées boueuses, des grès et des marnes à Globigerinoides primordius et G. trilobus (RAYMOND, 1976). Les silixites n'ont pas été signalées. J'ai moi-même récolté dans des argiles carbonatées grises ou jaunâtres, sur la route d'Irhil bou Souel à Issenadjene: Globigerinoides trilobus (R), Globoquadrina dehiscens (F), Globigerinita dissimilis (R), Globorotalia gr.mayeri (F), Globigerina praebulloides (F), Globorotalia acrostoma (R) c'est-à-dire l'Aquitaniens supérieur ou le Burdigalien inférieur (sommet de la zone N5).

En ce qui concerne l'identité du substratum stratigraphique du Numidien, RAYMOND retient l'hypothèse que le Numidien s'est déposé sur un ensemble tectonisé comportant les flyschs et l'unité tellienne de Dellys, en constatant fort justement que le Numidien n'est jamais impliqué dans le contact entre l'unité d'AFir et l'unité tellienne. Sa principale objection est la nécessité d'une primo-tectonique à vergence nord entraînant la superposition de l'unité tellienne aux flyschs d'AFir. Pour obtenir ce même effet, tout en ne supposant que des mouvements à vergence sud, RAYMOND adopte l'hypothèse d'un charriage en deux temps :

- 1) charriage du Massylien sur l'unité tellienne (Oligocène inférieur)
- 2) charriage de cet ensemble sur lui-même (Aquitaniens).

Cette tectonique, ainsi que les coupes rétrotectoniques de RAYMOND, semblent compliquées, à mon sens, mais surtout placent le bassin numidien dans un contexte qui ne se traduit pas dans la sédimentation.

L'hypothèse de déplacements vers le N, écartée par RAYMOND, me paraît plus crédible.

4) Le Numidien des unités inférieures et médianes de la Basse Soumman

Ces unités, d'après COUTELLE (1979) se placent sous le contact mécanique post-nappe que suit la rive gauche de la Soumman (fig.130). Cet auteur a distingué cartographiquement près d'Akbou des unités médianes qu'il étend jusqu'au golfe de Bougie (cf. thèse de LEIKINE) et qui recouvrent des unités inférieures. Les affleurements sont souvent de médiocre qualité et consistent en des grès disloqués et quartzifiés. GELARD (1979) considère même que le Numidien d'Irîl ou Meceed de COUTELLE est un faciès particulier du Crétacé inférieur massylien, qualifié de "flysch massylien de la Soumman". Je suis l'opinion de COUTELLE en considérant que les grès de la "route du Congrès de la Soumman" sont du Numidien, bien qu'atypique. Les argiles qui renferment des Tubotomaculum y présentent des teintes brunes peu familières. De manière anormale (et cet adjectif est pris dans tous les sens), les grès numidiens sont recouverts par le flysch maurétanien à faciès de Guerrouch sur la transversale du Chellata. A l'E, dans la région d'Oued Amizour, le magmatisme tertiaire (micro-granites, rhyolites, tufs) s'est accompagné d'un métamorphisme des grès numidiens (DUPLAN, 1952).

5) Le Numidien des unités supérieures dans l'E de la Grande Kabylie

L'E de la Grande Kabylie est presque intégralement recouvert par des sédiments de type flysch, ce qui, pour leur étude, en fait une région privilégiée (fig.130). En contrepartie, cette couverture tectonique masque le substratum dont on ignore la nature.

- A l'W, les flyschs recouvrent le socle kabyle et les olistostromes,
- Au S et à l'E, ils chevauchent les formations telliennes, notamment le (para) autochtone des Babors de Bejaia.

La thèse récente de GELARD (1979) comporte une étude détaillée du Numidien sur la transversale de Chellata-Port Gueydon, tant stratigraphique que structurale. Je me contenterai d'en rappeler les principaux résultats. Divers articles de LAVAL (1965 à 1974) complètent notre connaissance des flyschs vers l'E jusqu'à Bejaia, mais sans un support cartographique aussi détaillé (fig.131 pour la correspondance de nomenclature et ¹).

a) Le substratum du Numidien

Le Numidien proprement dit se divise en ses trois membres habituels: membre inférieur argileux, membre médian gréseux, membre supérieur argilo-marneux, ici sans silexites. Il repose le plus souvent sur le flysch massylien typique (flysch de Tagdint) ou sur un flysch intermédiaire entre massylien et maurétanien (flysch du Haut-Sebaou-Azazga). Le contact est toujours figuré par GELARD comme mécanique. Cet auteur le considère comme une disharmonie généralisée du Numidien sur le substratum originel massylien. D'après les schémas d'évolution paléogéographique et tectonique de GELARD, les argiles de base du Numidien se seraient déposées de manière concordante soit sur le Massylien soit sur le Tellien. Ce n'est qu'à partir du dépôt des grès

(1) Note ajoutée après la soutenance - Je n'ai pu prendre connaissance de la thèse de LAVAL (Les flyschs nord-maghrébins au N de la Grande Kabylie, Univ.Nice, déc. 88). Parmi les résultats concernant le Numidien, je signalerai (rens.oral) quelques mesures de paléocourants, dans l'ensemble assez dispersées, mais ayant pour certaines une composante vers le S.

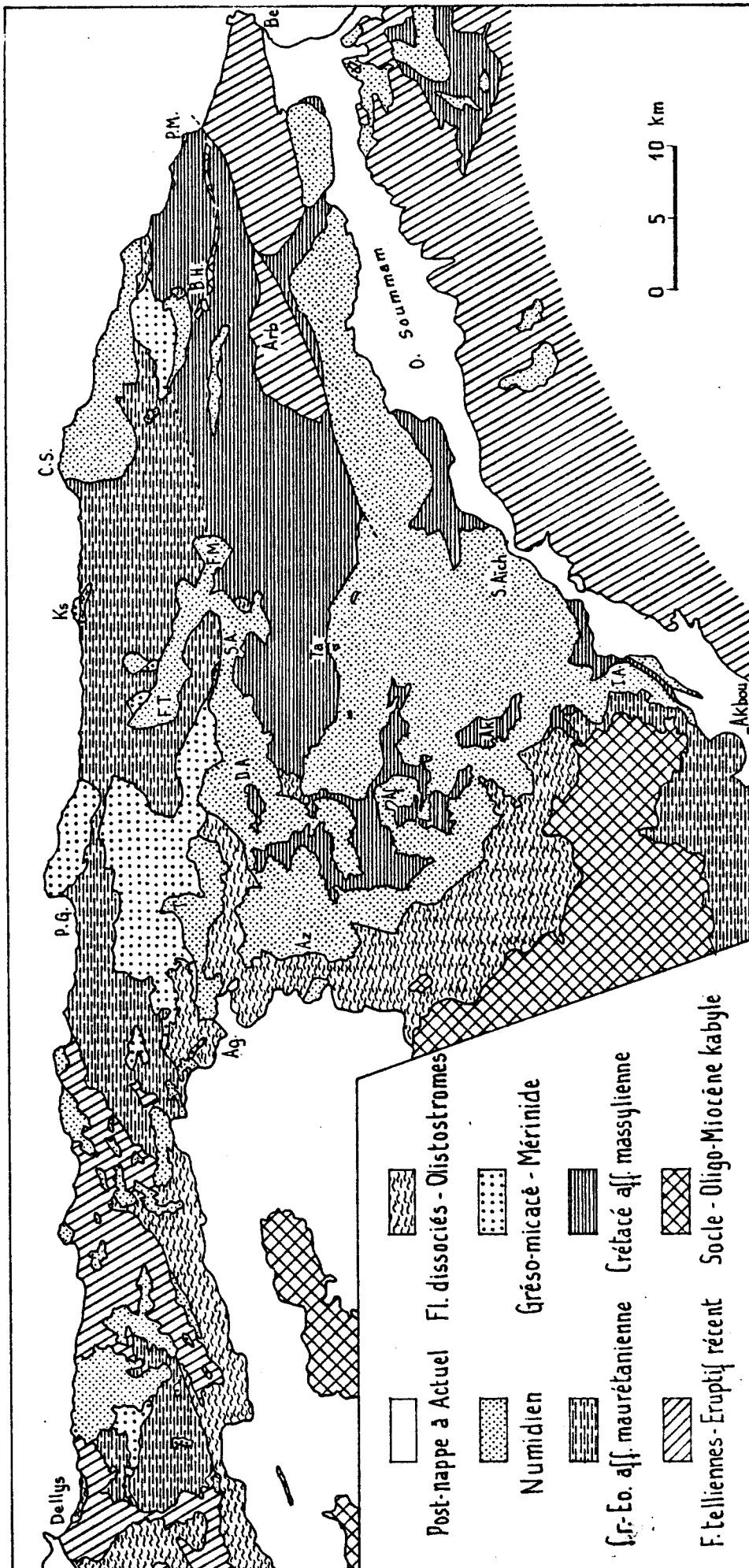


FIGURE 130

SCHEMA
STRUCTURAL
SIMPLIFIE DU
NORD-EST DE LA
GRANDE KABYLIE

d'après les
travaux de
RAYMOND D.,
GELARD J.P.,
LAVAL F.,
COUTELLE A.

Abréviations:

Ag: col des Aghribs
Az: Azazga
P.G.: Port-Gueydon
D.A.: Dj. Azouza
Af: Dj. Affroun
Ak: col d'Akfadou
I.A.: Ighzer Amokrane
Ta: Tagdint
F.T.: forêt de Tigrine
F.M.: forêt des Mzala
S.A.: forêt de Sidi
Aï'ssa
C.S.: cap Sigli
Arb: Arbalou
B.H.: Bou Hattem
Ks: Pointe Ksila
P.M.: Pointe Mezai'a
Be: Bedjaï'a

(Oligocène terminal, Aquitanien inférieur) que se produit un sous-charriage du Tellien sous le Massylien. A ce stade, le schéma de GELARD n'est pas très explicite (p.298); on ne voit pas très bien comment le Numidien peut rester indéformé alors que des raccourcissements importants affectent son substratum.

A l'encontre de cette hypothèse de concordance, on remarquera que la cartographie et les coupes de GELARD indiquent une différence dans le style et l'intensité du plissement, entre le Numidien et le flysch massylien. S'il y avait eu concordance, il faudrait imaginer :

- soit que le Numidien et le Massylien se sont scindés et ont progressé en deux nappes indépendantes;
- soit que les déformations du Massylien se sont amorties sans se poursuivre dans le Numidien.

Or, on n'observe jamais dans les contacts des écailles massyliennes ou dans le coeur des synclinaux massylliens des vestiges d'une couverture numidienne.

Si la disharmonie est dominante, son recours systématique et unique pour expliquer l'intégralité de la structure des flyschs risque donc de masquer des phénomènes tectoniques ayant pu se produire antérieurement. Une discordance du Numidien sur un substratum tectonisé écarte notamment les critiques précédentes et simplifie les rapports entre les différentes unités.

A l'appui d'une continuité stratigraphique primitive entre Massylien et Numidien, GELARD produit trois coupes qui présentent des caractères assez semblables. Elles sont localisées sur la bordure ouest du massif numidien (Tifrit, Challam - Moknéa, Ai't Said). La continuité s'opère soit avec le flysch du Haut Sebaou-Azazga, soit avec le flysch de Tagdint. On reconnaît :

- des argiles sous-numidiennes
 - ° soit à Tubotomaculum nombreux. En ce cas, ces argiles sont versicolores et assez épaisses. Elles sont superposées au flysch de Tagdint;
 - ° soit à Tubotomaculum rares ou absents. Alors, elles sont essentiellement rouges et superposées au flysch du Haut Sebaou.
- des bancs interstratifiés dans les argiles sous-numidiennes, constitués:
 - ° de calcaires silteux à patine chocolat
 - ° de calcaires microbréchiques bioclastiques
 - ° de rares conglomérats calcaires.

La lithologie et le faciès des calcaires sont identiques à ceux des turbidites calcaires crétacées-éocènes du flysch de Port-Gueydon, à ces différences près :

- les bancs sont moins nombreux et moins épais,
- leur continuité latérale n'est pas toujours assurée; cartographiquement leur aspect est lenticulaire.

La faune des calcaires est d'âge yprésien ou ypréso-lutétien avec des remaniements abondants du Maë'strichtien.

On peut déduire du caractère plus distal de ces turbidites calcaires que leur zone de sédimentation était plus éloignée que celle du flysch de Port-Gueydon de la source du matériel calcaro-détritique (dorsale sans doute). Il m'apparaît vraisemblable également que des mouvements tectoniques ont pu désorganiser les bancs, ceci d'ailleurs à différentes époques depuis le Crétacé supérieur jusqu'au recouvrement sédimentaire par les grès numidiens. Leur morcellement dans la masse a pu s'accompagner de resédimentation à proximité du fond.

Enfin, j'ai noté des différences sensibles entre les argiles sous-numidiennes de l'E de la Grande Kabylie et celles de la région de Dellys-Tigzirt, bien que je me garderais de généraliser à partir d'observations limitées en nombre.

A l'E de la Grande Kabylie, les argiles sont toujours vivement colorées ou de teinte sombre. Dans la région de Dellys-Tigzirt et plus spécialement dans les affleurements décrits par RAYMOND (1976) de chaque côté de la plage de Djema Narbat au-dessus des grès numidiens renversés, les argiles présentent un faciès exceptionnel, comparable à celui déjà mentionné comme externe au sud des Biban ou au Maroc. Elles sont généralement de teinte claire, gris rougeâtre et ne

fluent pas à l'instar des argiles varicolores. Cette teinte tient en partie à la présence de carbonate en proportion variable. Ceci s'accompagne de l'existence d'une microfaune de Foraminifères à test calcaire, en plus des traditionnels Arénacés. Je n'ai rencontré qu'un seul niveau pouvant évoquer ce faciès, à 500 m du col d'Akfadou, sous la forme d'argiles brun verdâtre à passées calcareuses et à rares bancs de grès fin, épaisses d'une dizaine de mètres et intercalées entre des horizons à Tubotomaculum. Elles ont livré à G. BIZON un maigre plancton à Globigerinita unicavus, et à H. FEINBERG une nannoflore de la zone NP22.

J.P. GELARD	flysch maurétanien du col des Chênes	flysch de Port-Gueydon - fl. vers. et g-m. + fl. côtier	flysch du Haut-Sebaou Azazga	flysch massylien de Tagdintt	faciès ne semblant pas exister dans cette région		Olistostrome en position basse	Olistostrome en position haute
F. LAVAL	n'existe pas sous son faciès-type dans cette région	flysch nord-maghrébin + Formations tertiaires	unité supérieure de flyschs chaotiques - pro parte-	flysch de Djebiaa	série de l'Oued Flidou	faciès telliens des Babors de Bejaia	base de l'unité supérieure des flyschs chaotiques ?	
A. COUTELLE	formation de bordure (flysch de Selloum (pas de grès-mic.))		flysch d'Akbou	unité supra-kabyle des Duadhia	unité de Beni ou Ammar	unité d'El Medjeze (cf Barbacha)	argiles à blocs du sommet de l'Oligo-Miocène kabyle	
D. RAYMOND	n'existe pas dans cette région	unité inférieure d'Afir	flysch du Haut-Sebaou	unité supérieure d'Afir (?)		unité de Dellys (p.p)	Olistostromes en position I	Olistostromes en position II

FIGURE 131 - CORRESPONDANCE PROBABLE DES NOMS DE FORMATIONS UTILISES DANS LE NORD-EST DE LA GRANDE KABYLIE

b) Structure générale du Numidien : Morcellement tardif

(1) On peut d'une manière très schématique, à l'échelle de la carte à 1/500 000 par exemple, diviser le Numidien est-kabyle en deux ensembles :

- un massif quasi-continu ayant une forme de V, avec une pointe à proximité du col d'Akfadou et deux branches dirigées, l'une vers le NW vers le Dj. Tamgout et l'autre dirigée vers l'ENE vers Bejaia. Pour résumer, nous appellerons ces deux branches, aile occidentale et aile orientale.
- des massifs de dimensions réduites qui forment des reliefs isolés à l'intérieur de l'angle précédent (Djebel Guerinou, forêt de Sidi Al'ssa, forêt de Tigrine, forêt des Mzala, Cap Sigli, Adrar Oulmene, Djebel Azib bel Kassem...).

(2) A l'E de la Grande Kabylie, un trait important de la tectonique post-nappe est la voussure qui fait percer le noyau baborien du Dj. Arbalou au travers des nappes de flyschs.

Vers l'W, l'axe s'ennoie : on trouve successivement un flysch massylien de type externe (série de l'Oued Flidou, LAVAL, 1971), puis un flysch massylien typique (dans l'ordre, le membre inférieur, puis le membre supérieur marno-microbréchie du flysch de Tagdintt).

(3) Dans la zone proche du littoral, un grand nombre de structures sont déversées vers le N (GELARD 1979, LAVAL 1974). Ceci concerne à la fois les unités inférieures et supérieures. Le contact mécanique de base du Numidien peut être repley à la verticale (LAVAL, 1974) et le flysch grés-micacé peut même recouvrir le Numidien.

(4) Sur son terrain d'étude, LAVAL décrit une unité supérieure de flyschs chaotiques, assimilable peut-être au flysch du Haut-Sebaou de GELARD et présentant à sa base un niveau de resédimentation. Selon LAVAL, cette unité s'est mise en place tectoniquement, au moins en partie sous l'eau, dans la phase initiale de déplacement des nappes. La chronologie de cette mise en place n'est cependant pas étayée par des datations et pourrait être plus tardive.

Je propose l'hypothèse suivante pour expliquer la distribution actuelle des massifs numidiens isolés. Celle-ci rend compte de la différence de complexité qui s'observe entre la transversale de Port Gueydon-Akfadou et celle du Dj. Arbalou. Elle considère que l'actuel morcellement des massifs au N de l'aile orientale n'est pas uniquement de fruit de l'érosion, mais qu'il résulte à l'origine du glissement d'une superstructure numidienne. Ce glissement interviendrait assez tardivement à la suite de la surrection de l'axe des Babors de Bejaia. La nappe numidienne se serait disloquée et sous l'effet de la gravité des radeaux auraient progressé indépendamment vers le N.

Sur la transversale du Dj. Arbalou, on constate plus particulièrement :

- (1) Le fait que le massif numidien du Cap Sigli a glissé vers le N en dépassant le massif de flysch grés-micacé qui le borde actuellement au S. Initialement, leur position respective devait être inverse, Numidien au S et grés-micacé au N, comme c'est la règle plus à l'W. Le Numidien du C. Sigli comporte quelques intercalations grés-micacées.
- (2) Un certain nombre de déversements vers le N, surtout superficiels d'après les coupes de LAVAL (1974, p.305)
- (3) Le désordre et le mélange de l'"unité supérieure chaotique" de LAVAL, qui représenterait un ensemble de flyschs arrachés et disloqués sous le passage des massifs numidiens.

c) Décrochement probable dans la couverture de flyschs

L'axe du Haut-Sébaou est un trait géomorphologique important qui ressort sur la photographie satellite (N 130-140). Il correspond à la limite entre le socle de Grande Kabylie et les nappes de flyschs. Les géologues cartographes de cette zone, bien que sensibles à cette direction de fracturation ne semblent pas avoir accordé une importance particulière à ce linéament, excepté LAVAL (1974). Selon moi (HOYEZ, 1978), il s'y placerait un décrochement senestre majeur lié à l'avancée vers le SE du massif de Grande Kabylie. Ma conviction repose sur les nombreuses anomalies tectoniques qui jalonnent son parcours.

- (1) En dehors de toute hypothèse, on constate la brutale disparition à l'E du Chellata des affleurements du socle, de la dorsale et du flysch maurétanien. En admettant même leur continuité en plan sous la couverture de flyschs, il faut supposer soit une flexure, soit une faille, responsable de leur recouvrement.
- (2) Si l'on considère la structure du Numidien dans une bande d'une dizaine de kilomètres de largeur, allongée entre les cols d'Akfadou et des Aghribis (cf. carte à 1/50 000 de GELARD), on constate que :
 - la direction des bancs est très variable. Elle tend à s'écarter généralement de la direction WE commune plus à l'E. La direction la plus fréquente est parallèle à l'axe du Haut-Sebaou.
 - la trace des axes de plis s'oriente également parallèlement à l'axe du Haut-Sébaou.

- des plis à axe vertical ont été décrits par GELARD au N d'Haoura et au Dj. Affroun.
- des failles N 140 sont assez abondantes au N (cf. la région des Aghribs sur la carte de GELARD et à l'E de Tifera et d'Abizar sur la carte de RAYMOND).

Certaines particularités des structures numidiennes sont expliquées par GELARD (fig.84, p.251) comme une réponse de la couverture à une contraction du socle et comme un blocage de cette couverture sur la lèvre septentrionale de la faille de Kiria . Bien que très plausible, cette interprétation me paraît très hypothétique: que sait-on du socle et de sa structure dans la région d'Akfadou ?

(3) Mis à part le Numidien qui se prête facilement à l'étude tectonique en photographie aérienne, d'autres anomalies ont été mentionnées :

- Le "croissant" d'Abizar affectant le Miocène post-nappe (RAYMOND, 1976) et soulignant peut être un accident plus profond et plus ancien.
- Le linéament d'image satellite Tigzirt-Chellata (RAYMOND, 1976).
- La rotation anti-horaire du massif de Chellata (GELARD, 1979).
- La présence d'un olistostrome supérieur, contenant notamment des blocs de grés-micacé et de Numidien (GELARD, 1979). Cet olistostrome est curieusement cantonné à la bordure ouest du massif numidien. Il n'apparaît plus en fenêtre vers l'E sous le flysch de Tagdint (sauf près de Bousguen) et trouve peut-être un homologue dans l'unité supérieure de flyschs chaotiques de LAVAL (1974). On peut se demander si la formation de l'olistostrome supérieur n'est pas liée à un décrochement éventuel.
- L'alignement de lames de flysch grés-micacé (sensu lato) dans la direction de l'axe du Haut-Sebaou :
 - a) flysch de Port-Gueydon à l'W du col des Aghribs au sein du Crétacé inférieur du flysch d'Azazga.
 - b) flysch de Port-Gueydon au SW de Bousguen au sein de l'olistostrome supérieur.
 - c) grès micacés maurétaniens au Tizi n'Chrèa.

(4) J'ai déjà indiqué (HOYEZ, 1978) que le prolongement vers les zones externes de cet axe de décrochement du Haut-Sebaou était le siège de particularités tectoniques :

- le chevauchement vers le NW de la lame extrusive de l'Adrar Gueldaman (DEVAUX, 1969),
- la frontière entre la zone bibanique du Dj. Guergour et le môle du Dj. Anini,
- la direction du contact entre les unités de Bou Hamza et des Beni Ourtilane,
- la présence de petits lambeaux de flyschs (numidien, massylien, maurétanien) disposés à la limite de la zone bibanique et de l'écaille des Beni Ourtilane (GLACON, 1963).

Le mécanisme suivant peut être invoqué. Il interviendrait au cours du paroxysme miocène, c'est-à-dire au cours de la fermeture du bassin des flyschs et de la mise en place majeure des nappes. On suppose que le socle de la Grande Kabylie subit un déplacement relatif vers le SE plus rapide ou que la géométrie du bassin est telle qu'il poinçonne la marge africaine. Ceci entraîne:

- Un décrochement NW-SE au sein des flyschs, s'accompagnant de la formation de flyschs dissociés (flysch du Haut Sebaou - Azazga, lambeaux de flyschs divers : Port-Gueydon, Numidien...) et peut-être d'olistostromes (olistostrome supérieur de GELARD, 1979).
- Des modifications de directions structurales dans la zone de décrochement, avec une tendance à leur alignement parallèlement au décrochement.

Cette tectonique est plus complexe dans le détail car les massifs, numidiens spécialement, se comportent comme des dominos isolés qui se télescopent les uns les autres.

- Des crochons à axe vertical (GELARD, 1979).
- La rotation globale du massif de Chellata.
- Une progression apparente des nappes de flyschs sur les zones telliennes plus importante à l'W qu'à l'E, ainsi constate-t-on que les massifs de flyschs de la zone subbibanique s'interrompent dans l'axe du décrochement.

1) Le Numidien dans la région de Petite Kabylie

Pour tenter de reconnaître les variations à l'intérieur de la série numidienne, les massifs numidiens ont été regroupés d'après leur position structurale. Schématiquement, on distingue:

- un Numidien supra-kabyle, c'est-à-dire clairement charrié sur les massifs anciens et sur la dorsale calcaire (groupe 1);
- un Numidien péri-kabyle qui ne repose pas sur les massifs anciens et sur la dorsale calcaire. En ce cas, il est possible de faire une subdivision en :
 - un Numidien en position "interne", charrié sur le flysch maurétanien (groupe 2),
 - un Numidien en position "externe", reposant sur les flyschs massyliens et sur les terrains telliens (groupe 3).

Les massifs numidiens se répartissent ainsi (fig.132) :

- Dans le groupe 1 : le synclinal des Beni-Afeur, le synclinal des Ouled-Askeur, le synclinal des Ouled-Yaya, le "Bassin d'El Milia", le "Bassin de Collo - Oued Zhour", la région d' Aïn Kechera (vue ailleurs : méridienne), la cuvette de Tamalous, la Koudiat Khrona, le Dj. Bou Grina, le Dj. Sesnou, le Dj. Mekdoua, le Dj. Laharta.
- Dans le groupe 2 : les Dj. Mezritane et Tidjouane, le Dj. Menchoura (Bezioun), l'Edough et le Cap de Fer.
- Dans le groupe 3 : le Dj. Megriss et le Chouf Karoun, le massif de Souk-el-Djemaa, les Dj. Tamesguida et Semara, le massif de la forêt de Djimila, l'Hadjar-el-Mergueb, le chañnon du Zouarha, la Koudiat Tadrar, le massif de la forêt des Mouias, les massifs du bord nord du Bassin de Constantine, le Dj. Medelsou, le piton d'Hadjar Merekeb, le Dj. Ouach, le massif du Douar Khorfan, la région d'Oued Zenati, les massifs de la Mahouna et du Dj. Ancel, le Dj. El Meïda.

1) Le Numidien en position supra-kabyle

a) Le Synclinal des Beni-Afeur

J'ai levé 3 coupes au S de ce synclinal en compagnie de J.F. RAOULT, M. DURAND-DELGA, P.E. COIFFAIT et M. TEFIANI: le revers sud-ouest du Dj. El Kelaa, la piste de Felloul et la Koudiat Ennador. Ces coupes diffèrent peu: celle du Dj. El Kelaa est plus complète et va de la base de l'Oligo-Miocène kabyle aux grès numidiens, les deux autres montrent mieux le passage olistostrome - Numidien. La colonne schématique de la figure 133 résume les observations faites sur le flanc sud-ouest du Dj. El Kelaa et à son sommet. Les détails de cette coupe classique sont donnés dans DURAND-DELGA, 1955, p. 343 et suivantes, j'en commente brièvement les différents niveaux, de bas en haut:

- Niveau 1: Dépôts d'épaisseur très variable, non datés paléontologiquement et correspondant à une évolution continentale vraisemblablement anté-oligocène.
- Niveau 2: Dépôts littoraux peu profonds de la transgression oligocène datée par Miogypsinoides.
- Niveau 3: Colonisation locale par des récifs et profondeur faible.

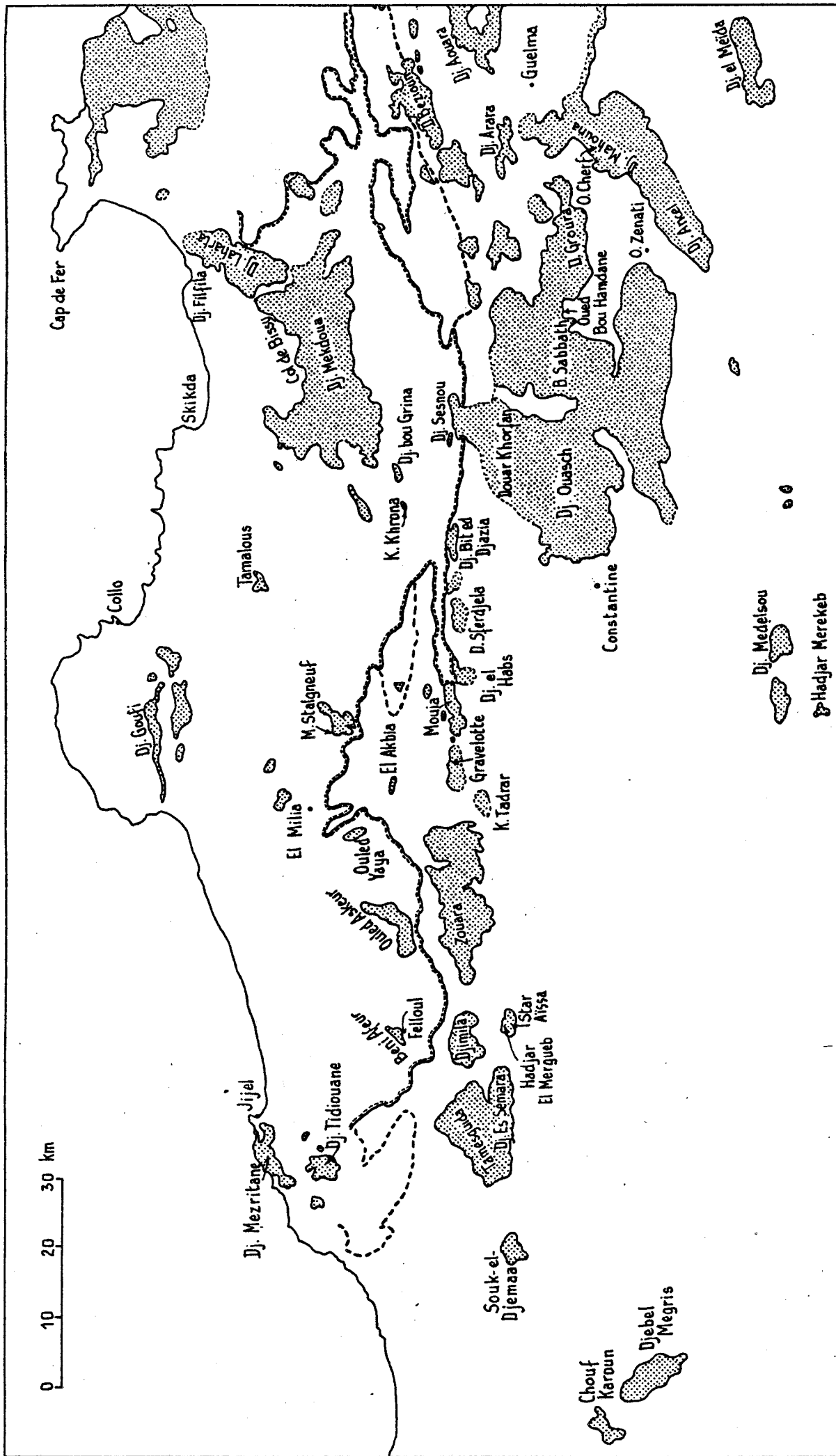


FIGURE 132

LES MASSIFS NUMIDIENS DE PETITE KABYLIE ET DES REGIONS VOISINES

Niveau 4: Approfondissement et apports détritiques volumineux. De tels apports nécessitent une réactivation importante des reliefs aériens ou sous-marins. Au cours du temps, les faciès deviennent progressivement moins conglomératiques et plus distaux. On n'observe pas de faciès typiquement turbiditiques (figures sédimentaires et séquences de BOUMA...), mais il y a une évolution en ce sens vers le haut. Les galets des conglomérats proviennent d'un socle comparable au socle kabyle sous-jacent. Ils sont souvent roulés, témoignant d'une usure hydrodynamique avant leur mise en place en masse. La fraction carbonatée des pélites, toujours faible, peut provenir d'une activité biologique, non sur place car tous les fossiles sont déplacés et brisés, mais sur une (ou des) marge(s) temporaire(s) et étroite(s) où prolifère le benthos. Le remaniement de roches carbonatées antérieures est moins probable car on n'en retrouve presque jamais de débris.

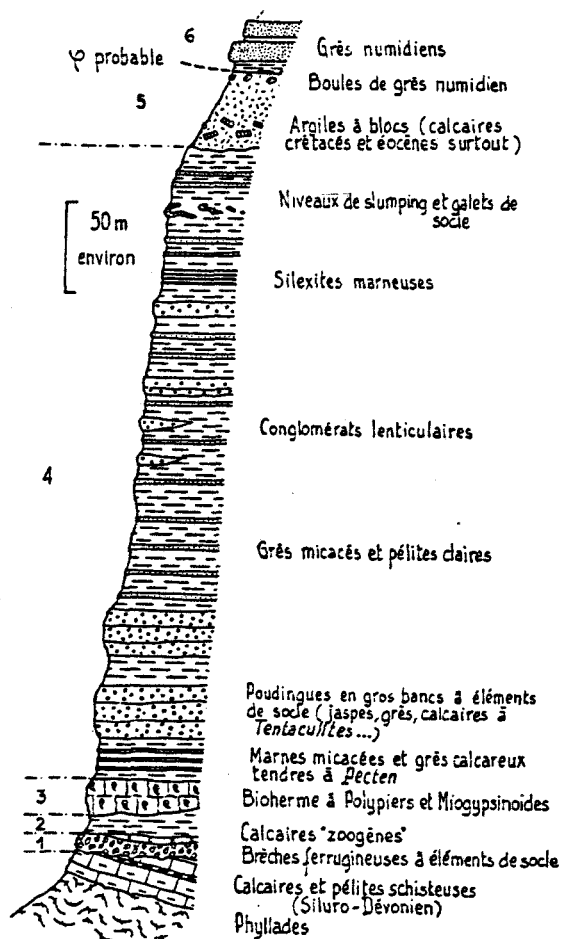


FIGURE 133

COLONNE STRATIGRAPHIQUE DE LA SERIE DES BENI-AFEUR

La sédimentation semble résulter de courants tractifs et de glissements. L'impression générale est que ces dépôts constituaient des cônes sous-marins dans la zone bathyale peu profonde, avec une pente moyenne localement dirigée vers le NE d'après la décroissance des faciès conglomératiques dans ce sens. Le talus s'est sans doute accentué vers la fin de la sédimentation de l'Oligo-Miocène kabyle (O.M.K.), ainsi que le manifeste la recrudescence des slumpings. Les silexites n'offrent pas sur cette coupe leur faciès typique et sont fortement calcaires. L'apparition des *Miogypsina* sous les silexites (BOUILLIN et RAOULT, 1971) place le sommet de l'O.M.K. dans un Aquitanien indéterminé.

Niveau 5: La transition de l'O.M.K. à la masse argileuse sus-jacente est rapide mais récurrente par l'intermédiaire de bancs de grès micacés fins, il s'agit d'un écoulement sous-marin. La signification de la formation supérieure à blocs est moins évidente, plusieurs questions se posent:

a) Les éléments remaniés dans la formation à blocs proviennent-ils d'une seule série ou d'un mélange de plusieurs séries?

Les blocs les plus caractéristiques sont des quartzites de type "albo-aptien", des microbrèches à Orbitolines du Crétacé moyen, des turbidites calcaires du Crétacé supérieur, des calcaires sableux paléocènes, des turbidites calcaires lutétiennes. Tous ces faciès peuvent être présents simultanément dans des séries de type maurétanien externe ou les séries mérinides ou certaines séries sous-numidiennes. On n'observe pas ici de faciès grossiers du Maurétanien interne.

b) La formation à blocs comporte-t-elle des grès numidiens?

Les réponses ne sont pas unanimes. Pour ma part, je réponds affirmativement: cette constatation m'a parue claire en deux endroits, près du sommet du Dj. El Kelaa et près de Felloul (observations faites grâce à J.F. RAOULT et M. DURAND DELGA). A peu de distance sous les grès numidiens, de grosses boules de grès à faciès numidien, à patine rouille et à cortex quartzitique, enveloppées d'une pellicule d'argile rouge, sont fichées dans des argiles de type sous-numidien bien que sans Tubotomaculum (cf. observations à la note de BOUILLIN et RAOULT, 1971).

c) Quelle est la situation des grès numidiens?

Un contact tectonique doit se situer près de la base des grès. Ceci ressort:

- Premièrement, d'arguments géométriques, la masse principale des grès de Felloul semble renversée bien que reposant sur un petit banc de grès numidien tronçonné à l'endroit. Par ailleurs, les grès numidiens peuvent reposer directement sur l'O.M.K. sans interposition d'argiles à blocs.

- Deuxièmement, d'arguments paléontologiques, la présence de Miogypsina et de Globigerinoides aff. primordius est incompatible avec l'âge oligocène anté-zone à G. ciproensis bien établi des argiles sous-numidiennes. Une néoautochtonie du Numidien sur les massifs kabyles (BOUILLIN et RAOULT, 1971) est à exclure.

Niveau 6: Je n'ai pas parcouru les grès numidiens, ni observé dans de bonnes conditions les argiles sous-numidiennes qui semblaient réduites par laminage tectonique.

b) Le synclinal des Ouled-Askeur

Je n'ai pas traversé ce secteur (fig.132), mais une description précise est donnée par DURAND DELGA (1955, p.349 et suivantes). Les termes 1,2,4,5,6 de la coupe des Beni-Afeur s'y retrouvent. De fortes variations latérales de faciès interviennent dans l'O.M.K., passant de conglomérats à des grès finement lités: faciès conglomératiques au NW (Mechtat Maouassem, Demna-Zrika), plus fins au S (Fedj-el-Arbaa) et redevenant conglomératiques au NE (Dj. Mochaouene).

c) Le synclinal des Ouled-Yaya

D'après les indications de DURAND DELGA (1955), on y trouve de bas en haut:

- Des brèches rouges.
- Un O.M.K. d'environ 300 m d'épaisseur, à faciès argilo-marneux, comportant vraisemblablement des sillexites (S du Dj. El Hadjar).

- Un olistostrome (argiles rouges et vertes): d'importantes intercalations de brèches calcaires du Lutétien supérieur sont décrites pouvant correspondre à des olistolithes (faciès maurétanien interne) ou à du Nummulitique II.
- Des grès numidiens.

d) Le "Bassin d'El Milia"

Une description très précise de cette région (fig.132) est donnée dans la thèse de BOUILLIN (1977). Selon cet auteur, le dispositif structural synthétique est le suivant, de bas en haut:

- (1) L'Oligo-Miocène kabyle, à faciès plutôt fin, attribué à l'Oligocène supérieur (présence de Miogypsinoïdes mais défaut de Miogypsina et Globigerinoïdes).
- (2) Des argiles à blocs d'aspect plus ou moins conglomératique (quelques mètres à une centaine de mètres d'épaisseur).
- (3) Des lambeaux de flyschs cohérents:
 - a) du Crétacé supérieur - Eocène à faciès maurétanien externe;
 - b) des grès à faciès numidien et des pélites rouges, reliés aux faciès mixtes (mérinides) d'El Akbia et de Mehta Stalgneuf;
 - c) des formations d'affinités massyliennes.
- (4) Des formations non-schistosées d'affinités telliennes (Crétacé - Eocène).
- (5) Du Numidien caractéristique : argiles rouges à Tubotomaculum d'épaisseur supérieure à 50 m et grès en gros bancs.

J'ai placé le Numidien du terme 5 sur le Tellien du terme 4 par interprétation de la fig. 101 de BOUILLIN. Cependant cette relation n'est pas claire et le Numidien repose généralement sur les termes inférieurs.

Cette région restreinte offre, de manière unique en Petite Kabylie, un empilement structural très comparable à celui du Nord de la Grande Kabylie (RAYMOND, 1976), ici nettement en situation supra-kabyle. Par ailleurs, on constate la superposition tectonique d'un Numidien typique sur un Numidien atypique d'affinités mérinides.

e) Le "Bassin de Collo - Oued Zhour"

Selon BOUILLIN (1977), on rencontre successivement de bas en haut:

- (1) Un Oligo-Miocène kabyle, épais et conglomératique dans la région de l'Oued Zhour, avec une faune pauvre oligocène supérieur.
- (2) Des silexites au sommet de l'O.M.K.
- (3) Des olistostromes à matériel flysch (massylien dominant et maurétanien). Ceux-ci apparaissent au-dessus ou dans le niveau de silexites, donnant l'apparence d'un dédoublement de ce dernier. Des récurrences de grès micacés ont fourni une association à Miogypsina. De très rares blocs de grès numidiens sont signalés dans ces olistostromes (BOUILLIN, 1977, p.195) et localement des intercalations détritiques à grain numidien ont fourni des Miogypsinoïdes.
- (4) Le Numidien (fig.132), présentant cartographiquement deux faciès:
 - a) Un faciès oriental avec des argiles varicolores à Tubotomaculum et de minces niveaux de pélites calcaro-ferrugineuses. Il renferme également des niveaux ligniteux (troncs).
 - b) Un faciès occidental avec des pélites jaune verdâtre sans Tubotomaculum suivies par des bancs de grès numidiens intercalés de pélites parfois légèrement micacées.
- (5) Une formation d'âge burdigalien supérieur (Globigerinoïdes aff. sicanus), ou Formation de Slouan, remaniant le Numidien (du grain à la klippe sédimentaire kilométrique) et considérée comme post- ou synchro-nappe.

Le Numidien de cette région que j'ai rapidement parcourue m'a semblé assez atypique avec des grès "sales" mélangés de particules charbonneuses et avec des

intercalations marneuses beiges (Oued el Ouara). Cette pollution me conduit à le considérer soit comme remanié (le phénomène "Siouan" étant généralisé), soit comme proche du grés-micacé (lignite, mica, débris carbonatés y étant assez communs).

f) La cuvette de Tamalous

Selon BOUILLIN (1977), on y trouve:

- (1) Un Oligo-Miocène kabyle, épais et conglomératique.
- (2) Des silixites.
- (3) Des olistostromes à lambeaux de flysch maurétanien externe.
- (4) Des grès numidiens en petits massifs. BOUILLIN et RAOULT (1971) signalent des intercalations de calcaires bioclastiques épaisses de plusieurs mètres dans des grès à faciès numidien. Le Numidien du Kef el Asfer, au SE, m'a semblé resédimenté en blocs.

g) La Koudiat Khrona, le Djebel Bou Grina et le Djebel Sesnou

La Koudiat Khrona constitue une petite klippe de grès numidiens sur les grès micacés du Nummulitique II. RAOULT (1974) y décrit des bancs de calcaires sableux à grands Foraminifères dont Miogypsinoides.

Le Djebel Bou Grina est encore une klippe de grès numidiens, en grande partie renversés, en position tectonique masquée par les éboulis mais comparable à celle de la Koudiat Khrona (RAOULT, 1974).

Le massif numidien du Dj. Sesnou recouvre la limite du domaine kabyle et peut être indifféremment rattaché au Numidien du Douar Khorfan. Il chevauche le Nummulitique II associé à la Dorsale interne et moyenne (RAOULT, 1974). Au S du massif, se trouve une zone broyée, prise en sandwich entre le Numidien et le Nummulitique II, dans laquelle sont impliqués des lambeaux de flyschs maurétanien externe ou massylien. Des silixites apparaissent au sommet de la série numidienne.

h) Le massif du Djebel Mekdoua

Je rassemble sous ce terme le grand panneau de Numidien disposé entre le col de Bissy au N et le Dj. Rhedir au S (fig.132).

Au N du massif, BOUILLIN et RAOULT (1971) et RAOULT (1974) ont décrit en détail le substratum du Numidien, à l'E de Ramdane Djamel et au col de Bissy. J'en rappelle les principaux niveaux, de bas en haut:

- (1) L'O.M.K. (200-300 m) à Miogypsinoides, avec très localement "quelques horizons à rares galets calcaires issus vraisemblablement de la Dorsale".
- (2) Les silixites.
- (3) L'olistostrome à blocs de flysch maurétanien, avec des récurrences de silixites et de grès micacés à Miogypsinoides. Des boules de grès à faciès numidien sont présentes.
- (4) Des argiles vertes et rouges fluantes à Tubotomaculum, contenant de minces horizons ferrugineux et des "boules" ou nodules aplatis de calcaire fin, à patine jaune, azoïque.
- (5) Les grès numidiens.

Au S du massif, les relations du Numidien avec son substratum sont altérées par la superposition de l'accident décrochant d'El Kantour. Les argiles sous-numidiennes à Tubotomaculum reposeraient sur un flysch d'affinité maurétanien externe (flysch de Ziâne) très disloqué, lui-même superposé au socle kabyle et à sa couverture oligocène.

D'après RAOULT (1974), les argiles sous-numidiennes ont livré de rares formes pélagiques (G. cf. dissimilis, G. gr. venezuelana) et du nannoplancton créacé à oligocène.

1) Le massif du Djebel Laharta

Au SE du Dj. Filfila et du col de Besbas (fig.132), on observe le contact du Numidien sur l'O.M.K. à silexites. De même que RAOULT w(1974), je n'ai pas observé d'argiles à Tubotomaculum. Cet auteur signale à la place "une série argilo-silteuse, grise à brun clair, à petits bancs (5-10 cm) de grès fins, blanchâtres, avec quelques horizons d'argiles grasses, blanc livide à rouge sombre".

2) Le Numidien péri-kabyle, en position "interne"

a) Les djebels Mezritane et Tidiouane

Ces deux massifs (fig.132) sont les plus étendus d'un ensemble de petits massifs numidiens au SW de Jijel (RAOULT, RENARD et MELIERES, 1982). Le Numidien avec ses argiles varicolores de base repose sur la série mérinide d'El Aouna. Il est signalé la présence, au sein des grès numidiens sur le littoral, de deux bancs de grès calcareux à Mioqypsinoides.

b) Le Djebel Menchoura (Bezioun)

Ce monoclinale repose au S sur les formations ultra-telliennes et au N sur le flysch maurétanien.

c) Le Numidien dans le massif de l'Edough - Cap de Fer

Ce Numidien, parfois assez grossier (grains de 8 mm), présente la particularité, signalée par VILA (1971) et que j'ai pu vérifier en plusieurs points, d'être affecté par un léger métamorphisme (comme dans les Babors occidentaux). Celui-ci se manifeste dans les intercalations argilo-pélitiques qui prennent une teinte blanche et un aspect de silexite, ainsi qu'une légère schistosité.

3) Le Numidien péri-kabyle, en position "externe"

a) Le Djebel Megris

Le Numidien du Dj. Megris et celui du Chouf Karoun (fig.132) reposent tectoniquement sur la nappe tellienne de Djemila (VILA, 1978) ou unité III (Crétacé - Eocène) de GLACON (1961). Selon LEIKINE (1971) et VILA (1980), un minuscule lambeau de Sénonien ultra-tellien serait coincé entre ces deux unités.

A l'W du massif, les grès numidiens reposent en troncature basale (disharmonie) sur des argiles brunes. A la base des grès, on observe des argiles à Tubotomaculum non carbonatées, rougeâtres et fluantes, contenant de rares plaquettes de grès fin à pistes.

Au S du massif, je n'ai pas observé d'argiles à Tubotomaculum, mais sous la masse des grès numidiens presque horizontaux, de haut en bas:

- (1) des pélites brunes (sur le sol, non en place, sont disséminés des calcaires marneux);
- (2) un gros banc de grès numidien;
- (3) des pélites brunes calcaires;
- (4) des pélites gris foncé.

Le niveau 3 est fossilifère et Madame BIZON y a reconnu: Globorotalia opima opima (TR), Globigerina angulisuturalis, G. tripartita, G. praebulloides, Globigerinita unicus, qui indiquent au moins la zone à G. opima opima (Oligocène).

Selon FEINBERG, le nannoplancton est au moins NP 24 (ce qui correspond bien à la zone de Foraminifères citée)

b) Le massif de Souk-el-Djema (ou Taourirt-Ali ou Dzira)

Le Numidien (fig.132) y repose sur différents termes de l'Eocène tellien: marnes grises à "boules jaunes", calcaires paléocènes à patine blanche, marnes grises du Lutétien moyen (OBERT, 1981). La stratification des grès est mal visible.

Vers la base des grès, et apparemment interstratifié dans ceux-ci, un niveau de pélites calcaires brun clair à débris de poissons a livré à Madame BIZON : Globorotalia siakensis, G. opima nana, Globigerina angulisuturalis, G. praebulloides, Globigerinita dissimilis, G. unicavus, Globorotaloides suteri, Cassigerinella chipolensis. Cette faune indique la zone à G. ciproensis (Oligocène supérieur).

Sous la masse des grès, on trouve des marnes brun clair intercalées de bancs décimétriques de grès légèrement calcaires, très riches en faune: Globigerina angulisuturalis, G. praebulloides, Globorotalia opima opima, Globigerinita unicavus, G. dissimilis, indiquant la zone à G. opima opima.

c) Les djebels Tamesguida et Semara

Sous cet imposant massif de grès (fig.132), on observe localement les argiles de base. Ainsi, sur le revers NNE du Dj. Es Semara, à 300 m à l'E du pont franchissant l'Oued el Menar, le membre sous-numidien est bien visible en continuité avec les grès sus-jacents. Il est constitué de pélites brunâtres, pas très colorées, non carbonatées, à Tubotomaculum et de plaquettes minces et abondantes de grès tendres ferrugineux. Cet ensemble repose en contact tectonique sur des marnes brun clair et des calcaires blancs éocènes.

DURAND DELGA (1955) souligne les particularités du membre sous-numidien:

- l'épaisseur assez forte (100-200 m),
- la présence assez constante de Tubotomaculum,
- le fait qu'elles soient parfois légèrement calcareuses,
- la présence de Foraminifères planctoniques: Globigerinita dissimilis, G. aff. venezuelana.

d) Le massif de la forêt de Djimila

Une description de ce massif est donnée dans DURAND DELGA (1955) et sur la feuille de SIDI MEROUANE. Le Numidien (fig.132) repose sur un coussinet de flysch massylien marno-microbréchiq. Les argiles sous-numidiennes (environ 50 m) sont verdâtres, parfois rougeâtres, et riches en Tubotomaculum. Elles admettent quelques rares miches d'un calcaire détritique brunâtre. Les grès numidiens présentent occasionnellement des intercalations d'argilites schisteuses vertes et d'argilites à nodules calcareux à patine jaune.

e) Le massif de Hadjar-el-Mergueb

Le Numidien (fig.132) y repose sur les formations telliennes. D'après DURAND DELGA (1955) le membre sous-numidien est constitué de 20 à 30 m d'argilites grisâtres, verdâtres ou rougeâtres. Une particularité du membre gréseux numidien est de renfermer, selon DURAND DELGA, des niveaux de calcaire à faciès lacustre, près de Star Al'ssa.

J'ai parcouru de même ces affleurements et n'ai pu me convaincre de l'appartenance numidienne de ces calcaires. Deux niveaux sont visibles : le niveau supérieur ne m'est apparu qu'en "pierres volantes", le niveau inférieur affleure plus clairement sous la piste de Star Al'ssa. Les calcaires, blancs, d'aspect travertin, sont collés au sommet d'une corniche de grès numidien. Ils sont localement bréchiq. à éléments anguleux de grès.

Si ces calcaires sont interstratifiés (c'est à mon sens peu vraisemblable) ils représentent une curiosité car leur faciès ne s'accorde pas avec le faciès supposé profond du Numidien.

f) Le chaînon du Zouarha et la Koudiat Tadrar

Le Numidien du Zouarha repose soit sur le flysch massylien, soit sur les formations telliennes. Selon DURAND DELGA (1955), les argiles sous-numidiennes reflètent soit le faciès d'argilites verdâtres à Tubotomaculum (épaisseur réduite à une vingtaine de mètres), soit un faciès d'argilites schisteuses gris noirâtre. Exceptionnellement, on remarque des petits nodules brun jaunâtre d'argile calcareuse et ferrugineuse.

A l'W du massif, près de Bir Chouchen, DURAND DELGA signale quelques Globigérines accompagnant les classiques Arénacés.

Le passage au membre numidien médian s'opère par une alternance d'argilites et de grès en bancs assez minces.

L'épaisseur totale des grès (souvent à dragées) est estimée par DURAND DELGA entre 500 et 1000 m.

A la Koudiat Tadrar, d'après DURAND DELGA (1955), les grès numidiens comportent de "véritables poudingues à petits galets de quartz" et "les argilites noires intercalées entre les barres gréseuses sont légèrement calcareuses".

g) Les massifs de la forêt des Mouias et du bord nord du Bassin de Constantine

Aux Mouias (DURAND DELGA, 1955), le Numidien gréseux (plus de 400 m d'épaisseur) repose sur des marnes crétacées par l'intermédiaire d'un coussinet d'argilites schisteuses à petits lits gréseux (50 - 100 m).

Vers l'E, en bordure du Bassin de Constantine, s'allonge un chapelet de massifs numidiens dont les plus volumineux sont: le Dj. el Habs, le Kef Rorab (Douar Sferdjela), le Dj. Bit Ed Djazia, les massifs au N du Dj. Cheraga, cartographiés et figurés en coupe par RAOULT (1974). Ils sont souvent accidentés de nombreuses failles et ils reposent en général sur les formations gréso-micacées (Nummulitique II de RAOULT), elles-mêmes superposées au flysch massylien ou aux formations ultra-telliennes.

Les argiles de base sont peu représentées.

h) Le Djebel Medelsou

Ce massif présente beaucoup d'intérêt par sa position très méridionale et donc par son caractère de témoin avancé de la nappe numidienne. Il a fait l'objet d'études spécifiques, principalement axées sur les formations sous-jacentes au Numidien, que je résumerai ci-après (VAN DE FLIERT, 1952, 1955; VAN DE FLIERT et al., 1958; VILA, 1980; COIFFAIT et al., 1983). J'exposerai ensuite mes observations sur le Numidien. Le massif offre une structure synclinale (synclinal d'Oulad Aaziz - Dj. Medelsou). La superposition des terrains est la suivante, de bas en haut:

Ensemble 1 à faciès tellien (sud-tellien ou tellien médian)

- (a) Cénomaniens: dolomies et calcaires néritiques;
- (b) Maastrichtien: marnes et marno-calcaires à Inocérames;
- (c) Dano-Montien: calcaires marneux et marnes sombres à "boules jaunes";
- (d) Thanétien-Yprésien-Lutétien inférieur: calcaires à cassure noirâtre et à patine blanche, à silex et lits phosphatés;
- (e) Lutétien supérieur: marnes à "boules jaunes" et calcaires lenticulaires.

Au-dessus de ce premier ensemble, les interprétations divergent. Pour certains (VILA, 1980), il y a continuité sédimentaire. Pour d'autres (COIFFAIT et al., 1983), il s'y place un contact mécanique. L'argumentation de ces derniers repose sur la présence locale d'un :

Ensemble 2, qualifié d' "unité à matériel oligocène"

Il s'agit de marnes essentiellement oligocènes, parfois renversées (critères paléontologiques) et coincées sous les terrains éocènes de l'ensemble 3. Les auteurs considèrent que ces marnes représentent la couverture décollée de l'ensemble 1. Des faunes de l'Eocène terminal à l'Oligocène terminal (présence de Globigerinoides primordius) ont été récoltées.

Ensemble 3, interprété de deux manières:

- (a) soit comme un ensemble tectono-sédimentaire, de type "marnes à blocs" (VILA, 1980). La matrice marneuse serait datée du Priabonien.
- (b) soit comme un ensemble tectonique ayant une ordonnance (COIFFAIT et al., 1983), formé de terrains à faciès ultra-tellien (les blocs dans la première hypothèse) et comportant:
 - des marno-calcaires du Maestrichtien;
 - des marnes grises du Paléocène inférieur;
 - des marno-calcaires crayeux du Paléocène supérieur;
 - des marnes noires de la limite Paléocène - Eocène inférieur;
 - des calcaires à cassure claire et à rares silex noirs (type Adissa) de l'Eocène inférieur;
 - des marnes à galets du Lutétien inférieur (?).

Ces deux hypothèses diffèrent fondamentalement en ce sens que:

- La première suppose une tectonisation précoce (L.S.-Priab.) de l'Ultra-tellien.
- La seconde la situe plus tardivement (à la fin de l'Oligocène ou au Miocène).

Le remaniement de galets (au Lutétien ou avant d'après les auteurs) est lié à des variations brutales du niveau de la mer.

Aucune observation personnelle ne me permet de prendre parti pour l'une de ces hypothèses.

Ensemble 4 : le Numidien

Les grès numidiens sont supportés presque généralement par un membre inférieur pélito-marneux que l'on peut observer à la périphérie du massif à la faveur des oueds qui l'incisent. Le contact de base du Numidien est réputé tectonique par tous les auteurs, le membre basal recouvrant soit l'Eocène sud-tellien soit le Crétacé supérieur et l'Eocène ultra-telliens. C'est en partie mon opinion: le Numidien devait reposer primitivement, à mon sens, sur les terrains ultra-telliens qu'il traîne en semelle (ou bien alors sur la formation à blocs priabonienne dans l'hypothèse de VILA).

Le Numidien du Dj. Medelsou offre un double intérêt:

- Le faciès du membre inférieur diffère des classiques argiles varicolores par ses teintes plus claires et monochromes gris verdâtre, ainsi que par une plus ou moins grande abondance de carbonates;
- Les pélites calcaires contiennent une microfaune assez caractéristique permettant de les dater (BIZON et HOYEZ, 1979). Des associations presque identiques ont été retrouvées par COIFFAIT et al. (1983).

Une coupe continue, levée sur la rive gauche du Chabet Medelsou (Fig.134), montre les couches de passage au membre gréseux numidien. Les pélites à Tubotomaculum sont surmontées par des faciès de pélites calcaires où ce fossile semble disparaître.

Les échantillons étudiés par Madame BIZON, et plus particulièrement l'échantillon 6, appartiennent sans ambiguïté à la zone à G. opima opima de l'Oligocène moyen. Les Agglutinants augmentent nettement vers le sommet de la coupe et les Cyclamina deviennent plus nombreux. Madame BIZON note que ce genre Cyclamina, actuellement dit "profond", est trouvé au Miocène inférieur avec une faune peu profonde par certains auteurs. D'autre part, si l'on compare avec le flysch ionien de même âge, on n'y trouve pas tous ces Agglutinants mais seulement les formes dites tubulaires. Dans le détail et de haut en bas, les faunes suivantes ont été déterminées:

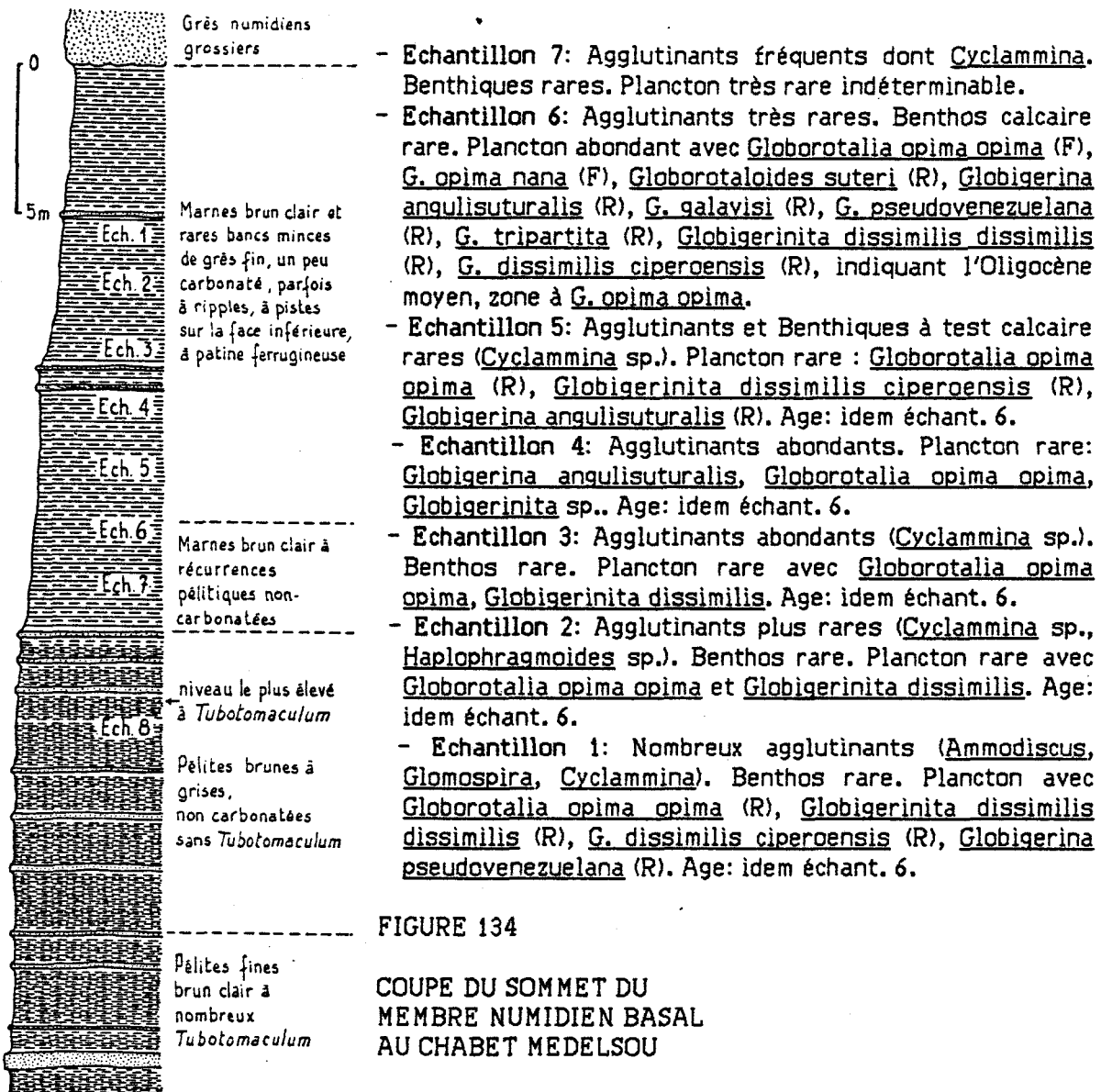


FIGURE 134

COUPE DU SOMMET DU
MEMBRE NUMIDIEN BASAL
AU CHABET MEDELSOU

La liste des Foraminifères planctoniques récoltés dans une autre coupe par COIFFAIT et al. (1983) comporte en outre *Globigerina sellii*, *G. praebulloides*, *G. venezuelana* et surtout *Globigerinoides primordius*. Cette dernière espèce n'a jamais été reconnue sous sa forme typique dans le membre sous-numidien (cf. observation de Madame GLACON dans RAOULT, 1974). Dans leur texte, les auteurs de la note n'évoquent pas cette découverte sur laquelle il eût été légitime d'insister. Selon la zonation de Madame BIZON, *G. primordius* n'apparaît que dans la zone à *G. ciperensis*, ce qui rajeunirait d'une biozone la datation que Madame BIZON et moi-même avions proposée au Chabet Medelsou. Par contre, elle est en accord avec d'autres datations obtenues ailleurs.

Le membre numidien médian montre plusieurs grosses barres de grès, épaisses chacune d'une cinquantaine de mètres, constituées de bancs coalescents et à la base desquels s'observent des chenaux de largeur décimétrique. Le diamètre maximal des grains oscille de la taille du grain de poivre à celle de la petite dragée. Certains bancs présentent une cimentation carbonatée qui semble ne pas être récente et qui leur confère un aspect noduleux. Entre les barres de grès s'intercalent des argiles parfois carbonatées rougeâtres, donnant des coulées, et qui se sont révélées azoïques. L'épaisseur totale du membre gréseux ne semble pas excéder 250 mètres.

i) Le massif d'Hadjar Merekeb

A quelques kilomètres au S du Dj. Medelsou (fig.132) se situe un petit pointement de grès numidiens d'une cinquantaine de mètres d'épaisseur qui a été cartographié et étudié par BAR (1957).

Le relief gréseux perce au-travers d'atterrissements quaternaires et il est difficile d'observer la base de la série. Certains points méritent d'être rappelés à la suite de BAR:

Les grès numidiens comportent des intercalations marneuses et ils donnent eux-mêmes parfois une réaction à l'acide.

A la base de la série visible, juste sous les grès, s'observent des marnes verdâtres avec de petites intercalations gréseuses, légèrement calcaires. Ces marnes montrent des traces d'Annélides et des mud-cracks. Elles ont livré, outre des Agglutinants, quelques Globigerina dissimilis.

j) Le Djebel Ouach

D'après la cartographie de COIFFAIT et VILA (feuille d'El Aria), le Numidien y est débité en vastes écailles, en série normale.

Les argiles sous-numidiennes percent localement à la base de ces écailles. Sur le bord sud du massif, on observe des lambeaux de flysch massylien à microbrèches.

Tout cet ensemble repose sur les formations ultra-telliennes écaillées et visibles en une bande continue du NE de Constantine, à l'W, au Kef el Asfar, à l'E. D'après les coupes de COIFFAIT, les lambeaux de Massylien recouvrent les contacts tectoniques affectant l'Ultra-tellien. A partir de là, on peut envisager diverses hypothèses pour la succession des événements, de la plus autochtoniste à la plus allochtoniste:

Hypothèse 1: Recouvrement tectonique du Massylien sur l'Ultra-tellien écaillé - Dépôt du Numidien - Glissement modeste et écaillage de la superstructure.

Hypothèse 2: Recouvrement tectonique de l'ensemble Numidien + son substratum stratigraphique massylien sur l'Ultra-tellien écaillé.

Hypothèse 3: La même que la seconde, mais en postulant pour le Numidien une origine encore plus lointaine et le Massylien ne constituant que des copeaux tectoniques arrachés lors de son déplacement.

La première de ces hypothèses a ma faveur, mais n'ayant pas étudié cette région, je n'ai aucun argument pour la soutenir.

Enfin, d'après un renseignement oral de COIFFAIT, les argiles sous-numidiennes à Tubotomaculum ne seraient pas carbonatées et auraient généralement une teinte verte (rouge très rare). Les grès présentent des stratifications en chenaux.

k) Le Numidien du Douar Khorfan

Le Numidien du Douar Khorfan (fig.132) a été choisi comme série-type par RAOULT (1974, p.82) qui en a fait une analyse méthodique. Les principaux niveaux se résument ainsi, de bas en haut:

(1) Argiles sombres à horizons légèrement calcaires, à petits bancs de calcaires fins, de calcaires silteux et de grès fins calcaires.

Ce niveau peut être rapporté soit à la zone à Globigerina ampliapertura (présence de G. ampliapertura qui se cantonne normalement à la zone de même nom), soit à la zone à Globigerina sellii (présence de Globigerina anguliofficinalis et de Globigerina euapertura qui s'étendent très peu au-delà de cette zone), soit si on considère ces formes remaniées à la zone à Globorotalia opima opima (G. opima est citée mais pas la forme opima opima).

Remaniements de faunes éocènes.

- (2a) Argiles vertes et rouges à Tubotomaculum. Niveaux marneux discontinus et plaquettes calcaires remaniées du Sénonien massylien. Remaniements de faunes éocènes.
- (2b) Argiles à Tubotomaculum. Boules de grès et blocs microbréchiques du Turonien massylien.
- (2c) Argiles sans Tubotomaculum et bancs minces de grès. Quelques niveaux marneux ayant livré, entre autres Planctoniques: Globigerinoides cf. primordius et Globorotalia opima opima. Selon l'interprétation du "cf.", on placera ce niveau dans la zone à G. opima opima ou dans la zone à G. ciperensis. Remaniements de faunes crétacée, éocène et oligocène.
- (3) Grès numidiens.
- (4) Formations supra-numidiennes à silixites et à niveaux marneux et calcaires. Glauconie et micacés fréquents. Présence de Globigerinoides trilobus et de faunes indiquant la zone N6 de BLOW.

Cette série offre un grand intérêt par ses niveaux de base. Le membre basal numidien repose dans cette région presque toujours sur le flysch massylien, plus rarement sur l'Ultra-tellien. Ce substratum est fortement tectonisé, parfois renversé, alors que le Numidien est relativement beaucoup moins affecté. On peut envisager différentes interprétations:

- (a) un contact tectonique passe à la base de l'ensemble 1 à 4, désolidarisant totalement la série numidienne.
- (b) le niveau 1 représente une couverture discordante sur le flysch massylien et antérieure au cycle numidien proprement dit (RAOULT, 1974, p.81).
- (c) Le Numidien (1 à 4) est discordant sur un substratum constitué de Massylien et d'un peu d'Ultra-tellien.

Le niveau 1 ne diffère, à mon sens, du niveau 2 que par la présence d'horizons calcaires et par l'existence incertaine de Tubotomaculum. Il paraît logique de le considérer comme une partie intégrante du Numidien. L'abondance des remaniements dans le membre basal argileux est significative. Il s'agit de blocs provenant de la dislocation de bancs de flysch massylien ou de plaquettes. Leur resédimentation, parfois sens dessus dessous, est évidente. Il est difficile d'invoquer des phénomènes de solifluxion car c'est le Numidien qui est directement sus-jacent. Le remaniement de blocs de Massylien dans les argiles sous-numidiennes implique une proximité géographique immédiate entre des affleurements de Massylien et le bassin sédimentaire des argiles sous-numidiennes. La proximité latérale s'accompagne vraisemblablement d'une proximité verticale, en d'autres termes par un contact stratigraphique Numidien sur Massylien.

Selon COIFFAIT (renseignement oral) qui a réexaminé la coupe du Douar Khorfan, les niveaux inférieurs du Numidien lui auraient laissé une impression d'olistostrome, quoique non partagée par DURAND DELGA.

A mon sens, la physiographie locale du bassin pouvait se résoudre en un certain nombre de dépressions et de reliefs tectoniques sous-marins. Les courants arrachaient et dispersaient les fractions fines des reliefs, en mélangeant intimement les faunes du Crétacé à l'Oligocène, tandis que les bancs plus massifs glissaient sur les pentes et se concentraient dans les creux morphologiques. Nous reviendrons ultérieurement sur l'importance des courants à cette époque. Selon la nature des formations remaniées; on enregistrait des fluctuations dans la teneur en carbonates; la richesse en carbonates pouvant elle-même conditionner la non-dissolution des microfaunes calcaires.

Au sommet des grès numidiens, on note la présence de faciès micacés et glauconieux. Le mica blanc peut avoir différentes origines: interne ou externe,

plus ou moins lointaine du fait de la facilité de son transport, mais le rapprochement des massifs métamorphiques kabyles peut être une explication raisonnable à sa recrudescence.

Plus intéressante est la glauconie. Il n'est pas question d'accorder un témoignage paléobathymétrique à ce minéral, évidemment déplacé par les courants de densité, mais il apporte des indications sur les domaines paléogéographiques jouxtant le bassin numidien. La glauconie est inconnue dans les niveaux d'âge sensiblement correspondant de la couverture kabyle, alors qu'elle peut exister en abondance dans les zones externes, telliennes ou siciliennes (grès de Boghari, glauconites nord-tunisiennes, grès glauconieux des Sicani...). Au sein même des grès numidiens, elle est relativement rare; on la voit apparaître ici (pour la première fois en se dirigeant vers l'E) au sommet de l'ensemble gréseux, en proportion assez faible. Elle prendra de plus en plus d'importance vers l'E dans la formation de Babouch aux confins algéro-tunisiens.

1) La région d'Oued Zénati

Après avoir été l'objet de levés par les géologues pétroliers (BLANT, COTTENCON et MAGNE, 1955), cette région a été revue récemment par LAHONDERE dans le cadre de l'établissement de la feuille Oued Zénati. A cette occasion, de nouvelles datations micropaléontologiques ont été fournies (note 1: LAHONDERE, FEINBERG et HAQ, 1979; note 2: FEINBERG, HOYEZ et LAHONDERE, 1981). Elles résultent de la synthèse de plusieurs coupes réalisées dans l'Oued bou Hamdane (près de Bordj Sabath), au Dj. Groura (un peu plus à l'E) et dans l'Oued Cherf sur le versant ouest de La Mahouna. Ces coupes comportent de bas en haut:

(1) Des argiles varicolores à Tubotomaculum (A1)

LAHONDERE ne précise pas si elles comportent des niveaux carbonatés, comme le laisse supposer la présence de Planctoniques calcaires. Par ailleurs, les listes de faunes présentées dans les deux notes ne sont pas strictement identiques et cela conduit à des attributions de zones différentes.

a) La base des argiles est datée de la zone à G. opima, avec la présence de l'indicateur de zone, associé à des espèces plus ubiquistes: Globigerina tripartita, G. venezuelana, Globigerinita dissimilis, G. unicava. La note 1 cite une nannofaune NP 24 (qui correspond donc à la zone de Foraminifères G. opima), alors que la note 2 indique la zone NP 25 (sans liste).

b) Le sommet des argiles est placé dans le Stampien supérieur dans la note 1 avec Globigerina angulisuturalis, G. cf. sellii (forme de passage à G. binaiensis), G. officinalis, G. ciproensis, Globigerinita unicava. La nannofaune est NP 24.

La note 2 indique, à côté d'espèces peu significatives, quelques exemplaires de Globigerinoides primordius, associés à une nannofaune NP 25. On se trouverait donc dans la zone à G. ciproensis.

(2) Un ensemble à dominante gréseuse (G1), épais de 600 m.

On retrouve jusque dans la partie médiane les mêmes Foraminifères. Le nannoplancton est clairement NP 25 avec l'apparition de Triquetrorhabdulus carinatus.

(3) Un ensemble à dominante argileuse (A2), épais de 400 à 500 m.

Les grès y sont parfois micacés et les argiles gypsifères.

a) La base est datée de l'Aquitaniens inférieur (zone à G. kugleri) avec: Globorotalia kugleri, Globigerinoides primordius (TR), Globigerina ciproensis, G. praebulloides.

- b) La partie médiane reste dans l'Aquitaniens : Globorotalia kugleri, Globigerina gortanii, G. sellii (formes évoluées), Globigerinoides primordius (assez fréquent), Globoquadrina dehiscens.

Le nannoplancton correspond bien à la zone NN1 (sensiblement équivalent à la zone à G. kugleri) avec la disparition de Dictyococcites bisectus et de Sphenolithus ciperensis.

- c) Le sommet (200 m) est daté du Burdigalien inférieur (zone à G. trilobus de FEINBERG) avec Globigerinoides trilobus, G. subquadratus, G. altiapertura, G. immaturus, Globoquadrina dehiscens, Globorotalia mayeri (dans la note 2, en plus : Globigerinita stainforthi, Globigerina woodi).

Le nannoplancton NN2 confirme bien cet âge avec Sphenolithus abies et S. neoabies.

Cet ensemble présente un grand intérêt car au N et à l'E de Bordj Sabbath (Dj.Fellah, Dj.Groua), il comporte "une succession de gros bancs de grès micacés et de pélites argileuses parfois de marnes" (LAHONDERE, 1987). Les datations en font, selon moi, l'équivalent stratigraphique du membre sommital à silixites de Tunisie. Cependant, les silixites sont ici absentes et il pourrait s'agir d'une variation latérale vers un faciès plus marneux. Cet ensemble a été retrouvé par VILA (1980) au Dj. Arara, entre Guelma et Hammam Meskoutine. LAHONDERE signale que dans cet intervalle marneux se sédimentent des "boules jaunes" (Teniet Ras el Akba). Les boules jaunes sont pour moi reprises des formations telliennes et correspondent tout à fait aux horizons à boules resédimentées observés par ROUVIER (1977) ou par moi-même au sein de la "babouchite", avec des grès micacés moins développés.

Alors que dans le synclinal de Babouch en Tunisie, ces niveaux semblent les plus élevés stratigraphiquement, ils sont ici surmontés, d'après LAHONDERE, par 200 m de grès numidiens très grossiers, parfois conglomératiques. Ce Numidien ne pourrait-il pas être lui-même resédimenté ? En résumé, je vois dans ces niveaux sommitaux la manifestation sédimentaire du stade de fermeture du bassin numidien, enserré entre ses deux marges, kabyle et tellienne.

La thèse de LAHONDERE (1987) apporte des éclaircissements sur le substratum présumé du Numidien. Cet auteur décrit une série, dite d'Al'n Kerma, reconstituée à partir de deux unités tectoniques complémentaires: l'unité du Dj. Guetar (Turonien- Paléocène supérieur) et l'unité de Djema Sidi Habib (Sénonien supérieur- Oligocène inférieur). La série d'Al'n Kerma est équivalente à la série de l'Adissa de ROUVIER (voir à la suite). L'ensemble Adissa- Al'n Kerma a donc une large extension géographique puisqu'on le reconnaît depuis la Méditerranée (Meloula) jusqu'à Constantine.

La série d'Al'n Kerma offre des affinités à la fois avec les séries ultra-telliennes (particulièrement le Campanien marno-calcaire) et avec les séries massyliennes par sa richesse en niveaux microbréchiques. L'originalité de cette série provient de l'existence:

- de formations à blocs, fréquentes à certains niveaux stratigraphiques (Maestrichtien inférieur et moyen, Montien supérieur à Thanétien supérieur, Yprésien inférieur). Ce type de sédimentation caractérise, selon moi, la partie basale d'un talus.
- de pélites à silixites (Yprésien supérieur- Lutétien basal) superposées au niveau siliceux général des calcaires à silice (Thanétien supérieur- Yprésien inférieur à supérieur).

LAHONDERE montre que la série d'Al'n Kerma se poursuit parfois par le Lutétien moyen-supérieur, le Priabonien et l'Oligocène inférieur (Hammam Beni Salah, Asfour, Oued Bou Hamdane, Dj. Aouara). Les faciès en sont représentés par des argillites, des marnes vertes, grises, noires ou rouges, parfois à petits lits microbréchiques. Les faunes les plus récentes indiquent l'Oligocène inférieur: Globigerina ampliapertura, G. gortanii, Globigerinita dissimilis. A leur sommet,

ces pélites deviennent un peu sableuses et il s'y intercale des bancs centimétriques de grès à patine rougeâtre, un peu glauconieux. Un Tubotomaculum est signalé par LAHONDERE au Kef Bardou (Dj. Aouara).

Le Numidien repose parfois sur ces argillites éo-oligocènes, mais les éboulis ne permettent pas de garantir une continuité stratigraphique. Pour LAHONDERE, celle-ci est très probable et je partage son opinion. Les termes supérieurs de l'unité d'Aïn Kerma miment parfaitement ceux que l'on rencontre dans cette région à la base des grès numidiens (cf. coupe du Chabet Medelsou).

Selon moi, le fait que les termes supérieurs de l'Adissa-Aïn Kerma soient rares tient à ce qu'ils ne se sont pas déposés partout, de manière uniforme. Le bassin de l'Adissa se serait comporté comme un bassin mobile, découpé par des plis et des failles accidentant le fond sous-marin de reliefs et de bassins mineurs. Les reliefs s'érodaient ou s'effondraient, tandis que dans les bassins mineurs la sédimentation était continue, en concordance apparente ou mieux en "discordance progressive" (RIBA, 1976). La chape numidienne est dans son ensemble discordante sur l'unité d'Aïn Kerma, alors que localement elle peut en constituer la suite concordante.

Rappelons, car c'est un point supplémentaire sur la carte, que le sondage AR 2 (BLANT et al., 1955) près de Bordj Sabbath a récolté quelques Globigerina dissimilis dans les intercalations argileuses entre les grès à dragées.

Au S du Kef el Djarou, à l'W d'Oued Zénati, j'ai observé les argiles sous-numidiennes (30 m) azoïques, à l'aspect écaillé et à la teinte brun rougeâtre, avec des Tubotomaculum de taille variable. Immédiatement sous ces argiles gisent des pélites à galets calcaires.

m) Le massif de La Mahouna - Djebel Ancel

Les grès numidiens (fig.132) forment une série épaisse, débitée en plusieurs lames, dont certaines sont renversées. Le faciès des grès est variable: grès assez fins, terreux, avec des boules d'argile; grès grossiers à dragées atteignant 3 cm (près de Ras el Akba). DARESTE DE LA CHAVANNE (1910) a signalé dans les grès du versant nord de La Mahouna un moule interne de Gastéropode d'assez grande taille et quelques moules de Bivalves indéterminables.

Ces grès reposent sur des pélites grises, parfois carbonatées, assez épaisses (300 m), elles-mêmes s'appuyant sur des pélites à bancs de calcaire marneux et à boules calcaires. Je n'ai pas observé clairement les rapports, peut-être tectoniques, entre ces deux formations. FLANDRIN estime à environ 200 m l'épaisseur des argiles sous-numidiennes et note des calcaires marneux à fucoïdes dans le tiers supérieur.

n) Le Djebel El Meï'da

Ce petit massif (fig.132) est depuis longtemps décrit (DARESTE DE LA CHAVANNE, 1910). Il comprend à la base 50 m de marnes argileuses avec du lignite surmontées par 300 à 400 m de grès grossiers avec des poudingues à galets de quartz séparés par des niveaux "marno-schisteux".

II) LES FORMATIONS DE TYPE GRESO-MICACE

A) Les formations oligo-miocènes transgressives à la fois sur le socle et la dorsale interne

Le socle et la dorsale interne (unité du Kouriet de COUTELLE et flysch d'Idjeb de GELARD) sont recouverts en discordance, après structuration, par des formations grés-micacées qui possèdent des caractères proches. C'est l'extension de l'Oligo-Miocène kabyle. Celui-ci est peu développé sur la dorsale, alors qu'il peut atteindre plusieurs centaines de mètres sur le socle. Il montre généralement la superposition:

- 1) d'un conglomérat basal à éléments empruntés au substratum proche,
- 2) de grès micacés, d'argiles sableuses et de conglomérats associés à de rares lumachelles à Pectinidés.
- 3) de marnes à horizons de silixites, passant à un olistostrome.

Il s'étend (GELARD, 1979) de l'Oligocène supérieur (N3) à l'Aquitainien supérieur - Burdigalien basal (N5-N6).

B) Les formations du cycle Lutétien terminal- Oligocène supérieur et du cycle oligo-miocène des parties externes de la dorsale

1) Grande Kabylie

Le Lutétien terminal-Oligocène supérieur est bien représenté dans la dorsale externe (unité d'Adjiba de COUTELLE). Il s'agit de marnes gréseuses jaunâtres ou verdâtres, de microbrèches en petits bancs, de grès calcaires et de conglomérats calcaires. Généralement, seul le Lutétien terminal - Priabonien est visible, mais une suite concordante s'étendant jusqu'à l'Oligocène supérieur (Eulepidina cf. formosoides) peut être parfois conservée (série de Taguemount Mimouna, COUTELLE, 1979; FLANDRIN, 1948).

En de rares points, dans la dorsale médiane du Chellata (Tizi n'Chrea) et même dans la dorsale interne (Berkai'ss), GELARD (1979) décrit des faciès comparables, d'autant plus conglomératiques, semble-t-il, qu'ils sont plus internes.

Ce cycle Lutétien terminal - Oligocène supérieur est l'équivalent du Nummulitique II de RAOULT dans la chaîne numidique. Une subdivision en Nummulitique IIa et IIb ne paraît pas s'imposer en Grande Kabylie.

En discordance sur ce premier cycle, des placages conglomératiques et gréseux se déposent très localement (Taguemount Mimouna, COUTELLE, 1979; Tizi n'Chrea, GELARD, 1979). Ils ne sont pas datés, mais les auteurs les rapportent au cycle Oligocène supérieur - Miocène. Ceci semble d'autant plus vrai qu'un olistostrome couronne la dorsale médiane du Chellata (GELARD, 1979) et la dorsale au SE d'Alger (TEFIANI, 1970), identique à celui coiffant le socle.

2) Petite Kabylie

Les formations de couverture de la dorsale ont été précisément analysées par RAOULT (1974). Il s'agit essentiellement du Nummulitique II mais l'auteur note que l'Oligo-Miocène kabyle présente souvent des faciès indifférenciables et il envisage qu'en certains points (N des Kef Toumlette) l'O.M.K. repose en continuité sur le Nummulitique II.

Les faciès associés à la dorsale interne ou médiane sont plus irréguliers et plus conglomératiques que ceux associés à la dorsale externe, principalement à la base où s'accumulent de puissantes lentilles. Au niveau de la dorsale externe, une subdivision en deux membres (Nummulitique IIa et Nummulitique IIb) est faite, correspondant à un épisode de mise en place de klippes (tectoniques selon RAOULT, mais pourquoi pas sédimentaires ?). En bien des points, cette distinction n'est pas possible et on passe en continuité de l'un à l'autre.

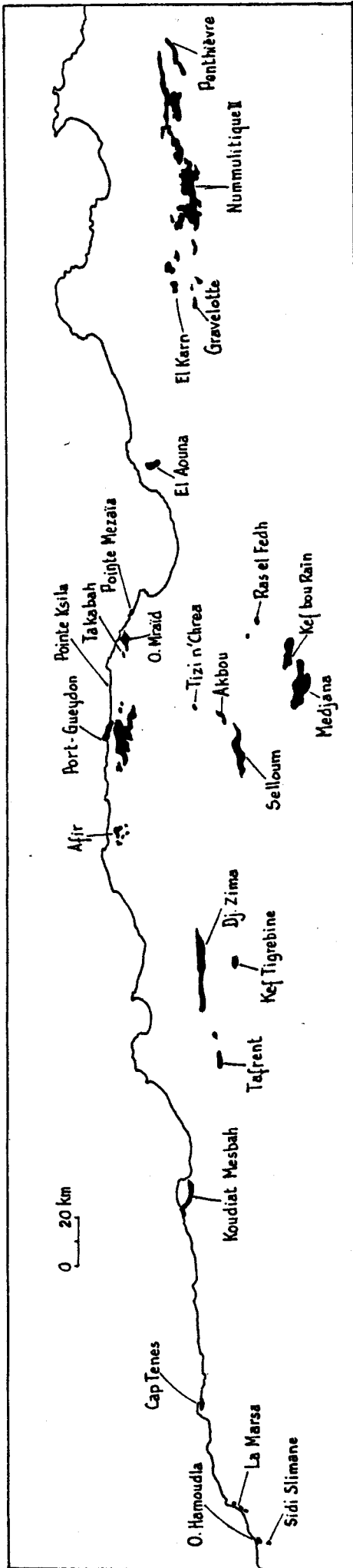


FIGURE 135

LES FORMATIONS DE TYPE FLYSCH GRESO-MICACE EN ALGERIE

Le Nummulitique IIa comporte, de bas en haut:

- 1) des marnes rouge sombre, des calcaires argileux, des grès micacés en petits bancs, des brèches et des microbrèches (15 m). Il s'agit de la base du Priabonien.
- 2) une alternance d'argiles sableuses grises et de grès micacés en bancs centimétriques, dits "grès micacés tabac" (200 à 300 m).

Le Nummulitique IIb est constitué de marnes sableuses jaunâtres, de grès calcaro-micacés en bancs hémimétriques et de grès à base microbréchique dénommés "microbrèches rousses" (Priabonien supérieur à Oligocène supérieur). Les structures sédimentaires (figures de base flutées, granoclassement) sont l'indice de turbidites, cependant les intervalles de BOUMA sont absents et il n'existe qu'une lamination fruste.

A titre de comparaison avec le flysch grésomiacacé s.s., on discerne également des séquences décimétriques au sommet du Nummulitique II. Ceci est net le long de la piste bordant le plan d'eau du barrage des Zardésas. Les différences sont les suivantes:

- La barre de grès de base de séquence est assez épaisse (pouvant atteindre plus de 5 m), tendre, avec des niveaux cimentés apparaissant en boules;
- Cette barre n'évolue pas verticalement vers des marnes esquilleuses mais vers des pélites jaunâtres terreuses et micacées;
- Le niveau à petits bancs est présent, mais les bancs sont tendres avec des ripples. Les marnes interstratifiées montrent des plaquettes ou des nodules calcaires blancs concrétionnés.
- Le quatrième terme de la séquence (argiles brunes) est toujours absent.

C) Les flyschs grésomiacacés proximaux

Ces formations présentent peu de différences avec celles qui viennent d'être examinées. Elles manifestent d'abord une plus nette rythmicité, d'ordres métrique et décimétrique. La nature du substratum, quand il est conservé, est aussi un caractère distinctif. Il ne s'agit plus des faciès de plate-forme de la dorsale, mais de flyschs attribuables à la série maurétanienne ou à la série massyenne, plus ou moins caractéristique. Je rassemble ici (fig.135), de manière parfois hypothétique:

- 1) Les affleurements réduits et chaotiques du Dahra (DELTEIL,1974): oued Hamoudia, cimetière de Sidi Slimane et La Marsa. Ils reposent sur le flysch massylien et sont chevauchés par le flysch maurétanien. C'est l'existence de conglomérats éocènes qui me les fait rattacher aux faciès proximaux.
- 2) Les affleurements du Cap Ténès et de l'unité du Koudiat Mesbah au S du Chenoua (LEPVRIER,1969,1970). Cette série repose sur un flysch maurétanien de type Guerrouch et est recouverte mécaniquement également par un flysch de type Guerrouch. Il semblerait qu'à la partie supérieure du flysch grésomiacacé se soient mis en place un olistostrome ou des klippes sédimentaires comportant notamment des éléments de dorsale. Ce schéma présente certaines analogies avec le Prédorsalien.

L'importance des niveaux bréchiques éocènes et l'absence apparente de pélites rouges oligocènes seraient des caractères de proximalité.

- 3) Les flyschs de Selloum et d'Akbou (COUTELLE,1979). Ces deux formations sont découpées par la tectonique et leur reconstitution est hypothétique. Elles sont coincées entre le Miocène de la Soummam, au-dessous, et le flysch maurétanien type Guerrouch, au-dessus, avec l'interposition locale d'unités à faciès tellien. L'Oligocène, encore moins l'Aquitainien, n'ont pas été datés, mais ils sont vraisemblables.

Le flysch grésomiacacé de Selloum est la couverture d'une série maurétanienne assez caractéristique, tandis que le flysch d'Akbou a des

affinités plutôt massyliennes. De même l'Eocène- Oligocène du flysch de Selloum est plus conglomératique.

L'énigmatique Rocher de Selloum pourrait être, selon moi, un panneau de dorsale atypique effondré, en klippe sédimentaire, dans le bassin des flyschs, soit au Priabonien (comme entre le Nummulitique IIa et IIb), soit plus hypothétiquement au Burdigalien (cf. Prédorsalien).

- 4) Les grès micacés recouvrant le Maurétanien-type du col des Chênes (GELARD,1979). Là encore, il s'agit d'une colonne synthétique et hypothétique qui regroupe des éléments dissociés par la tectonique. Malgré l'absence de faunes caractéristiques et par analogie de faciès avec son flysch de Port-Gueydon, GELARD attribue les grès micacés au Stampien- Aquitainien.
Les critères de proximalité que je retiens sont: la grossièreté granulométrique des grès micacés, le faciès marneux et assez clair du Priabonien avec des intercalations de lentilles conglomératiques.
- 5) Les grès micacés à Lépidocyclines de Bou Redir et autres petits affleurements jalonnant la bordure SW de la nappe de Guerrouch (OBERT,1981)
- 6) Les grès micacés au N du chafnon d'El Karn (BOUILLIN,1977). Associés aux microbrèches rousses, ils ressemblent au Nummulitique IIb mais reposent ici sur le flysch maurétanien.
- 7) Les grès micacés fins, les microbrèches et parfois les pélites rouges couronnant les séries maurétaniennes de Khorchef, de Ghezala et de Ta'eb (RAOULT,1974).
- 8) Les grès micacés du flysch de Penthivière et de la série de la Robertsau (NEUMANN et VILA,1967; VILA,1969). Ils couronnent des flyschs d'affinité maurétanienne, débutant au Cénomaniens et fortement conglomératiques. Au début du Priabonien, les conglomérats persistent, puis sont remplacés par le "flysch à microbrèches rousses" (proximal par rapport aux pélites rouges). Les grès micacés sont datés de l'Oligocène supérieur, au moins, par des Lépidocyclines. Au sommet, LAHONDERE (1987) signale deux barres de grès d'aspect numidien (?).

D) Les flyschs gréso-micacés distaux

Leur substratum se distingue par le développement des pélites priabono-oligocènes lie-de-vin ou gris sombre et par la réduction des décharges conglomératiques, à l'Eocène particulièrement. En eux-mêmes, il est difficile de les distinguer des faciès proximaux, si ce n'est par une stratification et une cimentation meilleures. La distinction avec le faciès mérinide est le critère négatif de l'absence d'intercalations numidiennes.

- 1) Le flysch de Tafrent, à l'E de Blida (BONNETON,1977). Ce flysch m'est apparu typiquement gréso-micacé, alors que celui de la Koudiat el Ousfane serait mérinide. Il est découpé en plusieurs lames, affrontant au S par faille verticale les calcaires jurassiques du Dj. Marmoucha. On y distingue:
 - un flysch campano- maestrichtien, à calcaires fins ou microbréchiqes;
 - des calcaires gréseux (Maestrichtien - Paléocène);
 - des microbrèches à Nummulites (Eocène inf.-moyen);
 - des pélites lie-de-vin avec des bancs décimétriques de grès fin (Eocène supérieur), se décolorant vers le haut;
 - des grès micacés légèrement schistosés;
 - des marnes et des grès micacés, en bancs plus ou moins épais, présentant quelques niveaux fossilifères à Lépidocyclines et quelques niveaux conglomératiques (éléments de quelques cm de diamètre).

- 2) Le flysch du Dj. Zima (TEFIANI,1967). Certaines lames tectoniques ne présentent apparemment pas d'intercalations numidiennes et ne sont donc pas rattachées au faciès mérinide.
- 3) Le flysch de la Pointe Ksila (feuille Djebblaa- Cap Sigli, 672,5-399). Sa semelle éocène est froissée et les pélites priabono- oligocènes ont ici une teinte grise. On le retrouve en gros blocs à Takabah, entre Djebblaa et Cap Sigli.
- 4) Les grès micacés couronnant sporadiquement le flysch du Haut Sebaou - Azazga (GELARD,1979). Ce flysch est considéré comme intermédiaire entre le flysch massylien et le flysch maurétanien.

E) Le flysch mérinide

Des descriptions détaillées de ce flysch ont été fournies par TEFIANI (1967), GELARD (1971,1979), HOYEZ (1976) sous les noms locaux de série du Dj. Zima, flysch de Port-Gueydon et série de Medjana. Il s'agit en fait d'une même série caractéristique, dispersée par la tectonique et surtout préservée autour de la Grande Kabylie. La répartition des différents affleurements sera examinée ultérieurement et seuls les points communs sont ici dégagés.

Le flysch mérinide d'Algérie s'étend stratigraphiquement du Campano-Maestrichtien à l'Aquitainien, de manière concordante. Sous le Campano-Maestrichtien existe systématiquement un contact anormal. Au Dj. Zima et sur le littoral du NE de la Grande Kabylie, le substratum est constitué par un flysch crétacé inférieur - cénomanien qui, selon GELARD ou LAVAL, représentait le substratum stratigraphique originel du flysch mérinide. C'est également mon opinion, mais je préfère garder à la définition son caractère restrictif. Les différences de style et d'intensité du plissement de ces deux ensembles sont interprétées de diverses manières. Pour GELARD, il s'agit d'une disharmonie et les deux ensembles étaient initialement concordants. Pour RAYMOND, comme pour moi, cette discontinuité souligne une ancienne discordance.

D'après GELARD (1979), l'ensemble inférieur comprend de bas en haut:

- 1) un flysch schisto-quartzitique;
- 2) un flysch quartzito-pélitique de l'Aptien - Albien;
- 3) des grès jaunâtres de type "Guerrouch";
- 4) des pélites verdâtres et des calcaires microbréchiques de l'Albien supérieur;
- 5) des phanites noirs ou blancs, rapportés au Céno-manien, passant localement selon RAYMOND (1976) à
- 6) des grès calcaireux et des calcaires fins du Turonien.

Cet ensemble inférieur présente des affinités à la fois avec le flysch maurétanien et avec le flysch massylien. Du flysch gréseux maurétanien, il peut représenter un faciès distal; du flysch massylien, il emprunte les phanites et une partie du matériel des microbrèches. Sur le terrain d'étude de GELARD, il n'existe pas de contact entre l'ensemble inférieur du flysch de Port-Gueydon et le flysch massylien de Tagdinnit. Vers l'E, où la couverture tertiaire est plus rare, LAVAL ne fait pas de distinction cartographique précise entre le "flysch littoral" ou "flysch nord-maghrébin", le "flysch de Djebblaa" et la "série de l'O. Flidouin". Il admet (rens.écrit) qu'il y a une évolution progressive des faciès.

Le flysch mérinide ne comprend pas de Sénonien inférieur. C'est vers la fin de cette période que se produisent des déformations dans les Babors et dans la zone massylienne où elles se traduisent par des discordances et d'abondants conglomérats. Ces détritiques ne semblent pas atteindre le domaine mérinide au niveau duquel il y a lacune de dépôt ou d'érosion.

La colonne stratigraphique synthétique comporte de bas en haut:

1) Campanien - Maestrichtien (plus de 50 m)

Série à dominante argileuse ou pélitique gris verdâtre fluante comprenant des intercalations de:

- Calcaires gréseux fins (grains de quartz 0,1-0,2 mm) à ciment micritique ou microsparitique, massifs ou finement laminés, à base soit craquelée et ondulée, soit tapissée d'un mince niveau microbréchique localement silicifié (éléments: micrite azoïque, oomicrite recristallisée, silix, quartz détritique de 0,5 à 0,8 mm). Epaisseur des bancs variable de 20 à 80 cm.
- Calcaires micritiques bleu clair en cassure, crèmes en patine, azoïques, parfois à débit prismatique. Epaisseur des bancs de l'ordre de 20 cm.

Ces deux lithofaciès s'accolent fréquemment pour former un "doublet" caractéristique.

Les phénomènes de slumping sont fréquents (plis, bancs recroquevillés en boules...). Ces niveaux livrent: Globotruncana ventricosa, G. cf. contusa, G. cf. stuarti, G. stuartiformis, G. arca, G. fornicata, G. gr. linnei, G. elevata, Orbitoides sp., Lepidorbitoides.

2) Maestrichtien (30 à 40 m)

Série comprenant une alternance de :

- Calcaires gréseux fins à patine jaunâtre, montrant, dès que l'épaisseur est notable (environ 80 cm), les intervalles de Bouma:
 - a) mince passée microbréchique avec flute-marks plats dirigés vers le quadrant SE, à graviers de calcaires à Saccocomidés, Stomiosphaera, à Algues de type Thaumatoporella parvovesiculifera du Lias probable,
 - b) intervalle de calcaire gréseux, massif ou laminé,
 - c) intervalle à convolutes ou ripples bien développés,
 - d) intervalle à débit en plaquettes;
- Marnes beiges ou vert clair;
- Pélites rouges (enrichissement en teintes rouges et vertes vers le haut).

Certains gros bancs décalcifiés superficiellement présentent une teinte rousse.

Les plaques minces livrent Globotruncana contusa, Sulcoperculina sp., Orbitoides media, Siderolites calcitrapoides, Navarella joaquina.

3) Paléocène supérieur - Yprésien ? (20 à 40 m)

- A la base une barre de 1m - 1,5m constituée de bancs jointifs (20 à 40 cm) de calcaire gréseux à structure interne laminée ou à ripples. La sole renferme des galets plats (galets "mous") englobés dans une matrice grésocalcaire grossière avec de gros grains de quartz (2-3 mm) arrondis et corrodés.
- Au sommet, une dizaine de bancs de grès calcaires ou de calcaires gréseux (selon l'importance du ciment microsparitique), déconsolidés et blanchâtres, sans structure interne (niveaux gréseux) ou à structure laminée ou convolutive (niveaux calcaires), séparés par des pélites rougeâtres. Base des bancs parfois grossière (gros grains de quartz mono et polycristallins, débris de silix, graviers calcaires). Phénomènes de dissolution et contacts stylolithiques entre quartz et calcite.

Ce niveau fournit de nombreux débris de Microcodium, des Lithothamniées, des fragments d'Echinodermes et de Bryozoaires, Distichoplax biserialis, Miscellanea miscella, de rares Nummulites primitives de type fraasi, des Discocyclines dont D. seunesi et D. augustae, Glomalveolina glomoeva, Planorbulina antiqua.

4) Yprésio-Lutétien inférieur

Il n'existerait selon GELARD qu'à l'état de fragments dans le Lutétien supérieur et caractérisé par Nummulites gr. irregularis et N. gr. granifer.

- 5) **Lutétien supérieur**
Ce niveau, souvent absent, est signalé par GELARD. Il est riche en Algues: Mélobésiées, Corallinées et Peyssonéliacées et livre Nummulites aturicus, N. kabyliensis, N. discorbinus, Assilina exponens.
- 6) **Lutétien terminal (5 à 10 m)**
Pélites rouges et vertes avec minces bancs de calcaires finement détritiques et des bancs plus épais (40 cm en moyenne) de microbrèches grossières (graviers jusqu'à 1 cm de calcaire à Algues et de calcaire à Calpionelles). Ce niveau livre Nummulites millicaput, N. perforatus, N. discorbinus, N. praefabianii, Assilina exponens, Discocyclina discus.
- 7) **Priabonien (15 m)**
Alternance de dalles calcaires compactes (biomicrite à débris de Foraminifères) de 20 à 40 cm d'épaisseur et de pélites rouges, plus rarement vertes. Vers le haut, les bancs ont tendance à devenir de moins en moins grossiers, à s'enrichir en matériel remanié du Lutétien terminal et en Planctoniques. Le quartz détritique devient rare. Ces niveaux fournissent dès leur base: gros Rotalidés, Gypsinidés, Milliolidés, Algues, Orbitolites sp., Nummulites variolarus probable, N. chavannesi, N. discorbinus, N. fabianii, N. garnieri, Sphaerogypsina globulosa.
- 8) **Priabonien - Oligocène (90 à 120 m)**
Série argilo-pélimitique, rouge lie-de-vin à passées vertes à la base, devenant gris rougeâtre ou gris verdâtre sombre au sommet. A la base, récurrences de minces bancs de calcaires silteux et ferrugineux. Dans le tiers supérieur, apparition de rares plaques de grès fin verdâtre. Un banc métrique de grès-quartzite. Tubotomaculum extrêmement rares ou atypiques. GELARD signale des faunes priaboniennes à la base: Grzybowskia sp., Asterigerina rotula, Truncorotaloides rohri, mais le reste est azoïque.
- 9) **Oligocène supérieur - Aquitanien inférieur (25 à 115 m)**
Série marquant l'installation du faciès grés-micacé constituée de siltstones et de grès micacés à lamination plane ou ondulée, alternant avec des marnes grises à beige clair. Quelques bancs de grès-quartzite massifs (40 à 120 cm) à base souvent ferrugineuse et tapissée de nombreuses traces fossiles (Paleodyction, Helminthoides) ou de marque de courant (orientées vers le secteur N). La transition est progressive avec le niveau inférieur. Un horizon gréseux a livré des débris de Lepidocyclina sp., Amphistegina, Miohypsinina sp. probable.
Dans la série de Medjana, l'instauration du faciès grés-micacé semble plus progressive et elle n'est pas marquée par des conglomérats comme il peut exister dans la série de Port-Gueydon.
- 10) **Aquitaniens inférieur (15 m)**
Grès grossier, parfois à dragées de quartz, à faciès numidien.
Cet horizon régulier et continu dans la série de Medjana n'a pas la même régularité dans les séries de Port-Gueydon ou du Dj. Zima.
- 11) **Aquitaniens inférieur, au moins**
Épaisse série grés-détritique (300 m selon GELARD pour le flysch de Port-Gueydon, 400 m selon TEFIANI au Dj. Zima, 800 m selon moi pour le flysch de Medjana), de teinte grise ou beige clair, dans laquelle alternent des bancs (allant du grès grossier à éléments de 5 mm au siltstone) et des interbancs marneux ou argileux.
Le faciès type des grès consiste en une litharénite à débris de gneiss ou de phyllades, à grains de quartz en majorité polycristallins ou à extinction

roulante, à muscovite, biotite, feldspaths abondants et à ciment argilo-calcaire.

Des grès numidiens s'interstratifient épisodiquement dans cette sédimentation grés-micacée. Il s'agit souvent d'épisodes peu épais (1 ou 2 m), plus rarement de barres décamétriques. A Ibiskriene, GELARD décrit même et cartographie des alternances de bancs décamétriques de grès numidiens et de grès micacés. Il existe une corrélation entre la fréquence des intercalations numidiennes et la proximité des massifs numidiens. Inversement, dans les massifs numidiens qui affrontent le flysch grés-micacé, par exemple au S du Dj. Tamgout (au S de Port-Gueydon), j'ai observé des marnes grises semblables à celles de la série grés-micacée.

La succession des lithotypes s'ordonne à partir d'un motif séquentiel décimétrique (HOYEZ, 1976) qui se retrouve dans tous les flyschs grés-micacés. L'épaisseur de cette séquence est de l'ordre de 5 à 10 m dans le quart inférieur et de 30 à 40 m vers la moitié supérieure. On distingue de bas en haut:

- A) Un grés micacé à stratification fruste s'affirmant vers le haut de la série, à lamination non apparente ou à lamination convolutive. Les débris lithiques et les macroforaminifères s'accumulent à la partie inférieure souvent granoclassée ou se concentrent dans les empreintes de courant. Des fragments de lignite apparaissent également à la base. La matrice argilo-carbonatée se développe vers le haut. La puissance de ce banc dans la partie médiane de la série est de l'ordre de 5 à 10 m.
- B) Des marnes gris beige mal stratifiées, d'une épaisseur d'environ 5 m.
- C) Une alternance, en épaisseurs équivalentes, de petits bancs ou de plaquettes (5 à 20 cm en moyenne) de grés fins ou de siltstones calcaires et finement micacés, à lamination ondulée ou convolutive, et d'interbancs marno-silteux d'aspect satiné de teinte beige ou brunâtre (épaisseur: environ 20 m).
- D) Des marnes ou des argiles brunâtres à rougeâtres, à débit noduleux. Ce faciès peut s'intercaler dans C, mais il est le plus souvent cantonné à sa partie supérieure (épaisseur: 1 à 5 m).

L'interprétation de cette séquence a déjà été exposée (voir Flysch d'Algésiras).

Les associations de faunes, avec de fréquents indices de remaniement, montrent des Bryozoaires, des débris d'Echinodermes, des Nummulites, des Discocyclines, des Lépidocyclines (Nephrolepidina sp., Eulepidina gr. dilatata), Heterostegina sp., Amphistegina sp., Ooerculina sp., Spiroclypeus sp., Cycloclypeus sp., Neoalveolina sp., Rupertia sp., Sphaerogypsina sp., ainsi que Miogypsinoides sp. et Miogypsina sp. (certaines formes tératologiques).

III) L'OLIGO-MIOCÈNE NON-FLYSCH DE LA PLATE-FORME TELLIEUNE

La description détaillée de ces formations dépasserait le cadre de l'étude des flyschs. Aussi, les considérations suivantes n'ont-elles pour objectif que de déterminer des liens éventuels. Elles résultent de la compilation de différents ouvrages et de l'examen personnel de plusieurs coupes. Pour plus d'informations, le lecteur se reportera à DALLONI (1913), FLANDRIN (1948), MATTAUER (1958), POLVECHE (1960), DELTEIL (1974), GUARDIA (1975), FENET (1975), KIEKEN (1975).

A) L'Oligo-Miocène autochtone continental

Il n'existe pas d'Oligo-Miocène autochtone daté. On connaît, principalement dans le Hodna entre l'Oued Ksob à l'W et Ras Isly à l'E (KIEKEN, 1975), une série continentale, épaisse au maximum de 300 m, constituée de grés fins à moyens, à grandes stratifications obliques, souvent gypseux et de teinte rouge-brique.

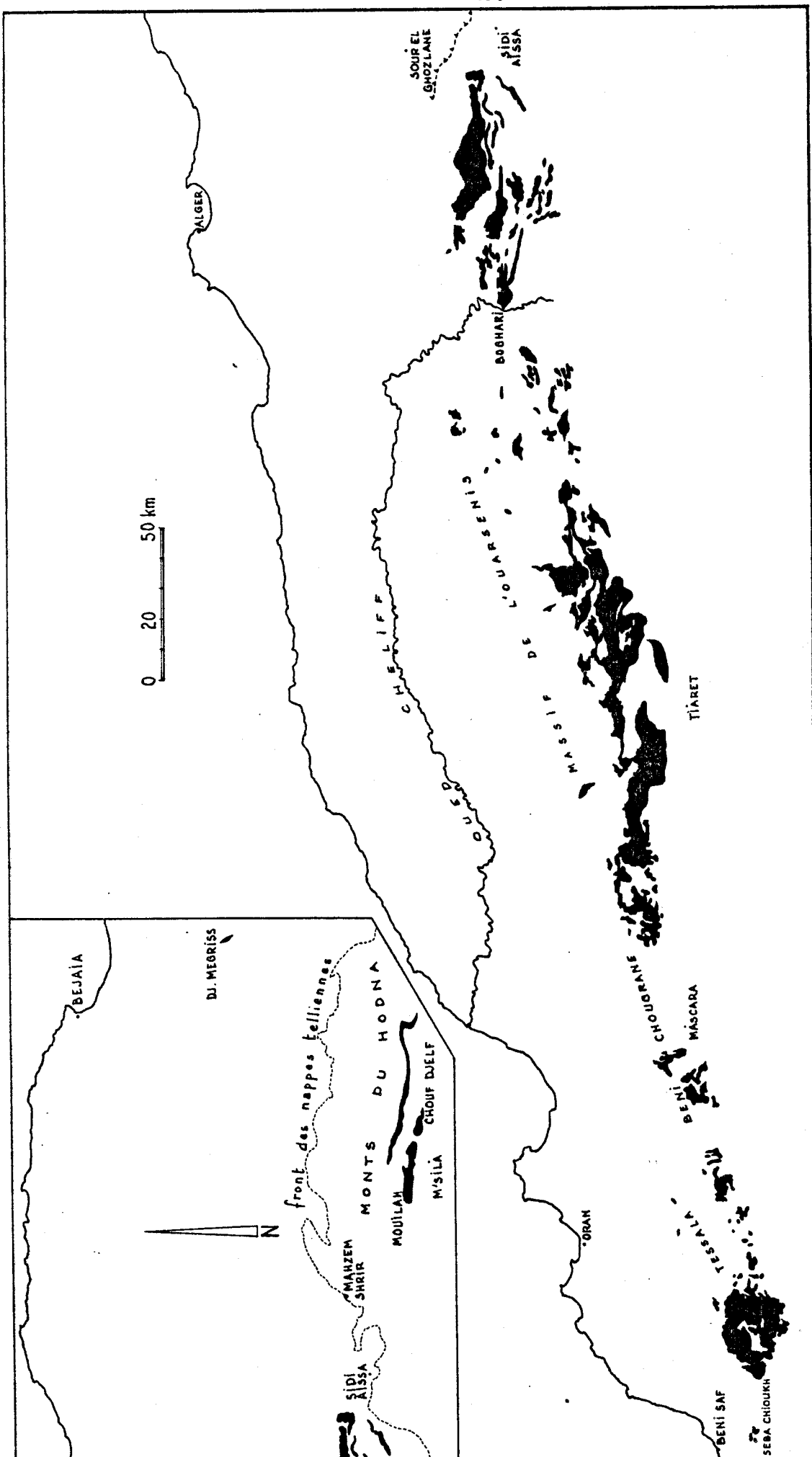


FIGURE 136
 CARTE SCHEMATIQUE DES AFFLEUREMENTS D'OLIGO-MIOCENE A FACIES ORANAIS



Ces grès sont concordants sur le Lutétien lagunaire et recouverts en discordance par le Miocène à G.trilobus. Certains rattachent cette série à l'Oligocène, d'autres au Miocène. Elle n'est pas conglomératique, à la différence du Miocène sus-jacent qui débute par des conglomérats rouges remaniant les termes inférieurs.

B) L'Oligo-Miocène allochtone continental

Il apparaît dans la nappe mésotellienne et, au sein de cette nappe, dans l'unité IIb qui est une unité méridionale (les unités I et IIa ne possèdent pas d'Oligo-Miocène). D'une épaisseur d'environ 300 m, il est constitué de grès argileux, blancs ou rouges, tendres, en bancs métriques intercalés d'argiles sableuses rouges, roses ou ocres et de rares bancs de gypse (KIEKEN, 1975). Dans les écaillés septentrionales de cette unité (Kef Negailou, Djebel Mezelech), il apparaît en outre des grès et des marnes jaunes à Pecten arcuatus qui témoignent d'un passage latéral à des faciès marins.

Ces faciès continentaux s'étendent presque continuellement de Boghari à l'W à Sidi Aï'ssa à l'E. On les retrouve plus à l'E, au S des Monts du Hodna, dans des fragments de nappes interstratifiés dans le Miocène synchronappe (unité du Chouf Djelf de ce que KIEKEN dénomme les "lambeaux précurseurs").

C) L'Oligo-Miocène allochtone marin d'Algérie occidentale

Il constitue l'essentiel des "grès de Boghari" et de l'"Oligocène oranais" et que je désigne sous le nom d' "Oligo-Miocène à faciès oranais". Il s'allonge en une bande d'environ 450 km, du S de Beni-Saf près de la frontière marocaine à Sidi Aï'ssa (fig.136). Dans cette direction, il disparaît à l'affleurement, recouvert sans doute par des nappes plus internes dépourvues de cet Oligo-Miocène, mais on le retrouve à l'état de grosses klippes sédimentaires dans le Miocène synchronappe au N de M'sila (unité de Mouillah de KIEKEN). Plus à l'E, on ne connaît d'Oligocène à faciès de plate-forme qu'à l'état de minuscules affleurements associé généralement à des nappes telliennes d'origine interne (ultra-tellien).

L'Oligo-Miocène d'Algérie occidentale constitue la couverture de nappes telliennes:

- unité III de la nappe méso-tellienne et nappe épi-tellienne de KIEKEN (1975);
- lame B1 de MATTAUER (1958);
- unités Chouala, sénonienne et oligo-miocène (FENET, 1975).

Il n'existe pas de coupe-type de l'Oligo-Miocène à faciès oranais car les variations de faciès sont nombreuses et, semble-t-il, très dépendantes du milieu sédimentaire local.

Différents types pétrographiques se rencontrent:

- des grès fins homométriques, jaunâtres ou brun clair ou roux, relativement tendres donnant des bancs à modelé arrondi, à ciment calcaire. Des zones à ciment plus siliceux se dégagent en boules d'une vingtaine de centimètres, du fait de l'érosion différentielle. Selon la situation géographique, ces grès forment des bancs d'épaisseur décimétrique (le cas le plus fréquent) ou métrique, pouvant s'agglomérer pour donner des barres massives décamétriques. La stratification interne des bancs est soit invisible, soit horizontale ou ondulée (pas de stratification oblique). A leur surface, s'observent parfois des ripples, des figures de charge ou des pistes (Paleodyction, vers), mais pas de marques d'affouillement hydrodynamiques.
- des marnes grises, vertes, brunes ou bleues, à passées gréseuses, parfois à paillettes gypseuses. Dans certains cas, il s'agit de marnes pures blanches, à cassure conchoïdale, riches en Planctoniques.

- des **poudingues**, rares et localisés mais atteignant en certains points une centaine de mètres d'épaisseur (Djebel Menaouer, DELTEIL, 1974). Les éléments: calcaires blancs spathiques, oolithiques ou graveleux du Jurassique supérieur surtout, dolomies, marno-calcaires, silex blancs roulés, grès, dragées de quartz et de quartzites, rhyolites et "roches vertes" ont pour origine présumée les "Hauts plateaux". Une autre fraction des galets est généralement empruntée aux formations crétacées - oligocènes sous-jacentes.
- des **grès et des marnes glauconieux** passant à des glauconites, souvent bioclastiques, communs à la base de la série et pouvant être confondus avec des faciès identiques de l'Eocène supérieur ou du Miocène inférieur.
- des **calcaires bioclastiques** brun clair ou beige clair, souvent glauconieux et un peu sableux, renfermant d'abondantes Lépidocyclines (Nephrolepidina tournoueri), les dernières Nummulites, des Operculines, des Assilines, des Rotalidés ainsi que de rares Miogypsinoides sp., Miogypsina sp. et Almaena escornebouensis. Ces Foraminifères coexistent avec de nombreuses Algues Lithothamniées, des Bryozoaires, des Lamellibranches (Pectens et Huîtres), des Oursins. Les gisements ont souvent un aspect lenticulaire soulignant leur caractère récifal. Entre ce faciès calcaire et le faciès purement gréseux existent tous les intermédiaires.

On peut tenter de restituer la géométrie et l'alimentation du bassin de l'Oligo-Miocène oranais à partir de ces trois critères:

- 1) l'épaisseur de la série,
- 2) l'importance de la phase sableuse,
- 3) le caractère plus ou moins néritique ou pélagique de la sédimentation.

L'épaisseur de la série est difficile à évaluer en raison de la nature marneuse et des complications tectoniques. Dans le sens W-E, les plus fortes épaisseurs se rencontrent dans l'Ouarsenis oriental et le Titteri avec des valeurs de l'ordre de 2000 mètres. Elles décroissent vers l'W pour n'atteindre au maximum 500 m dans les Beni Chougrane et le Tessala et vers l'E où les "lambeaux précurseurs" ne dépassent pas 500 mètres d'épaisseur.

Dans le sens N-S, la plus forte épaisseur du prisme sédimentaire paraît correspondre aux lames les plus septentrionales (unité V ou nappe épitellienne de KIEKEN).

Le maximum d'abondance du détritique sableux correspond de manière évidente au Titteri. Dans cette région, les barres gréseuses sont suffisamment puissantes pour former des cuestas pittoresques (Kef Lakdar, Kef Al'issa, Kef Djelid...). Elles diminuent dans l'Ouarsenis. Plus à l'W encore, les bancs gréseux se réduisent à une épaisseur décimétrique généralement et sont supplantés par les intercalations marneuses. Alors que les grès régressent vers l'W, on constate que les calcaires prennent au contraire un plus grand développement. Symétriquement vers l'E, au niveau de la transversale d'Al'n Boucif, les grès diminuent d'importance faisant place aux marnes.

Du N vers le S, on constate en certains cas (MATTAUER, 1958, p.233) que les bancs gréseux s'épaississent.

Stratigraphiquement, les niveaux gréseux sont plus abondants vers le haut de la série, c'est-à-dire l'Aquitano-Burdigalien, alors que les marnes et les calcaires prévalent dans l'Oligocène.

Les grès ne m'ont jamais montré, que de manière exceptionnelle, de convergence avec faciès numidien. Les lentilles de grès de type Numidien signalées par FLANDRIN (1948, p.297) au Dj. Koursi, au S de Rahouia ex-Montgolfier, me semblent assez douteuses (vérification non faite).

En dépit des incertitudes liées aux variations E-W de faciès et à un calage stratigraphique médiocre, on discerne une certaine zonation de faciès dans le sens N-S. Ainsi, les unités méridionales présentent des caractères plus littoraux que les unités septentrionales. Dans le Titteri et l'Ouarsenis, c'est principalement dans les unités méridionales qu'on localise les accumulations de faunes caractéristiques d'un milieu médiolittoral (Huîtres, Oursins): gisements

des Hannachas, Boghari, Djelid, Kef Irhoud. Aux calcaires massifs riches en macrofaune font place vers le N et vers l'W, des calcaires à Lépidocyclines, stratifiés en petits bancs ou en plaquettes. Dans les Tessala (FENET, 1975), l'Oligocène inférieur-moyen est grésio-bioclastique dans l'"unité oligo-miocène" alors qu'il est exclusivement marno-gréseux dans l'"unité sénonienne", d'origine plus septentrionale.

La richesse en Foraminifères planctoniques et leur rapport sur les Foraminifères benthiques indique bien dans le Titteri un approfondissement vers le N (KIEKEN, 1975).

En résumé, au cours de l'Oligocène et de l'Aquitaniens, les zones telliennes d'Algérie occidentale constituent une large plate-forme subsidente sur laquelle se répand une assez épaisse couverture sableuse et marneuse. L'origine du matériel sableux est méridionale et localisée vraisemblablement sur la transversale du Titteri, région proche des reliefs jeunes de l'Atlas saharien.

D) L'Oligo-Miocène allochtone marin d'Algérie orientale

La densité des affleurements oligo-miocènes subordonnés aux formations telliennes est très faible en Algérie orientale et aux confins algéro-tunisiens. L'épaisseur originelle réduite et la nature argileuse dominante des dépôts en rendent la conservation et l'identification difficiles. On peut en dresser l'inventaire d'après les travaux de MOUSSU (1955), CORMY (1970), ROUVIER (1977), VILA (1980), LAHONDERE (1987). Schématiquement (fig.136 bis), je distingue:

1) L'Oligo-Miocène marneux à passées gréseuses grossières

A ma connaissance, ce faciès n'existe qu'au Sidi Affif, transgressif, selon VILA, sur les séries externes type Sellaoua. Il s'agit d'argiles, de marnes et de grès grossiers de type numidien, sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur. VILA cite une microfaune de l'Oligocène inférieur-moyen, notamment Globorotalia opima opima. LAHONDERE cite une détermination NP 25 (Oligocène terminal) effectuée par FEINBERG. La formation est recouverte par des marnes aquitano-burdigaliennes (NN2-NN3). Si les grès grossiers sont effectivement oligocènes, ils seraient nettement diachroniques par rapport aux grès numidiens.

2) L'Oligocène marneux

Ce faciès se développe dans les zones externes et occidentales. J'y rapporte:

- L'affleurement des Sellaoua (VILA, 1980).
- L'"unité à matériel oligocène" du Dj. Medelsou (COIFFAIT et al., 1983), couverture des séries "sud-telliennes" relativement externes. Ce sont des marnes claires, grises ou verdâtres, d'une épaisseur de 50 à 100 m, dans lesquelles on reconnaît les biozones de l'Eocène terminal à l'Oligocène terminal (présence de G. primordius). Un banc métrique de grès grossier s'intercale à la partie supérieure.
- L'Oligocène en semelle du Dj. Megriss, avec doute.

3) L'Oligo-Miocène marno-glaucouneux des unités inférieures ou parautochtones

Structuralement, il s'agit d'affleurements rangés soit dans l'unité externe du Kasseb de ROUVIER (voir plus loin), soit dans le parautochtone. On distingue:

- Les marnes argileuses à gros bancs de glauconitites du Dj. Khenga, à G. primordius, attribuées à l'Aquitaniens (LAHONDERE, 1987).
- Les marnes, argilites et grès glaucouneux du Dj. Chouichia, d'Aïn Djanntoura, de Sidi Aker, d'Oued Gria, d'Oued Madene, du Dj. Rhaï'ada, du Dj. Abiod (ROUVIER, 1977). C'est l'Oligocène inférieur qui est le plus souvent mis en évidence, plus rarement l'Oligocène moyen à G. angulicaturalis. Une lacune existe probablement jusqu'à la zone à G. trilobus dans laquelle reprend généralement la sédimentation.

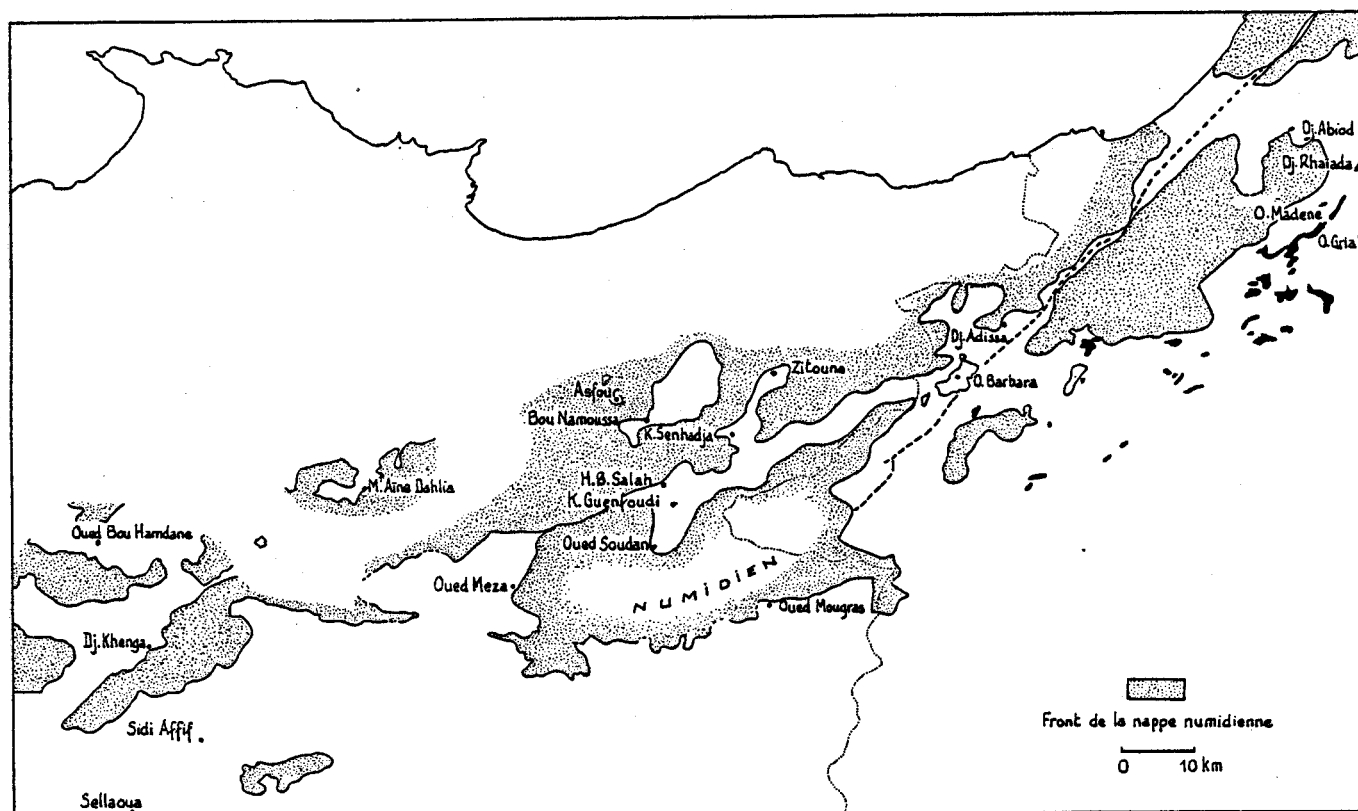


FIGURE 136 bis

LOCALISATION DES AFFLEUREMENTS D'OLIGO-MIOCENE LIE
AUX FORMATIONS TELLIENNES DES CONFINS ALGERO-TUNISIENS

4) L'Oligocène marno-glaucconieux des unités telliennes supérieures

Ces unités occupent une position structurale comparable à celle d'Ed Diss. On distingue:

- Les marnes à bancs de glauconitites d'Aïn Tahamimine- Oued Meza à G. opima opima (LAHONDERE); les marnes grises de l'Oued Soudan et de Zitouna à G. ampliapertura; les marnes et argiles du barrage de la Bou Namoussa à G. unicavus; les marnes grises du Kef Guenfoudi et du Kef Senadja à G. opima opima (VILA).
- Les argillites, grès glauconieux et glauconitites de l'Oued Barbara à G. opima opima (ROUVIER).
- Les argillites d'Aïn Mougras à G. opima opima (ROUVIER).

5) L'Oligocène argilo-marneux vert et rouge

Ces formations constituent la couverture non-décollée des séries "tello-massyliennes" ou "Adissa-Aïn Kerma". On les rencontre dans:

- Les marnes vertes ou rouges du Hammam Beni Salah à G. ampliapertura.
- Les marnes argileuses vertes d'Asfour, probablement oligocène inférieur.
- Les marnes de l'Oued Bou Hamdane.
- Les marnes noires à vertes à niveaux gréseux et Tubotomaculum de Mechtat Aïn Dahlia (LAHONDERE).
- Les argillites au N du Dj. Adissa à G. ciproensis (ROUVIER).

En résumé, l'Oligo-Miocène dans les zones telliennes d'Algérie orientale est peu épais, de l'ordre de la centaine de mètres. L'étage aquitaniens manque et c'est surtout l'Oligocène inférieur qui est présent. Dans l'ensemble, les faciès sont

marneux avec des apports gréseux probables dans les zones méridionales, liés peut-être à l'érosion de l'Atlas saharien. La glauconite est fréquente dans les zones telliennes médianes et son aire d'extension s'élargit vers l'E. Le pourcentage de quartz détritique augmente dans le temps. Vers le N, les marnes deviennent plus argileuses, plus sombres et teintées de rouge.

La complémentarité des faciès et de la stratigraphie rend hautement probable la continuité primitive entre l'Oligocène argilo-marneux vert et rouge et les argiles sous-numidiennes. Enfin, il n'existe pas dans cette région de témoin d'un épandage gréseux susceptible d'avoir alimenté le bassin des grès numidiens.

IV) CONCLUSIONS SUR LES FLYSCHS OLIGO-MIOCENES D'ALGERIE

A) Le Numidien

1) La zonation des faciès numidiens

Des description précédentes, il ressort que le Numidien subit des variations lithologiques. Ces variations affectent principalement le membre numidien basal. Le tableau de la figure 137 en fait l'inventaire et propose des corrélations avec la paléogéographie. L'opposition qui se dégage traduit l'influence des deux marges bordant le bassin numidien: marge kabyle et marge tellienne (les variations longitudinales ont été minimisées au profit des variations transversales). Cette constatation n'est surtout possible que dans la moitié orientale de l'Algérie, où le Numidien occupe des affleurements vastes et continus; dans la moitié occidentale, on est plus réduit à des suppositions.

Si l'on reporte sur une carte les limites d'extension de certains caractères énumérés dans la figure 137, celles-ci sont généralement des lignes orientées W-E. La figure 138 en offre une illustration prise au niveau de la Petite Kabylie et du Constantinois. On a choisi de représenter deux limites:

- La limite entre la présence et l'absence de Foraminifères planctoniques calcaires (P = Planctoniques assez abondants, p = Planctoniques rares);
- La limite entre la présence et l'absence de niveaux à grands Foraminifères calcaires et d'intercalations de type grés-micacé.

Les lignes tracées ne sont qu'approximatives car elles ne résultent que d'observations limitées et souvent sommaires. Dans certaines zones, les superpositions tectoniques rendent impossible une représentation en plan.

A ces restrictions près, il apparaît au N une zone à influence kabyle et au S une zone à influence tellienne, ainsi qu'entre les deux une bande de faciès indifférent. Les mouvements tectoniques importants ne semblent pas avoir modifié profondément la logique du bassin, mais peut-être seulement l'ont-ils translaturée ou éclatée. Il paraît invraisemblable qu'ils l'aient complètement inversée.

A l'W de la région couverte par la figure 138, on peut récapituler les influences sensibles dans les massifs numidiens:

- Influences telliennes: Dans l'Ouarsenis au Kef Techta et peut-être au Dj. Laghouate, dans la zone subbibanique au Dj. Dira, au Dj. Serdoun et peut-être au Dj. Mzita, en Grande Kabylie entre Dellys et Aï't Raouna, dans la région de la Basse Soummam.
- Influences kabyles: Dans l'Ouarsenis au S de la forêt des Cèdres, au NE de l'Atlas de Blida, au SE d'Alger, à l'E de la Grande Kabylie dans les unités supérieures.

	CARACTERES STRATIGRAPHIQUES	INFLUENCE "KABYLE"	ZONE MEDIANE	INFLUENCE "TELLIENNE"
MEMBRE BASAL	Niveaux de pélites carbonatées	—		—
	Pélites non fluantes (totalement ou partiellement)	—		—
	Planctoniques calcaires			—
	Epaisseur supérieure à 100m			—
	Coloration terne ou monochrome : gris, verdâtre, brunâtre			—
	Petits bancs de calcaire ou de grès à pistes	—		—
	Boules de calcaire patinées		—	
	Coloration variée : mélange rouge et vert		—	—
	Tubotomaculum		—	
	Coloration lie-de-vin ou jaune verdâtre	—		
	Pélites finement silteuses	—		
	Bancs de calcaire ou de grès à patine ferrugineuse	—	—	
	Lignite	—		—
	Glauconie			—
MEMBRE MEDIAN	Chenaux décamétriques		—	—
	Niveaux conglomératiques à dragées et à galets calcaires		—	—
	Moules de macrofaune (Gastéropodes, Lamellibranches)			—
	Bois silicifiés			—
	Niveaux carbonatés dans les intercalations argileuses			—
	Gros Benthiques calcaires	—	—	
	Bancs grés-micacés	—		
	Bancs de calcaire bioclastique	—		
	Lignite	—		—
	Planctoniques dans les intercalations argileuses			—
M. SOMMITAL	Glauconie		—	—
	Silexites	—	—	—
	Boules et klippes sédimentaires		—	—
	Mica blanc abondant		—	—

FIGURE 137

RELATIONS ENTRE CARACTERES STRATIGRAPHIQUES ET PALEO GEOGRAPHIE DANS LE NUMIDIEN ALGERIEN

2) Remarques stratigraphiques

La présence de Planctoniques est liée aux affleurements méridionaux, sous l'influence de la marge tellienne. Il faut sans doute y voir une dépendance bathymétrique et un rapport avec la profondeur de la lysocline. Les argiles sont d'autant plus calcaires et plus riches en Planctoniques qu'elles sont éloignées vers le S de la ligne P (fig.138).

L'épaisseur du membre sous-numidien est difficile à évaluer. Un gradient N-S, s'il existe, va dans le sens d'un épaississement vers le S. On discerne plus nettement un épaississement dans le sens W-E, à partir environ d'une ligne Annaba - Oued Zénati à l'E de laquelle le membre sous-numidien dépasse la centaine de mètres. Cette augmentation est liée à un taux de sédimentation plus élevé d'une fraction pélitique grise, non carbonatée.

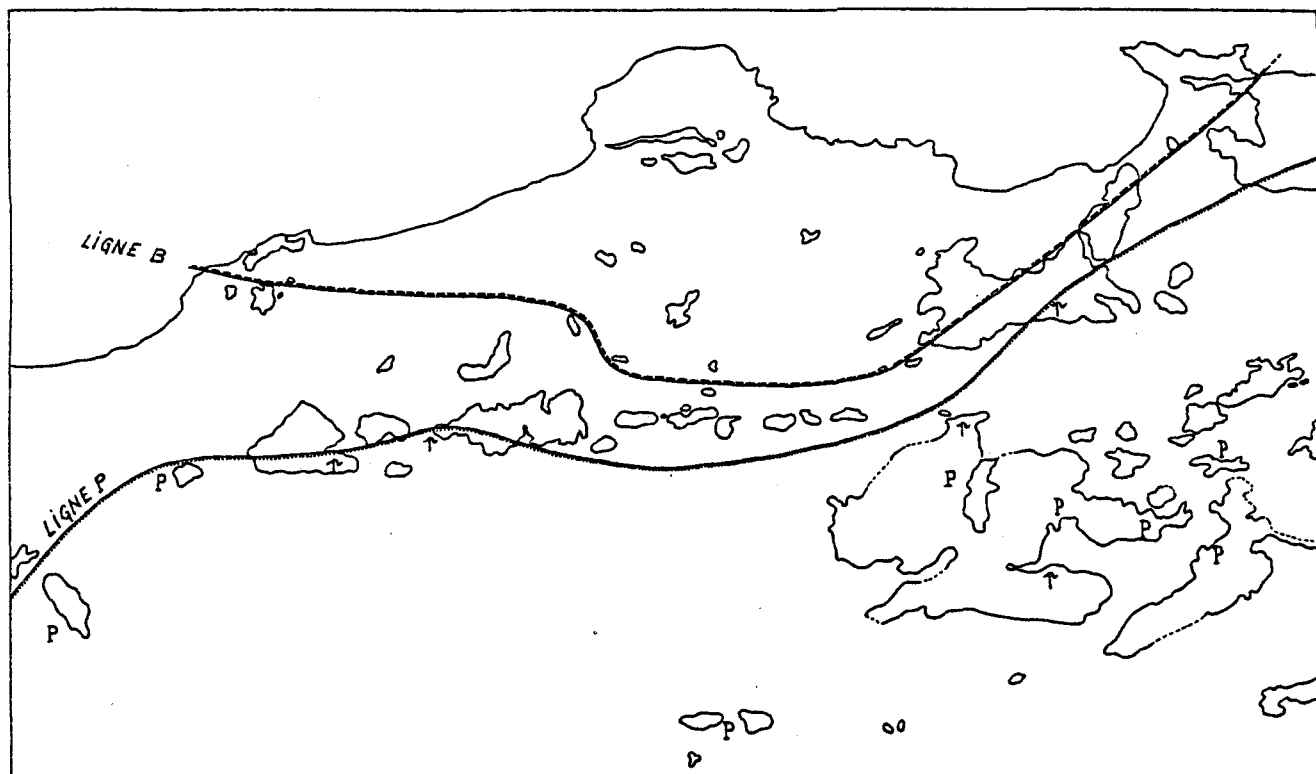


FIGURE 138

REPARTITION DES TYPES DE FORAMINIFERES
ASSOCIES AU NUMIDIEN DE PETITE KABYLIE

- P : gisement à Planctoniques abondants - p : gisement à Planctoniques rares
Ligne P : limite septentrionale de reconnaissance de Foraminifères planctoniques
Ligne B : limite méridionale de reconnaissance de Foraminifères benthiques

Les datations du membre sous-numidien reposent sur les Foraminifères planctoniques des faciès méridionaux. Les Benthiques calcaires sont inconnus.

L'âge le plus récent correspond à la zone à Globigerina ciperensis, témoigné par la présence de Globigerinoides primordius dans les coupes du Dj. Medelsou, du Douar Khorfan et de la région d'Oued Zénati. Cette espèce est généralement rare et d'un type primitif. La nannoflore étaye ces résultats. L'apparition de G. primordius se produit à très peu de distance du membre gréseux médian.

L'âge le plus fréquent et le mieux établi de la masse des argiles sous-numidiennes correspond à la zone à Globorotalia opima opima.

L'âge le plus ancien est très difficile à cerner à cause des remaniements sédimentaires (cf. coupe du Douar Khorfan), des klippes sédimentaires issues de séries étrangères ou de "cannibalisme". Le plus difficile en fait n'est pas de dater mais de fixer des critères stratigraphiques, utilisables sur le terrain, qui définissent précisément la base du membre sous-numidien. Les premiers niveaux indiscutablement stratifiés conformément à la série sus-jacente appartiennent à la zone à Globigerina ampliapertura.

Les conventions terminologiques adoptées peuvent être rappelées:

- a) La limite entre l'Oligocène et le Miocène est fixée par l'apparition de Globorotalia kugleri et/ou la disparition de Globigerina angulisuturalis. On peut donc dire que le membre sous-numidien de cette région appartient en totalité à l'Oligocène.
- b) A la suite de Madame G. BIZON, on subdivise l'Oligocène en:
 - Oligocène supérieur = zone à G. ciperensis;
 - Oligocène moyen = zone à G. opima opima;
 - Oligocène inférieur = zone à G. sellii
zone à G. ampliapertura.

En conséquence, le membre sous-numidien de cette région débute au cours de l'Oligocène inférieur et se termine au cours de l'Oligocène supérieur (le début des grès appartient encore à l'Oligocène supérieur).

3) Le substratum anté-numidien

On a représenté sur la fig.139 (empruntée en grande partie à la carte à 1/500 000 de VILA) les formations apparaissant sous le Numidien:

Deux cas sont envisagés, selon que le Numidien repose sur le socle kabyle ou qu'il se trouve au S de ce socle.

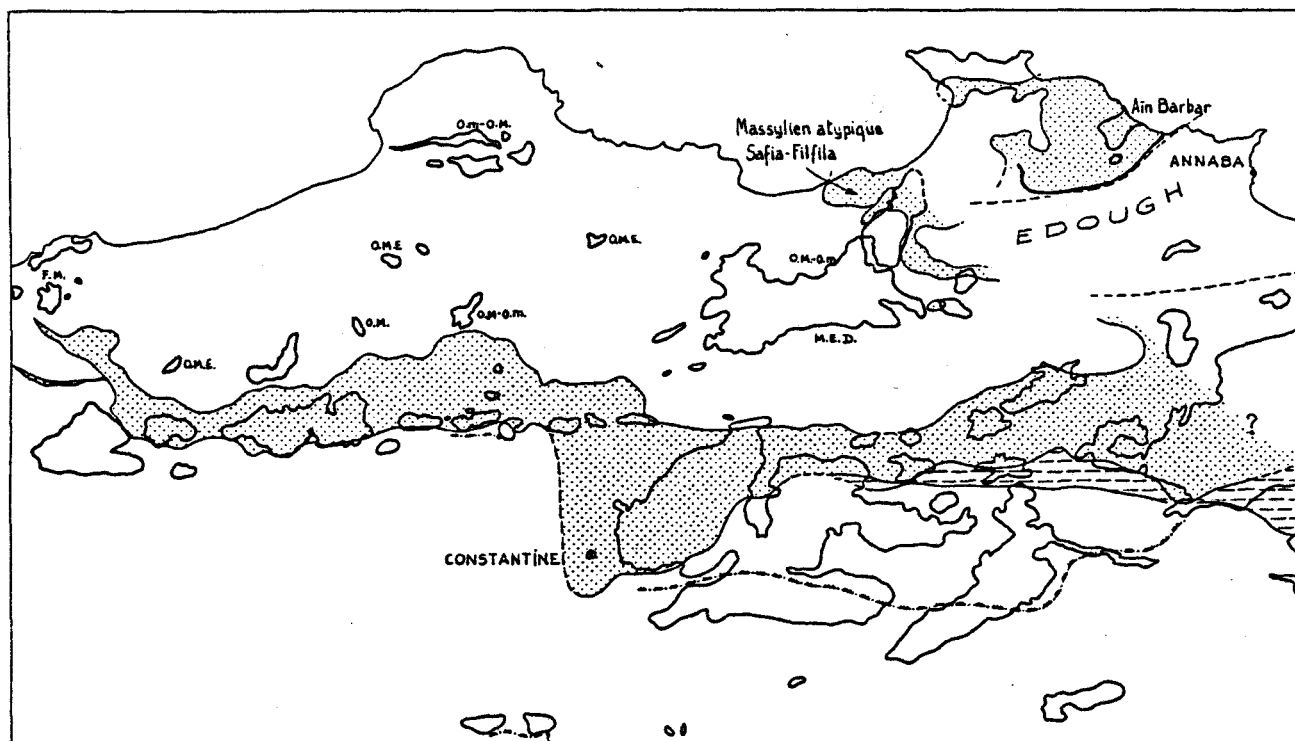


FIGURE 139

RAPPORT ENTRE LE NUMIDIEN ET SON SUBSTRATUM TECTONIQUE OU SEDIMENTAIRE

Pointillé: extension maximale au N et au S du flysch massyllien - Tireté: extension du flysch sénonien marno-microbréchéique et de l'Eocène à faciès Adissa - Barbelure: extension méridionale des faciès ultra-telliens.

F.M.: flysch mérinide - O.M.: olistostrome à dominante maurétanienne - O.M.E.: olistostrome à dominante maurétanienne externe - O.m.: olistostrome à dominante massyllienne - M.E.D.: Maurétanien externe dissocié.

- 1) Le Numidien "supra-kabyle" repose sur l'O.M.K. ou sur le Nummulitique II par l'intermédiaire ou non d'un olistostrome. Ce terme d'olistostrome englobe des flyschs (Maurétanien externe et Massyllien) dans un état de dilacération et de mélange plus ou moins important. L'âge de mise en place de cet olistostrome est mal établi. Peut-être faudrait-il parler d'olistostromes, au pluriel ? Certains ont pu se former précocement (Eocène supérieur - Oligocène inférieur) dans un autre contexte, puis s'être mis en place sur l'O.M.K. plus tardivement (synchro- ou post- *Globigerinoides primordius* et *Miogypsina*). Ou encore ont-ils pu continuer à se former après leur mise en place sur l'O.M.K.?

A mon sens, le phénomène sédimentaire s'est étalé dans le temps et la succession suivante a pu se produire:

- a) discordance du flysch grés-micacé et du Numidien sur un primo-édifice tectonique;
- b) mise en place de l'ensemble sur le socle et sa couverture avec un olistostrome précurseur burdigalien;
- c) continuation des mouvements avec bréchification et dissociation du Numidien au cours d'un épisode tardif (type Siouan).

En résumé, le substratum primitif du Numidien superposé au socle de Petite Kabylie serait donc constitué de formations tectonisées appartenant au flysch maurétanien externe et au flysch massylien.

Une remarque à propos du massif Dj. Mekdoua- Laharta: ce massif très étendu et quasi-continu ne semble pas comparable aux petits flots plus à l'W. On peut bien entendu en rendre responsable le caprice de l'érosion, mais on peut également supposer qu'un plus large panneau ait été charrié en cette position sur le socle kabyle (à cause d'une collision plus violente, par exemple).

- 2) Le Numidien "sud-kabyle" comporte une semelle formée de lames tectoniques cohérentes, disposées selon un ordre structural. La question essentielle est de savoir si cet édifice tectonique était en partie acquis lors du dépôt du Numidien. Pour reprendre le titre d'une note de BOUILLIN et RAOULT (1971): Le Numidien peut-il être un néoautochtone?

J'ai énoncé les points qui me faisaient réfuter la néoautochtonie directe sur le socle et l'Oligo-Miocène kabyle; il n'en est pas de même sur le domaine des flyschs et le domaine tellien. L'argumentation développée par BOUILLIN et RAOULT garde en partie sa valeur: le point principal est que les séries infra-numidiennes sont affectées d'accidents et de plis ne se retrouvant généralement pas dans le Numidien (membre basal argileux compris). Ce dispositif peut évidemment s'interpréter comme une série numidienne allochtone, systématiquement en position supérieure, mais encore et de manière aussi évidente comme une série discordante.

Le Numidien possède certes sa propre tectonique, produisant de grandes lames, généralement faiblement monoclinales. Dans certaines régions (feuille El Aria, La Marsa, Dj. Bezioun), ces lames peuvent se verticaliser ou se renverser, mais ce n'est pas la règle. Des failles, parfois inverses, tronçonnent les grès. Lorsque les lames se chevauchent, on a le plus souvent un contact grès sur grès ou argiles sous-numidiennes sur grès numidiens, rarement des niveaux inférieurs. Les tronçatures basales pourraient conforter l'hypothèse allochtoniste, en fait elles sont assez rares et on a souvent étendu à tort cette interprétation.

Malgré ces évidences, selon moi, une simple disharmonie se superposant à une discordance suffit à expliquer simplement la plupart des structures.

Le Numidien repose sur toutes les séries: examinons celles qui ont pu lui être attachées stratigraphiquement. Le Maurétanien type est à exclure car, nous le verrons, les faciès méridiens sans doute plus internes ont un substratum proche du Massylien. Le bassin originel du Numidien devait couvrir globalement les ex-domaines du flysch massylien et des séries telliennes internes. Comme des variations latérales de faciès affectent ces séries dans la direction W-E, le Numidien n'admet pas le même substratum. Le flysch massylien typique disparaît à l'E d'une ligne Constantine - Annaba (VILA, 1980). On n'y observe plus de formations infra-sénoniennes, en particulier plus le flysch schisto-quartzitique du Crétacé inférieur. Par contre, il apparaît en plus un Eocène (Yprésien-Lutétien) à microbrèches claires (type Adissa). Le seul terme commun avec le Massylien est le flysch campano-maestrichtien à microbrèches.

Parallèlement, les formations ultra-telliennes se développent à l'E de Constantine, bien qu'elles soient décrites à l'W en position infra- mais surtout supra-kabyle: région d'El Milia et de Collo (BOUILLIN, 1977) et au-delà en Grande Kabylie (RAYMOND assimile en effet son unité de Dellys à

l'Ultra-tellien). Une partie importante du Numidien, notamment le Numidien fossilifère, devait reposer sur l'Ultra-tellien. Des témoins avancés comme le Dj. Medelsou comportent en semelle des reliques ultra-telliennes (COIFFAIT et al., 1978). Rétrospectivement en Grande Kabylie, le Numidien fossilifère d'Aï't Raouna devait constituer la couverture de l'unité de Dellys.

Le lien entre le substratum massylo-tellien tectonisé et le Numidien discordant me paraît s'exprimer dans les importants remaniements à la base des argiles sous-numidiennes. La coupe du Douar Khorfan (RAOULT, 1974) est la plus explicite. Il faut souligner la difficulté de trouver des coupes et des faciès permettant de mettre en évidence des phénomènes de resédimentation. La démonstration généralisée de la discordance numidienne reste encore à faire, mais elle s'impose, à mes yeux, comme une conjecture raisonnable.

B) Les flyschs comportant des grès micacés

De nombreuses séries couronnées par un flysch gréséo-micacé ont été décrites en Algérie, particulièrement sur la transversale de Grande Kabylie. Leur particularités sédimentologiques nous ont permis de les classer en trois groupes: flysch gréséo-micacé proximal, flysch gréséo-micacé distal et flysch mérinide.

La contemporanéité du flysch gréséo-micacé avec le Numidien gréseux ne se vérifie que dans certaines séries mérinides. Les flyschs gréséo-micacés typiques semblent débiter plus tôt au cours de l'Oligocène, voire à l'Eocène supérieur pour certains d'entre eux très proximaux. Leur extinction est mal datée.

Les flyschs gréséo-micacés apparaissent généralement à l'avant des noyaux kabyles. Ils ont plus rarement glissé dans des zones plus externes, sous l'effet de bombements tardifs, comme par exemple à Medjana à la suite de la surrection de l'axe bibanique. Dans d'autres cas au contraire, ils ont été ramenés dans une position septentrionale, soit par un rétrocharriage, soit à la faveur d'un décrochement ou d'un ensellement du socle. Sauf complication tectonique, le Numidien occupe une position géographique plus externe à l'image de sa position primitive.

LES CHAINES TELLIENNES DE TUNISIE ET DES CONFINES ALGERO-TUNISIENS

I) LE NUMIDIEN

Plusieurs thèses récentes ont couvert la zone en question, principalement celles de ROUVIER (1977) et de VILA (1980). Je rappellerai leurs principales conclusions sur le Numidien, en y ajoutant quelques observations personnelles.

A) Remarques sur les séries sous-jacentes au Numidien

La distinction et la cartographie d'unités structurales de grande extension résulte pour l'essentiel des travaux de ROUVIER. Les séries stratigraphiques correspondant à ces unités structurales portent le nom de :

- série du col de l'Adissa (ou de l'Adissa),
- série des Atatfa,
- série des djebels Ed Diss,
- série du Kasseb.

La figure 140 rassemble les colonnes stratigraphiques synthétiques de ces séries (tous les termes ne sont jamais présents simultanément), en simplifiant d'après les colonnes détaillées de ROUVIER.

Dans la colonne de la série de l'Adissa ont été ajoutés deux termes qui n'appartiennent pas à la série définie par ROUVIER. Ceux-ci peuvent en représenter le complément stratigraphique dans les zones plus occidentales étudiées par VILA (1980). Il s'agit,

- de la formation priabonienne à blocs dont la réalité est contestée par certains,
- de l'Oligocène inférieur marneux, associé à l'Eocène de l'Adissa mais intégré aux séries telliennes par VILA. Soulignons au passage les hésitations, parfois l'ambiguïté, chez ces deux auteurs dans l'attribution de la série de l'Adissa au flysch massylien ou aux séries telliennes.

J'ai également supposé ici que le Numidien recouvrait en discordance au moins les trois premières séries.

Les séries d'Ed Diss et du Kasseb offrent une grande similitude, la seule différence notoire est une réduction d'épaisseur locale dans l'unité du Kasseb de l'Eocène moyen-supérieur à boules jaunes, voire de l'Eocène inférieur. La différence essentielle est d'ordre structural, elles composent deux unités ayant un substratum tectonique différent. Pour l'unité du Kasseb, il s'agit de l'Oligo-Miocène anté-nappe du Béjaoua et de la Moyenne Medjerda. Pour l'unité d'Ed Diss, il s'agit de l'unité du Kasseb (encore que le contact entre ces deux dernières unités ne soit visible que localement dans les Nefza).

B) Description régionale

Pour l'étude des massifs numidiens, nous suivrons le même principe en considérant la nature des formations sous-jacentes. Trois cas se présentent:

- 1) Le Numidien superposé à des formations de type flysch (lambeau d'Asfour, fenêtre de la Bou Namoussa),
- 2) Le Numidien superposé à des formations de type flysch et à l'Ultra-tellien (région de Medjez Sfa, fenêtre de Bou Hadjar-Chandegoura, couloir d'Oum Teboul, couloir de Bordj el Al'oun- Meloula, versant ouest du couloir d'Aï'n Draham),
- 3) Le Numidien superposé aux formations telliennes proprement dites (bordure sud des massifs de la Haute Medjerda, massif de Ben Metir - Djebel Kreroufa, Mogods, Pays de Bizerte).

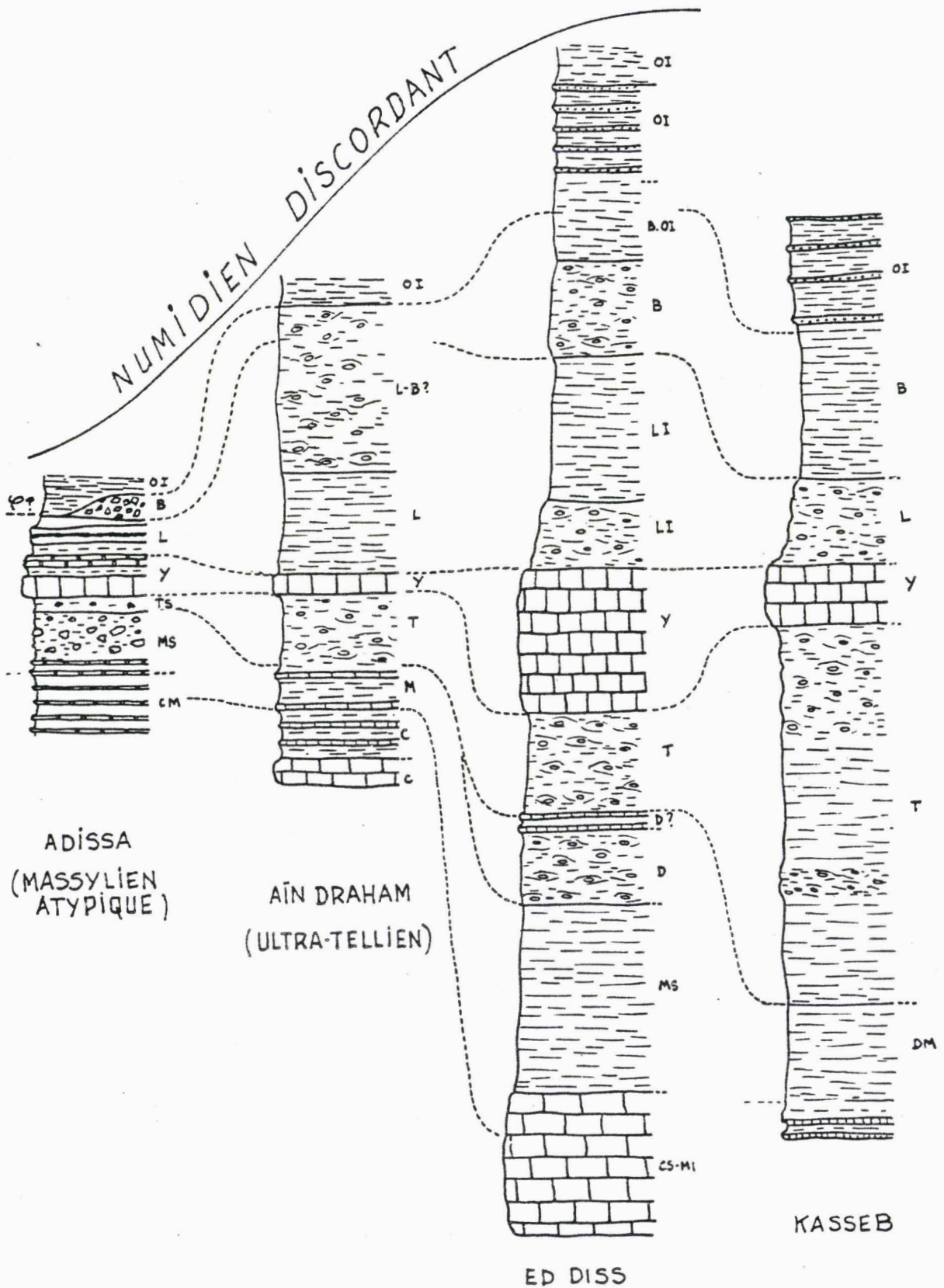


FIGURE 140

COLONNES STRATIGRAPHIQUES SYNTHÉTIQUES DES SÉRIES SOUS-JACENTES
 AU NUMIDIEN DES CONFINS ALGÉRO-TUNISIENS
 (légende page suivante, essentiellement d'après les travaux de ROUVIER)

Série tellienne du Kasseb

THANETIEN: Argilites à boules jaunes.

YPRESIEN: Barre de calcaires argileux noirs à patine grise, à niveaux de silex noirs, d'épaisseur variable (0 à 150 m).

LUTETIEN: Marnes (à boules jaunes?) parfois glauconieux et à Polypiers.

BARTONIEN (?): Argilites esquilleuses. Réduction d'épaisseur parfois importante du Lutétien-Bartonien (érosion fini-éocène).

OLIGOCENE INFÉRIEUR: Argilites, grès, glauconitites à Lamellibranches (*Pecten arcuatus*). Zones à *Globigerina ampliapertura* et à *G. opima* datées.

Série tellienne des diebels Ed Diss

CAMPANIEN SUP.-MAESTRICHTIEN INF.: essentiellement calcaire.

MAESTRICHTIEN SUP.: Argilites à boules jaunes ou marno-calcaires sans boules jaunes.

DANIEN: Argilites à boules jaunes.

THANETIEN INF.: Marnes et calcaires argileux.

THANETIEN MOYEN: Argilites grises à noires à boules jaunes.

THANETIEN SUP.: Marnes et calcaires argileux - Argilites à boules jaunes.

YPRESIEN: Calcaires argileux à Globigérines, fétides à cassure noire et patine grise, parfois glauconieux, avec un ou plusieurs niveaux de silex noirs dans le tiers inférieur.

LUTETIEN INF.: Marnes à boules jaunes puis marnes sans boules jaunes.

LUTETIEN SUP.-BARTONIEN: Argilites à boules jaunes.

BARTONIEN-OLIGOCENE INF.: Argilites sans boules jaunes et grès glauconieux.

OLIGOCENE INF.: Grès glauconieux, glauconitites, argiles esquilleuses à nodules calcaréo-ferrugineux. Zone à *G. opima* datée.

Série ultra-tellienne des Atatfa ou d'Al'n Draham

CAMPANIEN: Barre de calcaires argileux à joints marneux plaquetés et marnes rosâtres.

MAESTRICHTIEN: Alternance de marnes et de calcaires argileux verdâtres avec, localement, des calcaires en boules à patine jaunissante.

MAESTRICHTIEN-PALEOCENE: Marnes grises à patine verte, à bancs de calcaires argileux et, exceptionnellement, calcaires détritiques.

THANETIEN: Argilites à boules jaunes.

YPRESIEN: Barre composée de bancs de calcaires à patine blanche crayeuse, fétides, à cassure noire et à fréquents silex noirs. Joints argileux incluant des éléments calcaréo-argileux aplatis selon le plan de stratification. *Globorotalia* en plaque mince.

LUTETIEN: Argilites grises à noires, esquilleuses, à boules jaunes au sommet.

BARTONIEN: Non reconnu

OLIGOCENE INF.: Argilites esquilleuses à nodules ferrugineux. *Catapsydrax dissimilis*, *Globoquadrina tripartita rohri*, *Globigerina ciproensis*

Série du col de l'Adissa

CAMPANO-MAESTRICHTIEN: Marnes, argilites grises et bancs de microbrèches granoclassées à figures de courant.

MAESTRICHTIEN SUP.: Calcaires argileux verdâtres à intercalations de marnes très calcaires, puis marnes vertes à blocs exotiques calcaires.

PALEOCENE: Marnes à blocs exotiques

THANETIEN SUP.- YPRESIEN: Alternance de calcaires argileux noirs à silex noirs patinés de blanc et de marnes très calcaires plaquetées.

YPRESIEN-LUTETIEN INF.: Marnes, calcaires argileux, microbrèches à ciment calcaire passant à des lentilles bréchiques. Ensemble à patine blanche.

LUTETIEN: Argilites à patine blanche à niveaux microbréchiques et comportant en leur milieu un horizon argilo-siliceux.

BARTONIEN: Argilites grises à blocs exotiques.

OLIGOCENE INF.: Argilites grises.

1) Le Numidien superposé à des formations de type flysch

a) Le lambeau d'Asfour

La carte à 1/ 500 000 de VILA (1978) porte un minuscule lambeau de flysch massylien dans la basse vallée de l'Oued Bou Namoussa au S d'Asfour.

b) La fenêtre de la Bou Namoussa

Aux environs de la retenue du barrage, on peut observer le flysch à microbrèches massylien associé aux phanites cénomaniens que l'on recoupe le long de la route d'Asfour, en aval du barrage près de la maison cantonnière. Un Eocène type Adissa est également présent.

VILA (1980), à la suite de MOUSSU (1954,1955) cite la présence d'Oligocène dans des marnes grises datées par Globigerinita dissimilis, G. unicavus, Globigerina venezuelana, G. rohri, G. vequaensis, G. tripartita, G. ciperensis angustiumbilicata, G. sellii. Ces marnes feraient suite à des marnes semblables du Lutétien élevé, et l'ensemble est attribué par VILA aux séries telliennes (bien qu'associé à l'Eocène Adissa...). Les faunes citées précisent assez mal l'âge qui ne devrait pas dépasser la zone à G. opima.

2) Le Numidien associé à des formations de type flysch et à l'Ultra-tellien

a) La région de Medjez Sfa

VILA (1980) y décrit une série ultra-tellienne bien datée de l'Hauterivien à l'Eocène, ainsi qu'une série de type Adissa. Il note également des marnes grises reposant directement sur le Lutétien supérieur marneux de la série Adissa, sans discordance visible. Les microfaunes sont oligocènes sans précision de zone.

b) La fenêtre de Bou Hadjar-Chandegoura

La cartographie de VILA porte à la fois le flysch à microbrèches et l'Eocène de la série de l'Adissa et l'Ultra-tellien de la série d'Al'n Draham. Il décrit, à la suite de GRIFFON et al. (1969), une formation marneuse et argileuse à blocs, datée de l'Eocène supérieur grâce à Globorotalia cerroazulensis, Globigerina venezuelana, G. officinalis, G. tripartita, Globigeropsis index.

Cette formation reposerait normalement, selon VILA, sur l'Eocène Adissa ou sur le Sénonien supérieur ultra-tellien.

Notons que parmi les blocs remaniés n'apparaît pas d'Eocène Adissa (contrairement à la formation à blocs du Dj. Medelsou), les blocs les plus récents appartiennent au Sénonien supérieur massylien.

c) Le couloir d'Oum Teboul

La carte de VILA figure quelques affleurements de flysch à microbrèches, d'Eocène Adissa et d'Ultra-tellien. Les silexites supra-numidiennes sont également présentes (GRIFFON et al., 1969).

d) Le couloir de Bordj el Al'oun - Meloula

Cette dépression est bordée de chaque côté par les grès numidiens, renversés ou fortement verticalisés, avec la base des bancs orientée vers l'W. Les silexites supra-numidiennes apparaissent au sommet des grès dans le compartiment occidental et les argiles infra-numidiennes sous les grès dans le compartiment oriental.

Un contact anormal vertical fait affronter les grès à l'W et les formations sous-numidiennes occupant le coeur de la dépression à l'E. D'après les coupes de

ROUVIER, les argiles infra-numidiennes du compartiment oriental reposeraient sur les formations sous-numidiennes selon un contact anormal conforme aux grès sus-jacents. A priori cependant, on ne peut pas exclure une discordance du Numidien.

Le Numidien du bloc oriental repose soit sur l'unité de l'Adissa, soit sur l'unité ultra-tellienne d'Al'n Draham. La coupe du littoral entre Meloula et Tabarka est une des plus remarquables et des plus complètes, s'étendant sur environ 2400 mètres d'épaisseur et accidentée de quelques failles mineures. Une description détaillée serait rébarbative par sa monotonie et l'absence de niveaux-repères. En bref, 3 grands ensembles de grès grossiers se détachent dans le paysage et dans la découpe des falaises (G1: La Vigie, G2: Kef Mgaad er Rai', G3: Les Aiguilles), séparés par des intervalles argilo-contouritiques.

Le membre numidien basal est constitué d'une centaine de mètres d'argilites, au sommet desquelles apparaissent des bancs de grès assez fins et des argiles varicolores à Tubotomaculum. Si cette coupe est complète vers le bas, l'épaisseur du membre basal est alors très inférieure à celle de la série du Zouza (voir plus loin). Au Zouza également, le faciès varicolore n'est pratiquement pas représenté.

Le membre gréseux médian offre un vaste échantillon de figures de courant ou de traînée, des chenaux de toutes dimensions, sur lesquels nous reviendrons ultérieurement. Les grès grossiers apparaissent progressivement, les dragées de quartz débutent au milieu de l'ensemble G1. Les figures de slumping, les dykes sédimentaires sont fréquents, particulièrement dans les ensembles argilo-contouritiques. Par exemple, dans l'île de Tabarka, un slump décamétrique montre des plis d'axe environ N115°. Des boules de calcaire à patine noire azoïque ou de grès quartzitique s'intercalent parfois dans la sédimentation argileuse, résultant d'une resédimentation. La barre gréseuse à la base de l'ensemble G3 montre des chenaux colmatés de galets de quartz et d'argile.

Incomplète vers le haut, la coupe des falaises de Tabarka est relayée au S par la formation supra-numidienne de Babouch, décrite par GLACON et ROUVIER (1967) et ROUVIER (1977). Je rappelle cette succession, sans doute la plus typique du membre supra-numidien, et épaisse d'environ 400 mètres. Au-dessus de grès numidiens grossiers, bien réglés:

- 1) Sur quelques mètres, le long de la route de Babouch, j'ai observé une zone de transition avec des blocs de grès numidiens (taille inférieure à 1 m) emballés dans une matrice argilo-sableuse.
- 2) Des bancs de grès fins et micacés, avec des particules charbonneuses et à lamination interne parallèle ou à rides assez larges, épais de 20 à 50 cm, intercalés dans des pélites non-carbonatées épaisses d'environ 1 m.
- 3) Une première barre d'argilites siliceuse ou "babouchite" de ROUVIER (on en trouve une description exhaustive dans la thèse de cet auteur p.219).
- 4) Des argilites grises, comportant des niveaux centimétriques gréso-glaucouneux et quelques grosses "boules jaunes".
- 5) Une seconde barre d'argilites siliceuses.
- 6) Des argilites grises.

La seconde barre d'argilites siliceuses a livré à GLACON et ROUVIER les faunes suivantes: Globoquadrina dehiscens, Globigerinoides quadrilobatus primordius, G. triloba avec la silhouette bisphericus passant à sicanus. Ces formes indiquent un Aquitanien élevé ou le Burdigalien (G. dehiscens et G. triloba apparaissent au sommet de la zone à G. primordius, tandis que G. bisphericus, peu différent de G. sicanus apparaît au sommet du Burdigalien (zone N8).

L'ensemble du membre supra-numidien de Babouch témoigne de phénomènes de resédimentation:

- Nombreuses formes planctoniques typiquement oligocènes associées aux formes aquitano-burdigaliennes.
- Remaniement du sommet des grès numidiens.

- Niveaux grés-micacés. A ma connaissance, les niveaux stratigraphiquement correspondant de la plate-forme tunisienne sont dépourvus de concentrations micacées. Il faut en déduire à mon avis l'écho assez lointain d'une mobilisation tectonique de la couverture des zones internes kabyles ou des flyschs grés-micacés.
- Niveaux glauconieux, sans doute entraînés de l'Aquitano-Burdigalien de la Moyenne Medjerda.
- Boules jaunes, provenant de l'Eocène tellien ou ultra-tellien.

e) Le versant ouest du couloir d'Al'n Draham

Le couloir d'Al'n Draham est implanté sur l'accident profond dit " de Ghardimaou au Cap Serrat ", jalonné de lames diapiriques de Trias. L'unité d'Ed Diss est presque partout présente sur la lèvre ouest. Elle affronte l'autochtone ou l'unité Ed Diss elle-même ou encore le Numidien sur la lèvre est. Les unités plus internes de type Al'n Draham ou Adissa n'apparaissent qu'à l'W de cet accident et aucune trace de salifère n'est reconnue en semelle de ces unités.

ROUVIER a analysé les déformations compressives médio-tortonniennes qui ont affecté cette zone en particulier. Il évoque également l'éventualité d'un jeu en décrochement senestre de l'accident de Ghardimaou au Cap Serrat. Sa rectilinéarité suggère en effet un cisaillement plutôt qu'un effondrement. Le contact de base du Numidien est sensiblement au même niveau de part et d'autre. J'envisage une continuité entre le massif synclinal Ben Metir - Djebel Kreroufa et la partie sud des monts de la Medjerda. Le hiatus actuel est occupé par des dépôts miocènes et quaternaires et quelques flots de grès numidiens dont le plus important est le Dj. bou Khezara "flottant" sur le Trias. Ces derniers pourraient constituer des lambeaux détachés et laissés à la traîne lors de la disjonction.

Un fait étonnant est l'obliquité des directions structurales: SW-NE voire N-S du Numidien de la Kroumirie et des Mogods, WNW-ESE de l'extrémité orientale des monts de la Medjerda près de Ghardimaou (Oued ed Dir). Je suis tenté d'y voir une rotation dextrogyre accompagnant la dérive vers le S des massifs numidiens.

Le membre infra-numidien, peu exposé et peu épais, est constitué d'après ROUVIER (sous le Dj. Adissa) d'argilites grises à noires, à patine marron, avec quelques bancs de quartzite à patine verte, livrant des Tubotomaculum et Globigerina ciperensis.

Plus au S, au NW de Thuburnica, des argilites et marnes vertes infra-numidiennes ont livré à ROUVIER : Globigerina ampliapertura, G. galavisi, G. prasaepis, Globigerinita unicava, Globorotalia increbescens, ce qui correspond à la zone à G. ampliapertura.

3) Le Numidien superposé aux formations telliennes

a) La bordure sud des massifs de la Haute Medjerda

La structure de la bordure numidienne, entre Souk-Ahras et Ghardimaou, telle que la figure ROUVIER (1977), est celle d'un recouvrement généralisé du Numidien sur le para-autochtone de l'Oued Mougras. Une lame de Trias, étalée sur ce para-autochtone, jalonne de manière presque continue ce contact.

En sandwich entre Trias et Numidien, s'intercale, localement en une ou plusieurs écailles, l'unité tellienne du Kasseb (ou d'Ed Diss). Il n'y a alors pas de Trias à la base du Numidien.

Du front du Numidien se détachent une série de klippen ayant sans doute glissé sur la masse salifère: Kef Nouiga, Guern Djedi, Djebel el Hamra.

La masse numidienne principale peut recouvrir des formations contemporaines ou postérieures appartenant à d'autres ensembles structuraux, notamment

l'Oligo-Miocène grés-glaucouneux anté-nappe de la Moyenne Medjerda; ou même, du fait de rejeux récents, le Miocène post-nappe.

Les grès numidiens sont souvent grossiers, ainsi au Djebel el Kharouba entre le Djebel Msid et Bou Hadjar, j'ai observé une barre à dragées de quartz de diamètre supérieur à 3 cm, de même au Kef Nouiga à l'W de Souk Ahras (je n'y ai cependant pas retrouvé les galets de calcaires sénoniens mentionnés par DAVID, 1956, p. 171).

Entre les barres gréseuses s'associent fréquemment des argiles grises et des marnes brun clair, stratifiées et fossilifères. Des bancs de grès fins décimétriques sont fréquents, montrant une lamination de "ripple drift" et des rides asymétriques à leur face supérieure. Trois échantillons prélevés entre l'E du Dj. Msid et Bou Hadjar ont fourni (G. BIZON):

- (1) près du lieu-dit Mehta Blida: Cassigerinella chipolensis (F), Globigerina praebulloides, Globigerinita unicavus, Globorotalia opima nana, G. siakensis. Age: au moins zone à G. ciproensis.
- (2) A 500 m au N du précédent : Cassigerinella chipolensis, Globigerina praebulloides, G. tripartita, G. angustiumbilitata, Globigerinita dissimilis ciproensis. Age: idem le précédent.
- (3) A l'E du Dj. Kharouba : Radiolaires, Globigerina angulisuturalis, Globigerinita dissimilis, G. unicavus, Globorotaloides suteri, Globorotalia opima nana. Age: au moins zone à G. opima.

J'ai effectué 3 coupes dans le membre infra-numidien, afin d'y reconnaître le passage au membre gréseux médian. Bien que convaincu d'être dans le membre infra-numidien, je n'ai pas observé de Tubotomaculum qui passe cependant pour le fossile marqueur. Par ailleurs, les faciès sont passablement marneux.

- (1) Coupe de la piste entre le Dj. el Madjene et le Dj. Msid, de bas en haut:
 - Marnes brun clair sur plusieurs mètres livrant Globorotalia opima opima, G. opima nana, G. siakensis, Globigerinita dissimilis, Globigerina globularis, G. pseudovenezuelana. Age: zone à G. opima (si pas de remaniement). Nannoplancton NP 24 selon FEINBERG.
 - Au sommet des marnes et sous les grès: Globorotalia opima nana, G. cf. mayeri, G. cf. obesa, Globigerinita dissimilis, G. unicavus, Globigerina praebulloides, G. angustiumbilitata. Age: probablement zone à G. ciproensis. Nannoplancton NP 24.
 - Grès numidiens. Le premier banc mesure 3m et porte des marques frondescentes dirigées vers le SW. Intercalations argileuses grises.
 - Au-dessus du troisième banc, un niveau d'argiles carbonatées brun clair a fourni un plancton pauvre à côté de nombreux Agglutinants et de débris de poissons: Globigerinita dissimilis et Globigerina praebulloides. Age mal précisé.
- (2) Coupe au S de l'antenne-relai du Djebel Msid

La route de Bou Hadjar traverse le Trias bréchiqne et au-dessus en contact anormal se développe sur une centaine de mètres des marnes brunâtres qui m'ont fourni à leur partie supérieure: Globorotalia siakensis, G. opima nana, Globigerina angustiumbilitata, G. tripartita, G. cf. binaiensis, Globigerinita dissimilis, G. unicavus, Globorotaloides suteri. Age: zone à G. ciproensis. Nannoplancton NP 24.

Le contact avec les grès numidiens assez grossiers est masqué par les éboulis.
- (3) Coupe de la piste de la station d'Oued Mougras (entre la route de Tunis - Souk Ahras et la station de chemin de fer), de bas en haut:
 - Environ 100 à 150 m de grès fins calcareux et glaucouneux au sein de marnes grises, en bancs de 10 à 150 cm, à stratification de "ripple drift" parfois et en série normale (Oligo-Miocène de la Moyenne Medjerda).

- Une lame de Trias gypseux soulignant un contact anormal.
- Des bancs de grès à faciès numidien dans des marnes.
- Un ensemble argileux fluant aux teintes peu vives et sans Tubotomaculum.
- Des grès numidiens au sein d'argiles sombres, glauconieuses, parfois légèrement calcaires, avec un plancton très pauvre: Globigerinita dissimilis, G. ciproensis.
- Des grès numidiens et des marnes livrant: Globorotalia opima opima (F), G. opima nana, Globigerinita dissimilis, G. dissimilis ciproensis, Globigerina praebulloides, G. angulicaturalis. Age: zone à G. opima.

Cette dernière coupe montre à la fois des grès numidiens peu grossiers et des argiles prédominantes sur les grès. On n'y distingue pas de formes dépassant la zone à G. opima, contrairement aux coupes précédentes. Cela peut signifier soit qu'on ne les a pas récoltées bien qu'en étant plus haut stratigraphiquement, soit qu'effectivement il s'agit bien de la zone à G. opima et que l'on ait ici l'équivalent de la série du Zouza dans laquelle des grès plutôt fins et des argilites coexistent.

Les formations supra-numidiennes de cette zone se suivent bien:

- au coeur du synclinal de l'Oued ed Dir, où ROUVIER note le fort développement des glauconitites;
- au S de Bou Hadjar (CORMY, 1970 in VILA, 1980) avec les microfaunes suivantes: Globigerinoides bisphaericus, G. trilobus, G. quadrilobatus, G. subsacculifer, Globorotalia mayeri, G. obesa, Globoquadrina dehiscens, Globigerina woodi, G. falconensis, G. ciproensis angustiumbilicata. Ces auteurs rapportent l'association à la zone N 5-6 ou N 6. Or, parmi des espèces ayant une large distribution stratigraphique, G. bisphaericus sensu stricto apparaît semble-t-il plus tard au cours de N 8 (fin Burdigalien - début Langhien) et caractérise la zone de même nom.
- dans la forêt de Bou Redine, au N de l'Oued el Kebir, entre la maison forestière d'Aïne Zenadia et la maison du marabout Embarek, FLANDRIN note sur la feuille de Duvivier "des bancs de grès (...) transformés en silex clair sur une distance d'environ 400 mètres".

b) Le massif de Ben Metir - Djebel Khreroufa

Les travaux de ROUVIER ont montré que ce massif numidien possède une structure synclinale et qu'il repose en troncature basale sur le parautochtone. Entre ces deux ensembles s'intercale une lame de formations telliennes appartenant à l'unité du Kasseb à l'avant du dispositif et à l'unité d'Ed Diss à l'arrière. Un contact anormal ceinture donc le Numidien. On peut cependant se demander si, au front oriental où la troncature basale n'est plus apparente, une disharmonie mineure ou une discordance ne pourrait fournir une autre explication. Le synclinal, réalisé au cours de la phase tectonique tangentielle tortonienne, a été repris par une tectonique post-nappe qui l'a déformé et a partiellement renversé son flanc ouest.

L'intérêt principal du massif réside dans ses particularités sédimentologiques. ROUVIER y distingue la succession de deux termes:

- un terme basal argilo-gréseux ou série du Zouza (1500 à 2000m),
- un terme gréseux ou grès de Kroumirie (1000 à 2000m) qui représente la classique formation gréso-argileuse numidienne.

La série du Zouza est formée d'argiles grises, noires, vertes ou tabac dominantes et de grès relativement fins (faciès numidien peu grossier) en bancs d'épaisseur généralement inférieure au mètre. On voit se développer de nombreux petits bancs (5 à 15 cm) quartzarénitiques ou quartzsilteux avec une stratification de déplacement de rides (ces rides sont fréquemment conservées au toit des bancs), témoignant d'une sédimentation dans un régime de courants tractifs continu. L'activité de courants de contour est présumée.

Au sein de cette masse argilo-gréseuse monotone sont incluses parfois des masses étrangères:

- a) Des boules micritiques ellipsoïdales azoïques (taille environ 20-30cm). Il s'agit de corps glissés ou roulés sur une pente boueuse, non concrétionnés. Elles s'altèrent en limonite à leur périphérie et sont relativement fréquentes.
- b) Une lentille de calcaire marneux ou de micrite, en partie bréchifiée, sans stratification bien marquée, d'environ 2m x 5m, au S du Dj. Zouza dans un secteur qui m'avait été signalé par ROUVIER. Cette masse semble différente de celle photographiée par ROUVIER, 1977, planche V, montrant des tronçons de bancs calcaires séparés par des rythmes fins d'argilites et de grès. Il s'agit à l'évidence d'une masse slumpée qui ne peut s'être mise en place que sur une pente ou au pied de celle-ci.
- c) Des conglomérats polygéniques (GOTTIS 1953, 1962 et ROUVIER 1977) à éléments de taille diverse pouvant atteindre une cinquantaine de centimètres. Les éléments sont roulés ou non et disposés sans orientation régulière. La matrice est gréseuse, souvent grossière avec des dragées de quartz. La base des décharges conglomératiques est irrégulière, érosive, sculptée de figures d'affouillement de grande taille (flute-marks pouvant atteindre plusieurs décimètres). Cette structure ne peut être réalisée que dans des coulées en masse ou turbulentes, très énergétiques. La faible continuité latérale fait penser à une mise en place dans des chenaux ou en nappe d'extension limitée. Parmi les éléments remaniés figurent:

- des calcaires bitumineux à sections de Globorotalia de faciès analogue à l'Yprésien tellien à Globigérines;
- des calcaires bitumineux à Polypiers;
- des calcaires marneux gris ou beiges;
- des fragments de "boules jaunes" (GOTTIS a remarqué que certains galets calcaires ont leur surface tarudée par des Lithophages ou couverte de Serpules);
- des calcaires glauconieux fossilifères (Gastéropodes, Lamellibranches);
- des glauconites et des grès glauconieux analogues à l'Eocène supérieur - Oligocène tellien.

Ces niveaux conglomératiques ont été cartographiés par GOTTIS (1953), puis ROUVIER (1977):

- au Koudiat Touila, à 3 km à l'W de Nefza;
- autour du Djebel Msid , sur le flanc ouest entre l'Oued Tabouba et le P.C. 232, ainsi que sur le flanc est près de Sidi Mannsour;
- au S du Djebel Zouza.

- d) des horizons riches en glauconie (flanc est du Dj. Msid).

L'âge de la série du Zouza est mal précisé et je n'ai, pour ma part, apporté aucun élément nouveau au dossier. La raison essentielle en est la pauvreté en microfaune. A la différence des zones externes situées à l'W, les niveaux marneux sont beaucoup plus rares. L'enrichissement de la sédimentation en une fraction argileuse et sableuse semble oblitérer et "étouffer" les apports carbonatés. Les lavages ne fournissent qu'une microfaune maigre et peu diversifiée.

ROUVIER et GLACON citent : Globigerinita unicava, G. dissimilis, Globigerina euapertura, Globoquadrina tripartita rohri , ce qui correspond à un Oligocène inférieur mal défini. Plus haut, apparaît Globigerina venezuelana qui serait oligocène supérieur, selon ces auteurs, ce qui n'est pas admis unanimement.

WEZEL (1968) dans la coupe de Balta, appartenant à la série du Zouza selon la cartographie de ROUVIER, rencontre : Globigerina angustiumbilicata, G. dissimilis, G. praebulloides, G. tripartita, G. unicava, Globigerinita incrusta, Globoquadrina venezuelana, Globorotalia opima nana. La présence de G. incrusta qui n'est jamais citée dans le Numidien maghrébin indiquerait, selon WEZEL, la zone à Globigerinoides primordius.

Ce sont les seules données paléontologiques et elles sont insuffisantes pour fixer un âge précis à la série du Zouza. On peut seulement noter que la plupart des formes offrent leur plus grand développement à l'Oligocène. Aucune espèce typique de la zone à G. kugleri ou postérieure n'est reconnue. Ces considérations stratigraphiques, non entièrement élucidées, sont cependant fondamentales pour éclaircir le mode de remplissage du bassin numidien.

Pour ma part, je considère que la série du Zouza est l'équivalent stratigraphique du membre argileux basal à Tubotomaculum des autres régions maghrébines. Bien que les Tubotomaculum soient rares, ROUVIER en décrit à la partie supérieure de la série du Zouza associés à des faciès bicolores. Or, ces fossiles disparaissent généralement avec l'apparition des grès. Je ne les ai jamais rencontrés au-dessus du quart inférieur du membre gréseux. Leur rareté dans la série du Zouza semble liée au fait que ce fossile ne s'accorde pas avec une sédimentation turbide soutenue. Les formes crétacées ou paléocènes que j'ai eu l'occasion d'observer, ou certains nodules polymétalliques récents à pustules (PAUTOT et al., 1975) se rencontrent dans des séries condensées pour lesquelles les courants profonds non turbides jouent vraisemblablement un rôle important.

L'absence de niveaux gréseux grossiers, hormis dans les conglomérats assez rares, ainsi que l'épaisseur faible des bancs de grès, ne permet pas une comparaison avec le membre médian où les grès sont grossiers et en bancs épais. ROUVIER note que, s'il y avait une contemporanéité même partielle, il faudrait supposer pour le Numidien une pente sédimentaire vers le S, mettant le bassin de la série du Zouza en position distale. Cette solution serait en contradiction avec bien d'autres arguments.

On peut encore envisager d'autres hypothèses pour la série du Zouza considérée comme pro parte contemporaine du membre médian:

- Une première hypothèse offre l'avantage de justifier l'extension limitée de cette série. Il suffit d'introduire un cône sédimentaire supplémentaire, situé plus à l'W du cône principal et axé sur la position actuelle du Dj. Zouza. L'alimentation de ce cône serait principalement argileuse. A l'interférence des deux cônes se composerait une sédimentation argilo-gréseuse. Ceci rendrait compte également de l'épaisseur très forte du Numidien de la région du Zouza. Une telle hypothèse s'accorde avec la formation des cônes profonds actuels qui sont généralement alimentés, à côté d'un chenal principal de front de delta, par plusieurs chenaux mineurs (HEEZEN et HOLLISTER, 1971).
- Une seconde hypothèse replace la zone du Zouza sur la pente limitant au S le bassin numidien, mais à l'W du cône principal. Cette zone échapperait donc à l'alimentation principale en sables, lesquels rejoindraient le bassin profond. Elle bénéficierait au contraire d'apports plus fins, dispersés par des courants de contour (couche néphéloïde).

Les Grès de Kroumirie du synclinal de Ben Metir sont subdivisés par ROUVIER en deux ensembles: le premier débutant par une barre gréseuse, le second finissant également par une barre gréseuse, avec entre celles-ci des alternances gréso-argileuses. Les niveaux à dragées de quartz abondent dans le deuxième ensemble.

Quelques petites particularités sont à noter:

- La présence de niveaux glauconieux, comme dans le terme basal.
- L'abondance de conglomérats à dragées de quartz et à galets d'argile dans l'ensemble supérieur.
- L'abondance des rides de courants (droites, lingoïdes, en croissant ...), visibles à l'intérieur des bancs ou à leur face supérieure. La piste en aval du barrage de Ben Metir en offre de magnifiques exemples. Le même régime de courants tractifs a dû se poursuivre après le dépôt de la série du Zouza (vraisemblablement des courants de contour).
- Les mêmes figures d'instabilité de pente qu'à Tabarka (slumps, dykes sédimentaires).

- L'existence d'une macrofaune identifiable de Gastéropodes, de Lamellibranches et d'Echinodermes (GOTTIS, 1953) dans un niveau marno-glaucouneux à lits de galets d'argile. Elle est considérée de " cachet aquitain ". Le faciès de l'encaissant laisse présumer un déplacement par des courants violents ou par glissement depuis une zone néritique jusque en eau profonde.
- Le développement d'une ichnofaune décrite par GOTTIS (1954) sous le nom de Tisoa, constituée de colonies de terriers cylindriques jumelés, et que l'on peut rapprocher des terriers post-sédimentaires qualifiés de Scolicia par SEILACHER (1962) dans le flysch d'Espagne du Nord. Ce qui est inhabituel et surprenant, c'est leur grande longueur, supérieure à 1,80 m. Cette trace correspond peut-être au terrier en U d'une Annélide Polychète. Elle se rencontre dans les argiles intercalées entre les bancs de grès numidiens, en Algérie et en Tunisie, mais elle prend ici le développement le plus remarquable. Elle n'est d'autre part pas cantonnée qu'au Numidien, ainsi l'ai-je rencontrée dans l'Oligo-Miocène argilo-gréseux tellien près de Nefza.
- La présence de couches lenticulaires d'argiles kaoliniques intercalées entre les grès numidiens sommitaux (ILAVSKY, 1968 et ROUVIER, 1977). Malgré leur irrégularité, ces couches sont exploitées industriellement.
- Enfin, au sommet de la série gréseuse, l'abondance de débris ligniteux flottés et de galets de résine (GOTTIS, 1953).

Le membre numidien sommital n'a pas été reconnu au coeur du synclinal. L'estimation de l'épaisseur des grès numidiens ne peut être que minimale.

c) Les Mogods

Les monts des Mogods sont peu praticables à cause du manque de routes et du couvert végétal dense. Les observations restent cantonnées sur leur bordure méridionale ou sur les quelques falaises accessibles du littoral. Les documents cartographiques sont peu nombreux : feuille de Bizerte à 1/200 000 par SOLIGNAC (1924), extrémité occidentale à 1/100 000 par ROUVIER (1977), bordure sud-occidentale par KUJAWSKI (1969), bordure sud-orientale par CRAMPON (1971).

La structure est mal connue (fig. 141). Le trait principal est l'axe faillé Ghardimaou - Cap Serrat à proximité duquel s'observent des renversements de série, les seuls que j'ai notés dans les Mogods. Au NW de cet accident s'étend le massif de Rannda - Cap Serrat avec une structure plissée: synclinal d'Ed Dmaine et anticlinal de Rannda (ROUVIER, 1977). Pour ROUVIER, les argilites à "boules jaunes" de l'Eocène moyen et supérieur d'Ed Diss apparaîtraient dans le coeur de l'anticlinal de Rannda, alors que je les verrais plutôt liées à l'axe Ghardimaou - Cap Serrat. Je pense également qu'un axe anticlinal ou un contact anormal passe entre Sidi Mechrig et le Cap Serrat.

Au SE de l'accident de Ghardimaou - Cap Serrat, les grès numidiens présentent généralement un pendage vers le NW et il est difficile de dire si l'on a affaire à une série unique ou à plusieurs lames tectoniques. Une série unique, même avec un pendage assez faible au NW, conduit à une épaisseur considérable de Numidien. Quelques changements de pendage laissent supposer des discontinuités:

- un repli anticlinal ou un contact anormal parallèle au cours inférieur de l'Oued Sedjenane, se prolongeant peut-être vers le SW en direction du Djebel Ed Diss des Nefza;
- le synclinal du Dj. el Harch (ROUVIER, 1977) dont la continuité vers l'E n'est pas évidente;
- le synclinal du Dj. Aïnchouna se raccordant peut-être au synclinal du Dj. bou Rdim (ROUVIER, 1977).

Le Numidien repose en contact anormal sur différents termes des formations telliennes (unité d'Ed Diss à l'W et unité du Kasseb à l'E). La réalité d'un contact anormal généralisé le long du front oriental (entre le Dj. Choucha et le Dj. Zoukar) n'est cependant pas assurée. En faveur de la conception allochtoniste, au Dj. bou Rdim, ROUVIER décrit des froissements à la base des argilites

infra-numidiennes et un copeau de Cénomarien d'Ed Diss. Un contact disharmonique modeste pourrait rendre compte de tels phénomènes.

Les argillites infra-numidiennes sont au contact de différents niveaux de l'unité du Kasseb: marnes à boules jaunes du Thanétien, calcaires yprésiens à Globigérines, marnes à boules jaunes du Lutétien, voire, quand l'unité du Kasseb disparaît, sur le Trias salifère. Ces terrains ont leur propre tectonique, plissée et faillée. La barre yprésienne est ainsi tronçonnée en chapelets. Au contraire, le membre basal numidien repose plus tranquillement, en monoclinal, sur cet ensemble, évoquant une série transgressive et discordante.

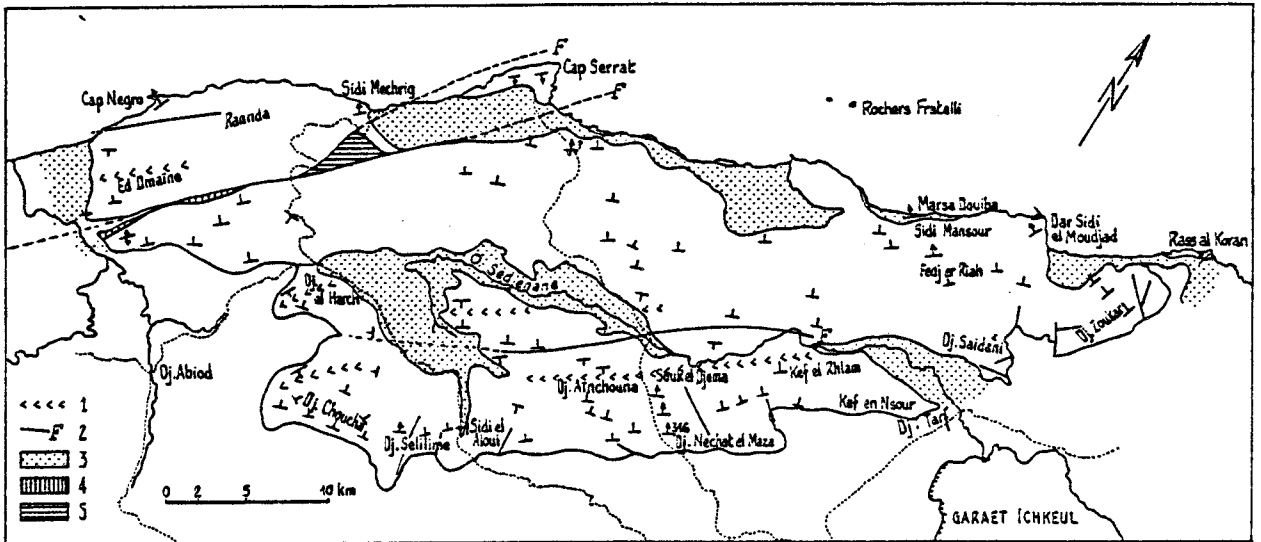


FIGURE 141

CARTE SCHEMATIQUE D'EXTENSION DU NUMIDIEN DES MOGODS
d'après documents cartographiques de SOLIGNAC et de ROUVIER

1: Axe synclinal - 2: faille - 3: dépôts récents - 4: membre numidien sommital à silixites - 5: formations telliennes d'Ed Diss.

La stratigraphie du Numidien des Mogods découle des coupes effectuées sur leur bordure sud par KUJAWSKI (1969) et CRAMPON (1971).

Le membre argileux infra-numidien forme une bande quasi-continue, d'épaisseur variable pouvant atteindre 500 m. On est loin de l'épaisseur de la série du Zouza. Le faciès des argiles varicolores à *Tubotomaculum* n'existe pas (je ne l'ai pas observé pour être plus objectif). Une coupe-type, calquée sur celle du Dj. Zeboudj (KUJAWSKI, 1969), comprend de bas en haut:

- 1) Des argillites gris clair non carbonatées, riches en petites paillettes de gypse disséminées. Des quartz bipyramidés remaniés du Trias sont mentionnés par CRAMPON. La glauconie est fréquente dans des niveaux gris brun. Présence de *Globigerina venezuelana*.
- 2) Des argillites marneuses grises ou jaunes (teneur moyenne en CaCO_3 = 25% mesurée par KUJAWSKI). Présence de *Globigerina angustiumbilitata*, *G. venezuelana*, *G. ampliapertura*, *G. ciproensis ciproensis*, *G. cf. rohri*, *G. trilocularis*, *Globigerinita unicavus*, *G. dissimilis*, *Globorotalia opima opima*, radioles d'Oursins (zone à *G. opima opima*).

- 3) Des argiles sombres gris vert s'enrichissant en petits grains de quartz anguleux. Quelques concrétions ferrugineuses sont présentes. Des bancs de grès fins deviennent assez nombreux au sommet. Microfaune d'Arénacés.

Les faunes citées par CRAMPON (1971) sont moins précises que celle de KUJAWSKI, avec en outre Globigerina officinalis, Catapsydrax rotundimarginata. Par contre, si l'on admet que les niveaux marneux qu'il décrit à la base du Numidien appartiennent effectivement au membre infra-numidien, alors ce dernier pourrait comprendre le sommet de l'Eocène moyen ou l'Eocène supérieur du fait de la présence de : Globorotalia cerroazulensis, G. centralis, G. increbescens, Globigerina vequaensis, G. ouachitensis, Globigerinita unicava primitiva, G. martini, Globoquadrina cf. venezuelana, G. tripartita, Globigerapsis aff. kugleri. Ces niveaux marneux, gypsifères, à petits quartz bipyramidés, comportant des lits quartzitiques, remanient des formes allant jusqu'au Paléocène supérieur. S'ils n'appartiennent pas à la formation numidienne, ils se rattachent à la couverture de l'unité du Kasseb. Pour ma part, je pense qu'il s'agit des niveaux de base du Numidien.

CRAMPON cite la présence de galets de calcaire éocène à Globigérines et de dolomie, au sein des premières assises argileuses des grès numidiens des Mogods, au Djebel Tarf, que l'on peut assimiler aux conglomérats du sommet de la série du Zouza.

Le membre gréseux médian présente les mêmes caractères sédimentologiques que le Numidien kroumir (grès grossiers, contourites et argilites). Les grès grossiers paraissent plus lenticulaires. Des chenaux de largeur décamétriques, aux flancs sculptés de flute-marks, sont fréquents et ils correspondent aux décharges gréseuses les plus grossières avec des dragées de quartz de plus de 3 cm. Ceci est particulièrement net dans la presqu'île du Rass al Koran, au Dar Sidi el Moudjad, dans les falaises au N du Kef Abbed, au Djebel Nechat el Maza, au Djebel Al'nchouna, au Ragoubet el Tir, au N du phare de Cap Serrat, au Sidi el Aloui, au Sidi Mechrig... Les plus grossières de ces lentilles gréseuses renferment des blocs empruntés au Numidien préalablement déposé (argiles ou grès), par exemple au Djebel Zoukar ou au S du Kef mta Blazba sur la piste du Cap Serrat. Les éléments conglomératiques calcaires sont plus rares, soit des blocs épars dans les argilites (N du phare de Cap Serrat ou à proximité du P.C. 316 près du Djebel Nechat el Maza) soit mélangés dans les grès à dragées (Dar Sidi el Moudjad). On discerne dans ces calcaires en plus ou moins grande abondance des sections de Globorotalia dont les loges sont parfois remplies de matière opaque, plus rarement des fragments de tubes d'Annélides, des radioles ou des petites Nummulites. Les calcaires montrent parfois des bandes dolomitisées ou des granules de glauconie. Ces faciès sont attribuables à l'Eocène inférieur tellien.

En un point situé près du carrefour de la route longeant l'Oued Sedjenane et de la route du Cap Serrat à Mateur, j'ai observé des moulages de Lamellibranches.

Le membre supra-numidien siliceux a été cartographié par ROUVIER sur le bord sud de l'axe faillé du Cap Serrat.

d) Le Djebel Seba

Le Djebel Seba à environ 5 km au NW de Bizerte est assez remarquable. On le considère généralement comme le témoin le plus oriental du Numidien maghrébin, à côté des affleurements mal visibles sous la ville de Bizerte et au sud du Goulet de Bizerte. Cependant, ses caractères sédimentologiques le rapprochent de la formation des Grès de Fortuna, autochtone de la péninsule du Cap Bon.

Sa position structurale est diversement interprétée: autochtone (CRAMPON, 1971) ou totalement allochtone (BIELY et al., 1971; ROUVIER, 1977). Pour ma part, je retiendrais la conception et la cartographie de BIELY et al. en ce qui concerne les unités constituant le substratum du Numidien. Une unité tellienne supérieure (rattachée au Kasseb) repose sur une unité inférieure parautochtone par l'intermédiaire de Trias salifère. L'unité supérieure affecte une structure de

cuvette synclinale, clairement attestée par une ceinture d'Eocène inférieur calcaire. Une galette de Numidien peu épaisse (un peu plus de 50 m) repose au centre avec un pendage d'une quinzaine de degrés. Les éboulis empêchent d'observer la nature du contact avec les formations marneuses sous-jacentes. La dissymétrie du massif laisse cependant supposer un contact mécanique. L'ampleur du déplacement, s'il existe, reste une conception subjective nullement démontrée ici même et l'on a les apparences d'une continuité stratigraphique.

La série tellienne se termine par des marnes sombres de l'Eocène moyen et supérieur, puis par des argiles sableuses et des grès roux glauconieux en bancs minces visibles à l'Henchir Ben Aouf. Une microfaune de l'Oligocène inférieur y est citée par BAJANIK et SALAJ (1972).

La série numidienne débute vraisemblablement par une assise argileuse peu épaisse complètement nappée d'éboulis. Les premiers niveaux stratifiés sont des grès conglomératiques, à grosses dragées. Des chenaux à stratification oblique se recourent les uns les autres de manière désordonnée. A la base, des galets de calcaire marneux à Globigérines se mélangent aux grès grossiers. On retrouve ces galets plus bas en éboulis accompagnés de blocs atteignant 40 cm, constitués en outre de dolomies ou de calcaires à Algues. Parmi ces éboulis, j'ai observé des grès grossiers mais sans dragées, glauconieux, avec un fragment d'Echinide et des Lamellibranches. Seule la barre inférieure, épaisse d'une dizaine de mètres, contient ces conglomérats. La barre sommitale est formée de grès grossiers à stratification oblique (fig.142). Les feuillets obliques se recourent sous un angle faible ou moyen, moins prononcé (environ 20 degrés) que dans les faciès du Cap Bon et sont entaillés de chenaux. Une mesure de paléocourant a donné un vecteur orienté vers l'W. Un banc de grès à grain fin montre une lamination convolutée, assez exceptionnelle dans le Numidien.

La continuité stratigraphique entre les faciès argilo-gréso-glauconieux et le Numidien est une hypothèse que je retiens. La principale objection est que dans l'autochtone les formations gréso-glauconieuses s'étendent jusqu'au Burdigalien au moins, mais on peut penser que vers le N elles passent latéralement au Numidien.



FIGURE 142 - ASPECT DE LA STRATIFICATION DES GRÈS DU DJEBEL SEBA

II. LES FORMATIONS OLIGO-MIOCÈNES AUTOCHTONES DU NORD TUNISIEN

A) Les grès de l'axe Chérichira - Cap Bon

Le Numidien a été alimenté par le continent africain et non par un hypothétique bloc continental aujourd'hui englouti dans les profondeurs de la Méditerranée. C'est la conclusion essentielle que cherche à démontrer ce chapitre. Les vestiges isolés d'un vaste système fluvio-deltaïque subsiste en Tunisie nord-orientale (fig.143). A partir de ses éléments, nous allons essayer d'en reconstituer la géométrie et l'environnement, de montrer l'étroite analogie qui le lie au Numidien. Cette démonstration restera incomplète bien entendu : tant que des sondages n'auront pas reconnu le large plateau continental nord-tunisien, là où doivent se situer les intermédiaires, la controverse durera.

A quelle formation autochtone de la plateforme tunisienne peut-on comparer le Numidien ? Une réponse précise à cette question doit être faite car l'amalgame souvent fait avec des formations sus-jacentes ou sous-jacentes conduit, selon moi, à des erreurs. Il s'agit de la partie supérieure des Grès de Fortuna (BUROLLET, 1956), ici appelés Grès moyens et supérieurs de Fortuna. Ceux-ci sont équivalents à la zone B de BUROLLET (1956) ou au cycle B de CASSAN et al. (1973). La série-type est remise dans son contexte stratigraphique dans le tableau de la figure 144. Elle est bien exposée dans la péninsule du Cap Bon; c'est encore là qu'elle est la mieux caractérisée par ses faciès et la mieux cernée paléontologiquement. Elle se poursuit en direction du SW sous des faciès en partie continentaux dits "Grès de Chérichira" p.p.. De nombreuses études ont évoqué les grès de Fortuna: PERVINQUIERE (1903), SOLIGNAC (1927), CASTANY (1951,1952), DOLLE (1952), BUROLLET (1956), JAUZEIN (1959,1960), WEZEL (1968), BISMUTH et al. (1972), CASSAN et al. (1973), COMTE et DUFAURE (1973), DELFAUD (1974), HOYEZ (1975), BEN ISMAIL-LATTRACHE (1981), EL BELLAOUI (1983), BEN ISMAIL-LATTRACHE et BOBIER (1984).

Les grès supérieurs de Fortuna sont constitués de grès grossiers, parfois à dragées, et d'argiles non-carbonatées. Les restes fossiles y sont rares, sans intérêt stratigraphique, mais ils fournissent quelques précisions sur le milieu de sédimentation. En effet, on observe des fossiles terrestres: Vertébrés et troncs d'arbres silicifiés (*Odontaspis* cf. *acutissima*, *Negaprion*) assez volumineux pour ces derniers, indiquant d'abord la proximité d'un continent couvert (ou ayant été couvert) d'une forêt tropicale (LEFRANC,1975) et drainé par un fleuve à fort débit solide. Mais également, les argiles recèlent quelques Foraminifères agglutinants: *Cyclamina* et *Haplophragmoides*, considérés comme marins. Ainsi donc, un milieu estuarien ou deltaïque peut-il être déjà envisagé.

La stratification est généralement oblique, avec des feuilletés obliques soit plans (c'est le cas le plus fréquent), soit en gouttière. Ce type de stratification n'est cependant pas un critère de la formation; elle se rencontre également au-dessous, dans les grès inférieurs de Fortuna, et au-dessus, dans le Miocène moyen.

Commentaire de la figure 143 -

Cette figure reprend divers éléments:

- La carte géologique pour les affleurements d'Oligo- Miocène représentés en noir.
- L'isopaque 500 m des grès de Fortuna, extrait des travaux de BUROLLET et de JAUZEIN, matérialise bien la direction de l'axe de forte subsidence qui sert de berceau aux formations fluvio-deltaïques.
- Le trait doublé d'un pointillé montre l'extension du faciès à dragées de quartz, apparaissant à l'affleurement ou en sondage. La connexion avec le Bejaoua est très hypothétique.
- La plate-forme carbonatée d'Halk-el-Menzel (BONNEFOUS et BISMUTH), figurée en briques, manifeste son influence (flèches) par des brèches ou des turbidites carbonatées (extension figurée par un trait barbelé) et par la présence de Lépidocyclines (trait doublé d'un dessin).

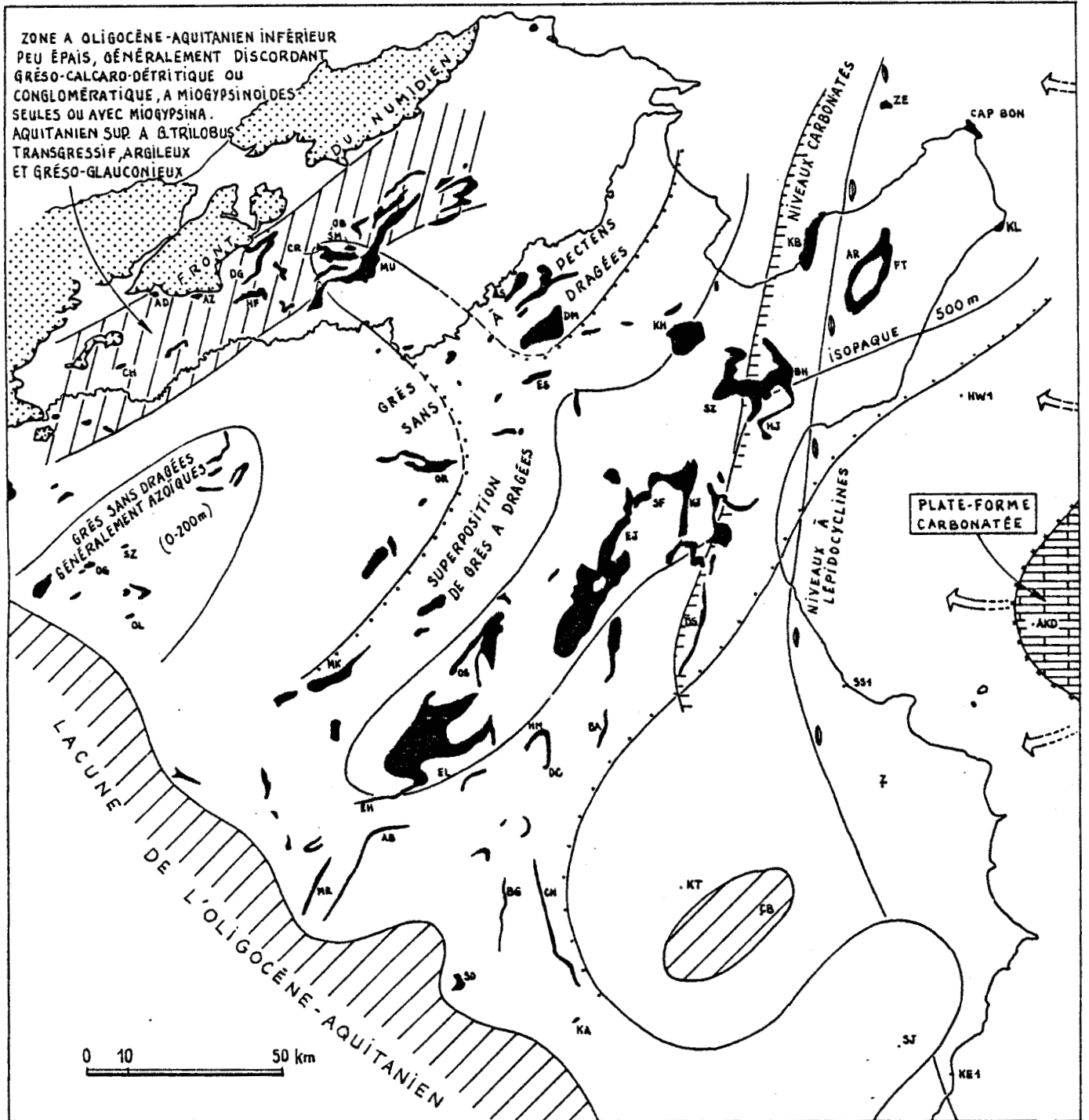


FIGURE 143 - REPARTITION DES FACIES OLIGO-MIOCENES DU NORD TUNISIEN

Abréviation des localités : AB = Dj. el Abeïed, AD = Aïn Djantoura, AKD = Akouda, AR = Dj. Sidi Abd er Rrahmane, AS = Dj. el Assoud, AZ = Aïn ez Zitoune, BA = Dj. Batene, BG = Dj. Bou Gobrîne, BH = Dj. Behehil, CB = Chorbane, CH = Chouichia, CN = Dj. Cherahine, CR = Chara, DC = Dj. Cherichira, DG = Dj. bou Goutrane, DM = Dj. Moraba, DS = Draa es Souatir, EH = Oued el Hatob, EJ = Edjahaf, EL = El Ala, ES = Dj. es Srasrif, FT = Fortuna, HF = Dj. Hallouf, HJ = Hammam Djedidi, HM = Henchir el Mselseul, HW1 = Hammamet 1, KA = Krechem el Artsouma, KB = Korbous, KE1 = Ketatna 1, KH = Khlédia, KJ = Kef el Hadj, KL = Kelibia, KT = Ktitir, MK = Maktar, MR = Dj. Mrhila, MU = Dj. Munchar, OB = Oued Begrat, OG = Oued el Oglâ, OL = Oued Lasoued, OR = Oued Rmil, OS = Ousseltia, SD = Dj. es Souda, SF = Saouaf, SJ = Sainte Juliette, SS1 = Sousse 1, SZ = Dj. Sidi Zid, Z = Zeramedine, ZE = Zembra.

FIGURE 144

FORMATION		Étage	LITHOLOGIE	BIOZONE	m.	FOSSILES RECONNUS
AÏN GRAB		Étage L'Alouche	Calcaires gréseux à Pectens	<i>G. bisphaericus</i> • <i>sicanus</i>	50	<i>Globigerinoides bisphaericus</i> <i>Pecten convexior</i> , <i>P. fuschi</i> , <i>P. pseudobeudanti</i> , <i>Flabellipecten flabelliformis</i> <i>Praeorbulina glomerosa</i> <i>Ostrea aff. granensis</i> , <i>Echinolampas garciensis</i> , <i>E. pyguroides</i> , <i>Scutella</i>
MESSIOUTA		AQUIT SUR- BURD.	Sables argileux rouges à rognons gréseux	<i>G. trilobus</i> ?		
GRES DE FORTUNA	GRÈS SUPÉRIEURS	AQUITANEN	Grès grossiers à dragées	? ↑	500 max	Vertébrés, Troncs d'arbres siliciifiés: <i>Odontaspis cf. acutissima</i> , <i>Negaprion sp.</i> Agglutinants : <i>Cyclammina</i> , <i>Haplophragmoides</i> ...
	GRÈS MÉDIANS		Épaisses barres de grès plutôt fins, souvent ferrugineux et glauconieux Niveaux d'argiles gypsifères Lentilles carbonatées à la base		350 max	
	GRÈS INFÉRIEURS	STAMPINIEN	Calcaires gréseux sup. de Korbous	<i>G. opima opima</i> - <i>G. ciproensis</i>	30	<i>Nummulites intermedius</i> - <i>Hitchell</i> - <i>Amphistegines</i> - <i>Heterostegines</i> - <i>Sphaerogypsines</i> - <i>Pecten arcuatus</i> - <i>O. gigantea</i> <i>Myogypsinoides complanata</i> - <i>Gypsinoides</i> - <i>Polypiers</i> - <i>Chlamys biarrizensis</i> - <i>C. meissonieri</i> - <i>Pycnodonta bronniarti</i>
			Marnes sableuses - Calcaires gréseux plus ou moins carbonatés	<i>G. selli</i> <i>G. ampliapertura</i>	45	<i>Globigerina euapertura</i> - <i>G. gortani</i> <i>Nummulites gr. incrassatus</i> - <i>Heterostegines</i> - <i>Sphaerogypsines</i> <i>G. tripartita</i> - <i>G. unicava</i> <i>Chapmanina gassinensis</i> <i>G. cf. venezuelana</i> <i>Halkyardia gr. minima</i>
			Calcaires gréseux inf. de Korbous	<i>C. chipolensis</i> / <i>P. micra</i>	25	<i>Nummulites vasculus</i> - <i>N. vasculus-incrassatus</i> - <i>N. bouillei</i> - <i>Operculines</i> - <i>Heterostegines</i>
ARGILES DE SOUAR = Cherahil = Fatd = Djébs	ARGILES SUPÉRIEURES de Sidi Aballah	PRIABONIEN	Argiles pyriteuses sombres - Calcaires bioclastiques en bancs décimétriques	<i>G. cerroazulensis</i> - - - - - - <i>G. cocoaensis</i>	80	Extinction des <i>Globigerinatheka</i> Abondance des sous-espèces de <i>G. cerroazulensis</i> - <i>Chapmanina</i>
			Argiles gypseuses riches en quartz	<i>G. semi involuta</i>	230	
	ARGILES SUPÉRIEURES de Sidi Aballah	LUTÉTIEN SUPÉRIEUR	Argiles et calcaires	<i>T. rohri</i>	80	<i>Nummulites</i> - <i>Alveolines</i> - <i>Discocyclina sella</i> - <i>D. roberti</i> - <i>Linderina</i> <i>Actinocyclus</i> - <i>Fabiana cassis</i> - <i>Asterodiscus</i>
			Argiles grises à intercalations décimétriques de calcaires bioclastiques à faciès nautique	<i>O. beckmanni</i>	20	<i>Orbulinoides beckmanni</i> - <i>Nummulites gizehensis</i> - <i>N. gr. praefabianii</i> - <i>Alveolina elongata</i> <i>Discocyclina sella</i> - <i>D. roberti</i> - <i>Fabiana cassis</i> - <i>Linderina cf. brugesi</i> - <i>Orbitolites complanatus</i>
	ARGILES INFÉRIEURES de Sidi Aballah	LUTÉTIEN INFÉRIEUR	Calcaires argileux		30	<i>Nummulites gizehensis</i> - <i>N. discorbinus</i> - <i>N. subatacius</i> - <i>N. cf. millecaput</i> - <i>N. cf. rouaulti</i> <i>Actinocyclus radians</i> - <i>Discocyclina cf. discus</i> - <i>D. cf. chudeau</i> - <i>D. cf. sella</i> <i>Asterodiscus cf. stellaris</i> - <i>Fabiana cassis</i> - <i>Alveolina grelliptica</i> - <i>Rupertides</i> - <i>Algues</i>
			Marnes et argiles grises	<i>G. lehneri</i>	270	<i>Globigerina medizai</i> - <i>Hantkenina liebusi</i> - <i>Globorotalia bolivariana</i> <i>Globorotalia cerroazulensis frontosa</i> - <i>G. c. possagnoensis</i> <i>Bigenerina nodosaria</i> - <i>Cassidulina subglobosa</i> - Extinction de <i>G. aragonensis</i> et " <i>G.</i> " <i>higginsii</i>
ARGILES INFÉRIEURES de Sidi Aballah	LUTÉTIEN INFÉRIEUR		<i>G. subconglobata</i> <i>subconglobata</i>	100	<i>Globigerina inaequispira</i> - <i>G. yeguensis</i> - <i>G. higginsii</i> - <i>Globorotalia cerroazulensis possagnoensis</i> <i>G. c. frontosa</i> - <i>G. c. pomeroli</i> - <i>G. bullbrookii</i> - <i>G. broedermanni</i> - <i>G. spinuloinflata</i> - <i>G. spinulosa</i> - <i>G. aragonensis</i> - <i>Truncorotaloides rohri</i> - <i>T. topilensis</i> - <i>Globigerinatheka subconglobata subconglobata</i> - <i>Hantkenina alabamensis</i>	

La succession des faciès, verticale et latérale, de l'ensemble oligocène-aquitainien de Tunisie centrale a servi d'exemple à DELFAUD (1974, 1986) pour définir la séquence de delta de plate-forme. Elle comprend "du large vers le continent: de fines séquences décimétriques, à figures tidales alternant avec des argiles marines (= faciès externe), puis des cordons gréseux épais, à stratifications entrecroisées, enfin des termes continentaux: argiles litées, dunes éoliennes, et chenaux fluviaux riches en dragées de quartz". Les grès supérieurs de Fortuna correspondent à la partie supérieure de la séquence deltaïque.

Les mesures de paléocourants opérées sur les feuillets obliques (WEZEL, 1968; HOYEZ, 1975; VAN HOUTEN, 1980) témoignent toutes d'un entraînement majeur vers le NE des grès grossiers. Dans les grès inférieurs de Fortuna, selon VAN HOUTEN, la variance est plus élevée et la direction moyenne plus dirigée vers l'E, ce qui peut s'expliquer, à mon sens, par des influences marines (houles et courants côtiers) plus prononcées.

L'épaisseur des grès supérieurs de Fortuna est variable, pouvant atteindre près de 500 m au Dj. Sidi Abderahmane à l'extrémité de la péninsule. Ces variations d'épaisseur ont pour cause soit un taux de sédimentation différent selon la zone considérée, soit une érosion anté-Burdigalien supérieur. Il se produit une variation d'épaisseur concomitante entre les grès supérieurs de Fortuna et l'ensemble de la masse gréseuse des grès de Fortuna. BUROLLET (1956) et JAUZEIN (1967) ont dessiné des cartes en isopaques des Grès de Fortuna, assez voisines et montrant clairement l'allongement atlasique de l'axe de sédimentation maximale. A l'extrémité nord-est de cet axe, l'épaisseur totale des grès atteint 1200 m. Sur la figure 143 est représentée l'isopaque 500 m qui donne un bon aperçu de ce domaine.

Il est vraisemblable que des déformations antérieures à la tectogénèse atlasique sont responsables de la subsidence prononcée le long de cet axe et inversement des zones ascendantes où l'Oligocène est absent (Chorbane par ex.).

B) Caractéristiques lithologiques

1) La granulométrie

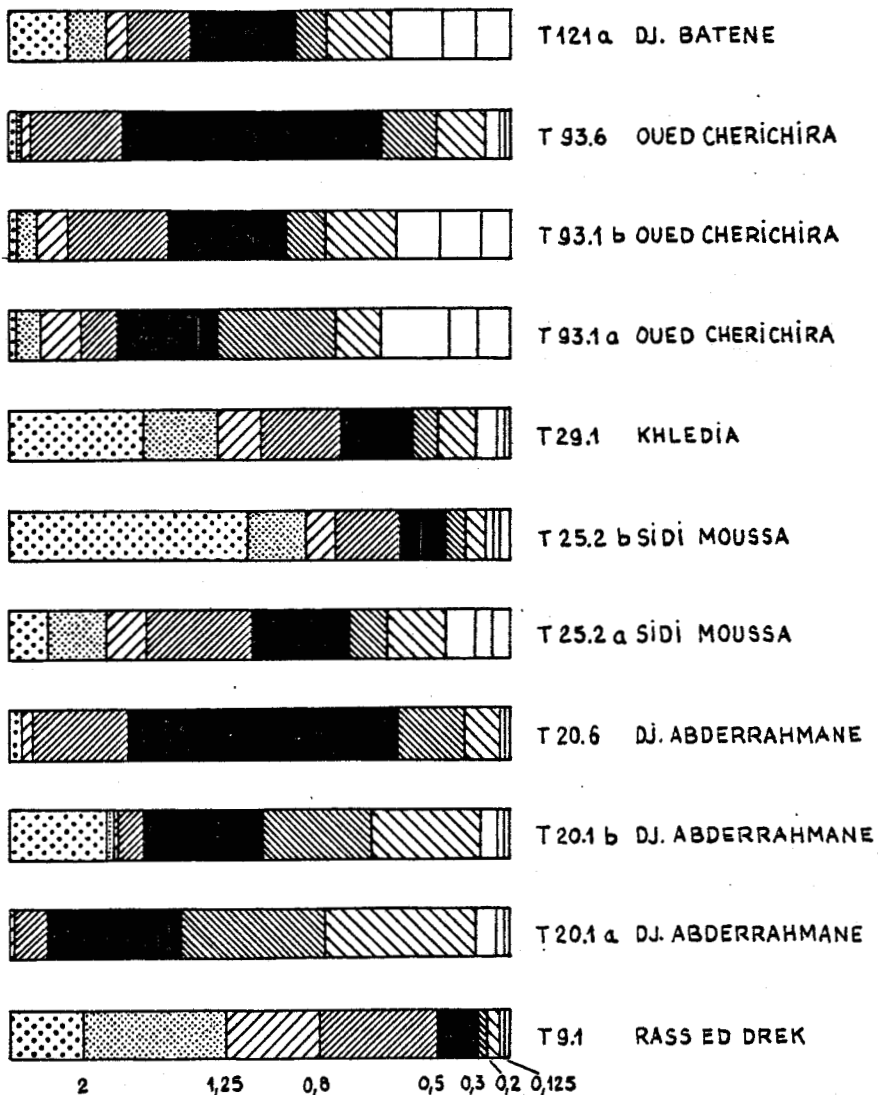
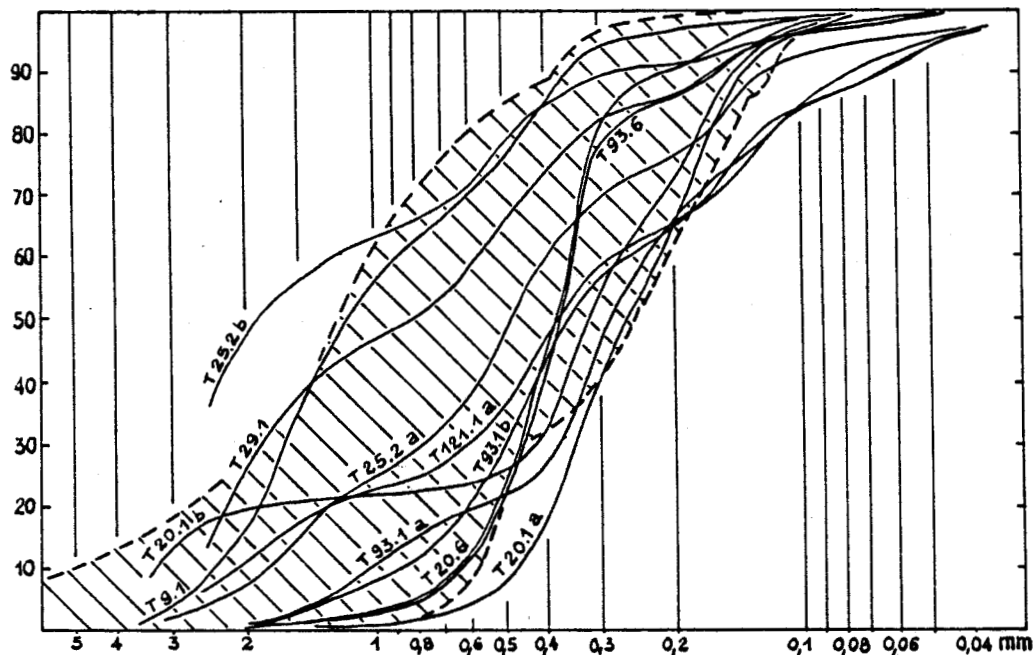
Les courbes granulométriques sont très variables, mais indiquent toutes des grès grossiers (fig.145). Mes résultats corroborent les analyses granulométriques multiples faites par les géologues pétroliers (BUROLLET, 1956 et CASSAN et al., 1973), et celles plus restreintes de WEZEL (1968).

La taille maximale correspond à celles des "dragées" de 3-4 cm localisées surtout dans les feuillets de "bottomset" ou à la base des feuillets obliques. On n'observe pas de galets. La "source" détritique n'en contenait vraisemblablement pas car le courant devait être largement capable de véhiculer des particules beaucoup plus grosses, si l'on en juge par les troncs d'arbres silicifiés.

L'accroissement granulométrique, de la base au sommet des Grès de Fortuna, témoigne du caractère régressif de la formation.

Sur 11 échantillons, la médiane oscille entre 2,07 phi (0,24 mm) et -0,07 phi (1,1 mm), avec une moyenne de 1,02 phi (0,51 mm). D'après les courbes de BUROLLET, la médiane est comprise entre 0,25 mm et 1,3 mm avec une moyenne de 0,66 mm.

Le classement (sorting) peut être apprécié par divers indices. BUROLLET emploie l'inverse de l'indice de TRASK; ici sont données la déviation standard graphique de FOLK et WARD et la déviation standard à partir de la méthode des moments. La déviation standard graphique va de 0,6 à 1,93 phi, avec une moyenne de 1,22 phi, ce qui correspond à un sable modérément à mal classé. L'évolution verticale va dans le sens d'un classement de plus en plus médiocre au sein des Grès de Fortuna. Le mauvais classement reflète, à mes yeux, la multiplicité des sources détritiques et une énergie du fluide très changeante.



	T 9.1	T 20.1a	T 20.1b	T 20.6	T 25.2 a	T 25.2 b	T 29.1	T 93.1a	T 93.1b	T 93.6	T 121.1 a	MOY.
MÉDIANE M ₄₀	0,07	2,07	0,30	0,91	0,30	1,82	1,47	1,37	1,30	1,30	1,02	
MOYENNE GR. M _z	0,03	2,0	0,40	1,09	0,40	1,94	1,84	1,49	1,38	1,28	1,28	
DEV. ST. INCL. σ _r	0,95	0,7	0,52	1,63	1,52	1,49	1,46	0,73	1,05	1,22	1,22	
DISSYM. G.T. SK _L	0,17	-0,10	0,18	0,06	-0,18	0,12	0,30	0,26	0,07	0,15	0,15	
KURTOSIS K _g	0,92	0,90	0,78	1,00	0,78	1,13	0,95	1,69	1,01	1,11	1,11	
MOYENNE X̄	0,04	2,01	0,38	1,18	0,38	1,97	1,85	1,44	1,36	1,29	1,29	
DEV. ST. σ	1,03	0,81	0,58	1,54	1,49	1,44	1,46	0,87	1,80	1,29	1,29	
DISSYMETRIE Sk	0,82	0,18	-0,63	0,39	0,63	0,58	0,13	0,38	0,59	0,09	0,31	

FIGURE 145

CARACTERISTIQUES GRANULOMETRIQUES DES GRES SUPERIEURS DE L'AXE CHERICHIRA - CAP BON

Le fuseau hachuré est celui des courbes de BUROLLET (1956)

La dissymétrie (Skewness) est généralement positive, c'est-à-dire qu'il y a un étalement de la granulométrie vers les gros éléments. La moyenne est de 0,15 ϕ . Ce caractère se rencontre plutôt dans les formations dunaires ou fluviales, selon FRIEDMAN, mais là encore on ignore si ce caractère est hérité. La quasi-absence d'argile explique en partie la faible proportion de la fraction pélitique des courbes.

L'acuité (Kurtosis) oscille autour de la normale, peut-être faiblement supérieure à 1 (courbe pointue).

2) La minéralogie

Je n'ai pas repris cette étude sur laquelle s'étaient déjà penchés les géologues pétroliers (BUROLLET, 1956; CASSAN et al., 1973) et les géologues italiens (CALDERONE et LEONE, 1966; WEZEL, 1968). L'article de CASSAN et al. (1973) présente certaines contradictions avec les autres écrits, par ses résultats analytiques et par ses conclusions: " il ressort que les apports, durant la période oligo-miocène, viendraient du Nord et plus spécialement du Nord-Ouest à partir de massifs méditerranéens actuellement effondrés (...) ". Le réexamen de leurs coupes publiées et plus strictement de la formation des Grès supérieurs de Fortuna (= cycle B) ne permet pas, à mon avis, une telle affirmation.

Outre le quartz (10% de polycristallin au maximum selon WEZEL), on trouve une faible quantité d'autres minéraux généralement en petits grains arrondis. Les feldspaths (potassiques et plagioclases sodiques) sont rares, sauf exception vers le sommet. Ils deviennent très nettement abondants au-dessus des Grès de Fortuna.

Parmi les minéraux accessoires, WEZEL est le seul à avoir signalé les minéraux opaques qui seraient essentiellement du leucoxène.

Les minéraux transparents sont d'abord et dans l'ordre le zircon et la tourmaline verte. Ces deux minéraux sont constants pour l'ensemble gréseux de Fortuna. Puis vient le rutile et, en plus faibles proportions, les autres minéraux titanifères (brookite, anatase). Le grenat est assez rare, alors qu'il est fréquent dans les grès de Fortuna inférieurs et abondant dans le Miocène supra-Fortuna. Les autres minéraux de métamorphisme: staurotide, andalousite, disthène seraient en très faible proportion pour la majorité des auteurs, ce qui n'est pas partagé par CASSAN et al. (1973). L'épidote n'est repérée, en faible quantité, qu'à la limite des Grès inférieurs et des Grès supérieurs.

La glauconite diagénétique disparaît dans les Grès supérieurs, alors qu'elle peut être un élément abondant dans certaines coupes des Grès inférieurs. Le ciment est siliceux ou ferrugineux.

Les minéraux argileux dominants seraient la kaolinite et les chlorites (SASSI, 1962 in BEN ISMAIL-LATTRACHE et BOBIER, 1984).

3) L'exoscopie

J'ai examiné quelques échantillons de sables provenant des formations autochtones de Tunisie, assez pour avoir une opinion de leur typologie. Cependant, une étude plus détaillée a été entreprise par EL BELLAOUI (1983) à partir d'échantillons collectés par moi-même et je rapporterai ses conclusions auxquelles je souscris.

De manière générale (ceci s'applique également au Numidien):

- Les grains ont une forme arrondie ou subarrondie,
- Ils portent, sauf exceptions, les traces d'une éolisation ancienne poussée.

Les sables du Chérichira " contiennent beaucoup de grains qui présentent des traces de chocs éoliens anciens: ce sont des croissants de choc profonds. Les grains ont subi un polissage des sommets et des arêtes, accompagné d'une atténuation des croissants de choc éoliens, dont les bords ne sont plus aigus, d'abord dans un milieu marin intertidal puis infratidal. En effet les grains portent des faces planes et des sommets polis et propres, et des traces de

dissolution, quelquefois sous forme de "V" de dissolution orientés parallèlement les uns aux autres. Certains grains portent une pellicule de silice pédologique, témoin d'une immobilisation continentale antérieure à la phase d'évolution suivante parce qu'elle porte des "V" de choc à gradient de polissage, et des dépôts de silice amorphe. Ces derniers constituent des placages sur les faces planes et dans les dépressions ce qui donne aux grains un aspect sale caractéristique, et indique un transport fluvial de basse énergie. Enfin certains grains portent des fleurs de silice, témoins d'une immobilisation continentale, dernière étape de leur évolution".

Les grains provenant des Grès supérieurs de Fortuna " se caractérisent par un grand développement des néogénèses "... ce qui cache plus ou moins leurs évolutions antérieures ". Pour EL BELLAOUI, " Les néogénèses sous forme de cristaux bipyramidés, les arêtes vives des cristallisations, et la croissance des cristaux jusqu'à ce qu'ils rencontrent une surface dure qui stoppe leur développement, ce qui donne quelquefois des figures d'impression, témoigne d'un dépôt dans les parties émergées de la plaine deltaïque."... Dans certains échantillons " Les néogénèses présentent des surfaces propres avec un début de dissolution, ce qui indique un dépôt de chenaux à la limite amont des influences marines".

4) La thermoluminescence

Nous réservons un chapitre particulier à cette méthode d'étude. Il est bon de rappeler ici que BEUGNIES et al. (1969) ont montré la similitude des familles de courbes entre les Grès du Chérichira et le Numidien et conclu à leur même origine. Les études plus détaillées de EL BELLAOUI (1983) arrivent aux mêmes conclusions.

5) La Radiochronologie

GAUDETTE et al. (1975) ont effectué des mesures U/Pb sur des zircons détritiques issus des formations autochtones de Tunisie et du Numidien. Ils concluent à un âge éburnéen pour ces formations.

6) L'analyse des éléments majeurs dans les argiles

Afin de mettre en évidence une parenté éventuelle entre les argiles de la formation de Fortuna et les argiles numidiennes, j'ai soumis à M. RIVIERE un certain nombre d'échantillons pour l'analyse des éléments majeurs. Ces échantillons proviennent de différentes coupes, à différents niveaux stratigraphiques mal corrélables.

Echant. T-6-2: Route de Korbous (Cap Bon), marnes sous la barre calcarénitique.

Echant. T-120-1: Route de Korbous (Cap Bon), argiles sous la barre calcarénitique.

Echant. T-9-2: Rass ed Drek (Cap Bon), argiles à tubulures entre deux barres de grès grossiers (grès de Fortuna supérieurs).

Echant. T-18-3: Sidi Bou Ali (Cap Bon), marnes gréso-glauconieuses à la base des grès de Fortuna inférieurs associées à de nombreux conglomérats calcaires.

Echant. T-19-2: Sidi Bou Ali (Cap Bon), argiles grises au-dessus de la dernière décharge conglomératique et sous les grès grossiers.

Echant. T-20-5: Sidi Abd er Rahmane (Cap Bon), argiles entre deux barres de grès grossiers.

Echant. T-25-1: Djebel Bou Choucha (feuille Gromballia), marnes grises sableuses, dans les grès de Fortuna inférieurs.

Echant. T-28-1: Djebel Harbi (feuille Bou Fichta), argiles brunes dans les grès de Fortuna inférieurs.

Echant. T-28-2: Djebel Harbi, argiles au-dessus de l'échantillon précédent.

Echant. T-28-3: Djebel Harbi, argiles brunes au-dessus de l'échantillon précédent.

T-6-2 T-120-1 T-9-2 T-18-3 T-19-2 T-20-5 T-25-1 T-28-1 T-28-2 T-28-3

SiO ₂	55,83	63,56	72,16	42,08	57,62	70,99	40,21	56,58	73,29	69,63
Al ₂ O ₃	19,18	15,63	14,22	9,82	18,79	15,64	10,02	18,77	13,88	14,00
Fe ₂ O ₃	6,67	7,60	4,15	4,33	7,77	2,71	3,83	7,40	2,97	5,21
MgO	1,40	1,39	0,70	1,31	1,26	1,02	1,59	2,10	1,33	1,07
CaO	1,66	0,62	0,02	19,53	0,68	0,28	19,84	1,15	0,13	0,49
Na ₂ O	0,49	0,47	0,57	0,33	0,38	0,38	0,33	0,39	0,69	0,56
K ₂ O	2,12	1,88	2,09	1,52	1,97	1,76	1,50	2,01	1,75	1,40
TiO ₂	1,10	1,00	0,99	0,54	1,06	1,10	0,59	0,99	0,73	0,81
H ₂ O ⁺	7,59	5,80	4,55	17,34	6,55	5,02	19,44	7,16	4,52	5,08
H ₂ O ⁻	2,54	2,10	0,84	2,18	2,63	1,57	1,49	3,25	1,64	2,08
Total	98,58	100,05	100,29	98,98	98,71	100,47	98,84	99,80	100,93	100,33
	*	*			*			*	*	

Selon M. RIVIERE, les échantillons marqués d'une astérisque présentent un "cachet numidien" plus ou moins marqué suivant les échantillons, les autres ont des caractéristiques de type sous-numidien ou Numidien basal.

La correspondance entre les deux formations est plutôt bien assurée. Les valeurs moyennes sur les échantillons à "cachet numidien" sont les suivantes:

SiO₂: 68,4 % - Al₂O₃: 15,4 % - Fe₂O₃: 4,3 % - MgO: 1,1 % - CaO: 0,5 % - Na₂O: 0,5 % - K₂O: 1,8 % - TiO₂: 0,9 % - H₂O⁺: 5,4 % - H₂O⁻: 1,7 %

C) Position stratigraphique

Nous avons déjà signalé l'absence de tout fossile stratigraphique dans les Grès supérieurs de Fortuna. Leur attribution stratigraphique ne peut donc se faire que par comparaison avec les formations encaissantes.

Ces dernières sont elles-mêmes peu riches en microfaune planctonique, sur laquelle s'appuie essentiellement la stratigraphie. Par contre, les Foraminifères planctoniques sont associés à des Foraminifères benthiques et à de la macrofaune. A cette occasion, on peut mettre en parallèle sous forme d'un tableau la zonation des Foraminifères planctoniques et des Foraminifères benthiques, d'après les travaux des géologues tchécoslovaques (J. SALAJ, 1980, principalement) et de LORENZ (1985).

	ZONE F. PLANCTONIQUES	ZONE F. BENTHIQUES
OLIGOCENE INFERIEUR	C. chipolensis/P.micra G. ampliapertura G. sellii	Cyclamina cancellata
OLIGOCENE MOYEN	G. opima opima	Nummulites. boulei, N. intermedius, N. vascus
OLIGOCENE SUPERIEUR	G. ciperoensis	Operculina complanata et O.ammonoides Lépidocyclines seules et Miogypsinoïdes complanata Miogypsinoïdes basraensis
AQUITANIEN INFERIEUR	G. kugleri	Miogypsina gunteri

Les Grès de Fortuna s'inscrivent dans un vaste cycle régressif qui englobe tout le Paléogène. Aux détritiques fins de la formation argileuse de Souar font suite les premiers apports sableux qui caractérisent les Grès de Fortuna. Au Cap Bon, des détritiques carbonatés s'intercalent épisodiquement dans ce qui ne serait qu'une monotone série argilo-gréseuse et fournissent quelques niveaux repères litho-stratigraphiques. On peut donc, dans les coupes de Korbous et du Dj. Sidi Abderrahmane, reconnaître la succession suivante:

- 1) Argiles sableuses et calcaires plus ou moins sableux formant l'horizon du "Calcaire inférieur de Korbous", riche en petites Nummulites (N. vascus, N. vascus-incrassatus, N. bouillei), en Operculines et Hétérostégines. Les premiers niveaux pourraient se rattacher à la zone à Cassigerinella chipolensis - Pseudohastigerina micra. Les niveaux supérieurs avec l'apparition des premières Lépidocyclines appartiendraient à la zone à G. ampliapertura.
- 2) Marnes sableuses et grès plus ou moins carbonatés. WEZEL (1968) cite les formes planctoniques suivantes: Globigerina euapertura, G. gortanii, G. tripartita, G. cf. unicava, Globoquadrina cf. venezuelana. Cette association indiquerait la partie haute de la zone à G. ampliapertura ou zone à G. selli de BIZON.
- 3) Grès calcaires, calcaires gréseux et calcarénites dans des marnes sableuses. Dans la coupe de Sidi Bou Ali près de Fortuna, les calcarénites passent à des conglomérats chenalisés dont les éléments atteignent parfois un demi-mètre cube. Les blocs et les galets proviennent d'après leur faciès d'une plateforme carbonatée peu profonde: Polypiers accolés en position de vie, radioles d'Echinides, Pectens, Lithothamniées, etc...; ils sont mélangés et souvent enrobés d'argile. Leur mise en place a dû se faire par éboulement ou glissement au pied d'un talus. Des plis de slumping ont d'ailleurs été observés à divers niveaux des Grès de Fortuna.

De nombreux Macroforaminifères sont présents: Lépidocyclines (Eulépides et Néphrolépides), Amphistégines, Hétérostégines, Operculines, Pararotalia sp., Planorbulines. Quelques Nummulites (type intermedius) sont présentes dans certains niveaux, mais on peut se demander si elles ne sont pas remaniées. Dans certaines coupes, comme à Zembra (BISMUTH et al., 1972), les Nummulites disparaissent à la partie supérieure. Ce niveau voit également l'apparition de Miogypsinoides complanata (LORENZ, notice de la feuille de La Goulette). On peut le considérer comme équivalent de la zone à G. opima opima et de la base de la zone à G. ciproensis.

SALAJ (1980) figure des planches photographiques avec les espèces suivantes: Globigerina ouachitensis, G. opima nana, G. opima opima, G. ciproensis, G. aff. trilocularis, provenant d'une coupe de Korbous sans autre précision et qui pourrait appartenir à ce niveau.

Dans des marnes associées aux calcarénites, FEINBERG a reconnu: Dictyococcites bisectus, Pantosphaera millipora, Sphenolithes distentus, S. predistentus, indiquant la zone NP 23.

- 4) Grès plutôt fins en bancs assez épais et à feuillettes obliques de petite taille, se groupant en barres, et intercalations d'argiles gris verdâtre. Les passages carbonatés se raréfient rapidement puis disparaissent. A 15-20 m au-dessus de la base, SALAJ (1980) a identifié Globigerinoides ex. gr. quadrilobatus. Selon l'interprétation du datum à Globigerinoides, on placera donc le niveau soit au sommet de la zone à G. ciproensis soit à la base de la zone à G. kugleri. Nous avons qualifié cet horizon de "Grès médians" (= unité moyenne de BEN ISMAIL-LATTRACHE, 1984).
- 5) Grès grossiers à dragées et à grandes stratifications obliques, ou "Grès supérieurs" au sens strict.

- 6) Argiles, silts et grès rouges ou "Formation Messioua" correspondant vraisemblablement à l'émersion et à l'évolution sur place des formations antérieures.
- 7) Calcaires et marnes de la "Formation Al'n Grab", riches en Pectinidés (P. convexior, P. fuschi, P. pseudo-beudanti) et livrant Globigerinoides bisphaericus et Praeorbulina glomerosa

Dans le Béjaoua et la Moyenne Medjerda, l'Oligocène est très peu représenté. GOTTIS ET SAINFELD (1955) puis BIELY et SALAJ (1971) ont montré qu'en ces régions il pouvait exister un Oligocène détritique comparable, mais en beaucoup plus condensé, aux Grès de Fortuna. L'épaisseur est au plus de quelques dizaines de mètres. Il comporte à sa base des niveaux argilo-grésocalcaro-glaucouneux à Gastéropodes et Lamellibranches, notamment Pecten arcuatus du Stampien moyen-supérieur. Ils sont surmontés (Dj. Chara et Sidi Mhimech) par des grès bigarrés, parfois à dragées de quartz et bois silicifiés. Cette succession peut faire penser à celle du Cap Bon. Cependant il est difficile de pousser plus loin la comparaison, car à la suite de cet épisode régressif viennent reposer à nouveau des couches marines dont les plus anciennes sont datées de la zone à Miogypsinoides basraensis (Oligocène terminal). A cette époque, au Cap Bon, commencent à se déposer les Grès supérieurs de Fortuna. Il est donc fort peu vraisemblable, comme nous l'avons fait sur la figure 143, de réunir en un même ensemble toutes les formations à dragées du Béjaoua et du Cap Bon. Ces détritiques grossiers précoces proviennent peut-être du SW, de la zone haute des diapirs.

Les niveaux transgressifs restent peu épais et se déposent de manière asynchrone et légèrement discordante. Ils débutent généralement par des calcaires ou des conglomérats à Miogypsinoides ou à Miogypsina de la transition Oligocène - Aquitaniens et se poursuivent par des argiles et des grès glaucouneux de l'Aquitaniens à Globigerinoides quadrilobatus primordius. Leur développement essentiel se produit à l'Aquitaniens supérieur et au Burdigalien avec Globigerinoides trilobus, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, G. quadraria ou une faune de Pectens (P. revolutus, P. josslingi). Il y a continuité avec le Langhien à Globigerinoides sicanus, le Serravallien avec Globigerina nepenthes et le Tortonien basal avec Globorotalia acostaensis.

D) Les zones de faciès (cf. figure 143)

1) Les zones hautes

Le trait paléogéographique majeur est la présence de la plate-forme saharienne et du môle de Kasserine au NE desquels s'étend la mer ouverte. A l'Oligocène inférieur, aucun dépôt marin n'est reconnu au SW d'une ligne Tadjerouine - Faï'd. Cette ligne de rivage progresse globalement vers le NE au cours du cycle régressif oligocène, les faciès continentaux type Messioua de l'Aquitaniens supérieur (?) ne sont absents que sur la frange orientale de la Tunisie.

La vaste zone sédimentaire, à gradient de profondeur dirigé vers le NE, est accidentée par des ondulations obliques de direction atlasique. Il s'agit de vastes plissements de couverture dans lesquels le salifère triasique doit jouer un rôle non négligeable. Examinons les bombements du NW vers le SE:

- a) Dans le domaine tellien, des bombements possibles induits par les diapirs triasiques des Nefza (ROUVIER, 1977).
- b) La zone des diapirs, séparant actuellement le parautochtone de la Medjerda et du Béjaoua des chaînes atlasiques intermédiaires. Cette zone est généralement dépourvue d'Oligo-Miocène. Le démantèlement du Trias affleurant a contribué en partie à alimenter les dépôts oligocènes du Dj. Munchar.

- c) Un seuil existe au SE de Kairouan (BUROLLET, 1956; JAUZEIN, 1967) qui se manifeste par des réductions d'épaisseur ou par l'absence de la formation Fortuna (sondage de Chorbane).

Au large du littoral oriental actuel de la Tunisie se développe un domaine paléogéographique très vaste, représentant le bloc pélagien de BUROLLET et qui trouve son prolongement jusque sur l'avant-pays sicilien. Il s'agit d'une plate-forme à sédimentation exclusivement carbonatée, récifale ou pararécifale. BONNEFOUS et BISMUTH (1982) ont analysé en détail, à l'affleurement et en sondage, les faciès et l'extension de cette plate-forme à l'Eocène. Ils la désignent encore sous le nom de "plate-forme des calcaires de Halk el Menzel". Jusqu'au Priabonien, des calcaires s'y déposent et le bord de la plate-forme est parfaitement délimité. Au-delà, on passe à des fonds plus importants où se sédimentent les argiles de la formation Souar. La proximité de la plate-forme s'exprime par des décharges calcarénitiques ou calciruditiques intercalées dans les argiles (dalle de Reinèche entre autres).

D'après BONNEFOUS et BISMUTH, "des observations nombreuses et convergentes portent à penser que la plate-forme carbonatée a connu, vers la fin de l'Eocène ou le début de l'Oligocène, une période d'émersion plus ou moins prolongée". "Aucun des forages du golfe de Hammamet où la Formation Halk el Menzel a été recoupée ne montre trace de dépôts d'âge oligocène". "Le sommet des calcaires éocènes" ... "montre d'abondants Microcodium. On suppose à présent (BODERGAT, 1974) que ces structures sont le résultat de l'activité de micro-organismes en milieu subaérien, provoquant une sorte de carie des bancs superficiels exondés, peut-être à l'abri d'un paléosol à présent disparu". On connaît bien au S de Malte un Oligocène à Lépidocyclines et à faciès récifal, ainsi que des calcaires à Rhodophycées et Lépidocyclines sur la plate-forme de Sciacca et sur certains éléments de la plate-forme panormide en Sicile. Mais généralement, c'est le Miocène inférieur avec des calcaires à Algues qui repose directement sur l'Eocène.

Le cas de l'île de Zembra est particulier: par son Eocène exclusivement calcaire, il se rapproche de la plate-forme des calcaires de Halk-el-Menzel; par son Oligo-Miocène détritique, il se rapproche des faciès deltaïques du Cap Bon. Il s'agit peut-être d'un "patch reef" qui aurait été enseveli par la débâcle gréseuse oligocène.

2) Les zones de bassin

a) le bassin au NW de la zone des diapirs

A l'Oligocène inférieur, au NW de la zone des diapirs s'étend un plateau sous-marin peu profond. Dans sa partie sud-orientale se déposent des argiles et des grès, parfois glauconieux, à Gastéropodes et Lamellibranches, proches du faciès des Grès de Fortuna inférieurs. Ce bassin s'approfondit vers le NW où il passe au domaine tellien, avec des remontées locales du fond dues à la tectonique salifère. La sédimentation devient alors essentiellement argileuse, avec des niveaux gréseux et glauconieux. L'Oligocène inférieur y est reconnu (Foraminifères pélagiques des zones à G. opima opima et G. ampliapertura, Lamellibranches dont Pecten arcuatus) discordant cartographiquement sur divers termes du Paléocène - Eocène.

A l'Oligocène supérieur, suite à la régression générale, les zones à faciès gréseux de bordure émergent et il s'y dépose des sables fluviatiles, parfois grossiers. Dans les zones immergées, se déposent, mêlées aux sables, des lumachelles à Miogypsinoides complanata. Dans les zones telliennes externes, situées sur la flexure amorçant le bassin numidien, il y a absence de sédimentation ou érosion du fond sous-marin. Dans les zones telliennes internes, c'est le terme basal pélitique du Numidien (type Zouza) qui peut faire suite à

l'Oligocène inférieur. On peut imaginer des canyons sous-marins incisant le talus et par lesquels transiteraient certaines turbidites grossières.

A l'Aquitanién, malgré l'abaissement du niveau moyen des mers, on assiste à un épisode transgressif dans le Béjaoua et la Moyenne Medjerda, ce qui laisse supposer une certaine subsidence de cette zone. Des calcaires bioclastiques et des grès glauconieux à Mioqypsina gunteri et à Globigerinoides primordius reposent en discordance cartographique sur des terrains allant du Crétacé à l'Oligocène supérieur. Dans les zones telliennes internes, se dépose le terme numidien médian. Les sables grossiers ne traversent cependant pas la zone où se dépose l'Aquitanién transgressif car on n'en observe aucun indice. Il est donc nécessaire de rechercher ailleurs leur origine et leur cheminement.

b) le bassin des Grès de Chérichira et de Fortuna

Les faciès de ces formations gréseuses sont toujours peu profonds. Cette constatation associée avec l'examen de la carte en isopaques dressée par BUROLLET (1956) conduit à admettre un axe de forte subsidence entre El Ala et le Cap Bon durant l'Oligocène et l'Aquitanién. Cet axe est plus ou moins parallèle à la grande flexure du Zaghouan. L'histoire de ce bassin se résume en un comblement progressif, avec une évolution verticale des faciès, marins à la base et totalement continentaux au sommet (couches rouges). Il présente également une polarité et une pente longitudinale : les faciès sont d'autant moins marins et d'autant moins épais que l'on se situe au S de l'axe. L'étude des paléocourants qui sera abordée à part confirme ce point de vue. Il est difficile dans ces conditions de concevoir une alimentation détritique autre que du S vers le N, c'est-à-dire du continent africain vers le bassin des flyschs.

Si l'on examine la répartition des grès grossiers à dragées, on constate qu'ils occupent une bande médiane, alors que latéralement les grès fins inférieurs sont seuls présents. Il faut voir là une restriction en largeur de l'artère de drainage à un certain stade de comblement, plutôt que l'expression d'une érosion postérieure.

Sur la figure 143, on a représenté deux limites de faciès intéressantes: celle de l'extension des niveaux calcarénitiques de type Korbous et celle de l'extension des calcarénites à Lépidocyclines. Trop peu d'observations permettent d'y ajouter la taille maximale des éléments remaniés, on peut cependant dire que c'est à l'E, dans l'anticlinal de Sidi Abderrahmane, que se trouvent les conglomérats à éléments les plus volumineux. C'est donc la "plate-forme des calcaires de Halk-el-Menzel" (ou ses extensions) qui a alimenté en détritiques calcaires le bassin oligocène des Grès de Fortuna.

c) le bassin du Sahel de Sfax

Dans la zone du Sahel de Sfax, BUROLLET (1956), JAUZEIN (1967), COMTE et DUFAURE (1973) évoquent un certain nombre de sondages ayant traversé des formations gréseuses comparables aux Grès de Fortuna et dont l'épaisseur peut être importante (Sainte-Juliette).

En conclusion, le cadre paléogéographique qui vient d'être esquissé laisse entrevoir au NE de la Tunisie une zone parfaitement individualisée à l'Oligocène laquelle, par sa géométrie et la nature de ses dépôts, constitue un jalon entre le bassin profond numidien et l'aire continentale saharienne. L'instauration de cette jonction sera examinée dans un chapitre ultérieur intitulé "Pourquoi le Numidien ?", elle représente un des faits les plus remarquables de l'histoire de la Méditerranée occidentale.

III. HYPOTHESES SUR LA STRUCTURATION DES FLYSCHS DANS L'EST MAGHREBIN

Les thèses récentes de BOUILLIN, RAOULT, VILA et ROUVIER ont analysés en détail les grands traits tectoniques de toute la région orientale du Maghreb. Il n'est pas question de revenir sur leur description mais d'exposer une conception qui les situe dans un cadre dynamique assez large.

Cette hypothèse repose sur l'examen cartographique d'accidents tectoniques d'aspect linéaire et orienté dont le rejet est supposé en grande partie décrochant (fig.146). Ce jeu décrochant est démontré pour certains d'entre eux et conjectural pour d'autres.

A) Accidents NE-SW (fig. 146)

- Décrochements affectant le socle de Petite Kabylie : accident de Texenna (DURAND DELGA,1949), faille au S du socle du Cap Bougaroun et accident senestre de Tamalous (BOUILLIN,1977), failles à l'W de Skikda (carte VILA,1978), faille d'El Kantour (Cette faille est dextre selon RAOULT,1974 et senestre selon DUBOURDIEU,1962; je la considère comme senestre à cause de la courbure en plan de la dorsale et du socle).
- Décrochement hypothétique affectant le socle et les nappes, correspondant à la zone faillée W-E Djebel Debar - M'cid Al'cha.
- Décrochements affectant les nappes telliennes: accident d'El Aouna (OBERT,1981), accident de Tamentout (DURAND DELGA,1955).
- Accidents affectant la nappe numidienne:
 - ° Zone de contact entre le Numidien et les formations métamorphiques du Dj. Edough, pouvant se prolonger en mer par la "fracture nord-tunisienne" d'AUZENDE et al. (1973). Cette fracture constitue la limite sud-orientale du triangle océanisé du bassin nord-algérien (BAYER et al.,1973) : les linéations magnétiques NW-SE s'interrompent à son niveau.
 - ° Accident hypothétique passant à l'W du Cap Rosa sous le lac aux Oiseaux et se prolongeant en mer à l'W du Banc Le Sec, à l'W de La Galite et à l'W du Banc de la Sentinelle. Cet accident suit approximativement l'isobathe 500 m et correspond à la partie supérieure du talus.
 - ° Accident Bou Hadjar - Meloula. Il s'agit ici de l'extension vers le SW du couloir de Bordj-el-Aïoun à Meloula de ROUVIER (1977). Cet accident très redressé et à fort rejet s'explique assez mal par des mouvements purement verticaux. Son rejet décrochant senestre reste hypothétique sans niveau repère, mais il est probable à cause de la torsion sénestogyre qui affecte certains massifs numidiens à son abord. Des pointements d'Eocène Adissa et d'Ultra-tellien me font poursuivre cet accident jusqu'à Bouchegouf (ex-Duvivier).
 - ° Accident de Ghardimaou- Cap serrat. De nombreux auteurs (GLANGEAUD; DUBOURDIEU, 1962; JAUZEIN, 1967) ont signalé l'importance de cet accident et l'ont parfois interprété comme décrochant. Son tracé linéaire est jalonné par des lames de Trias diapire et par des venues volcaniques acides (Oued ez Zouara, Aïn es Saboun, ROUVIER, 1977). Il trouve peut-être son prolongement jusqu'à Batna. Selon moi, un rejet décrochant senestre d'une trentaine de kilomètres peut expliquer le décalage du front numidien entre la Haute Medjerda et la Kroumirie, le Djebel Bou Khezara pouvant constituer un témoin abandonné lors de la disjonction.

Bien que ROUVIER (rens. oral) n'admette pas cette hypothèse, je suppose que l'axe Ghardimaou - Cap Serrat passe sous le massif numidien à l'W de Ghardimaou. Ce massif n'est cependant pas affecté par le cisaillement, ce qui voudrait dire qu'il l'a recouvert tectoniquement. Il aurait occupé à l'origine une position sur le compartiment occidental de l'accident.

Les silexites supra-numidiennes à l'E de Bou Hadjar pourraient s'être trouvées initialement dans le prolongement de celle de Babouch. L'anomalie structurale qui existe entre la direction WSW de ce massif et la direction NW qui prévaut au N peut s'expliquer par le fait qu'à la suite de sa dérive vers le SW, le massif aurait subi un glissement et une rotation dextrogyre.

B) Accidents NW-SE (fig. 146)

Ils sont moins évidents que les précédents:

- Décrochement dextre à l'W de la Petite Kabylie. Il a pour effet de décaler vers le SE le socle de Petite Kabylie par rapport au flysch maurétanien de la forêt de Guerrouch.
- Interruption vers l'W au niveau de Constantine des imposants massifs numidiens de la région d'El Aria. Leurs directions structurales sont orientées SW-NE et cependant les pointements de substratum anté-Miocène moyen au S du bassin de Constantine ne montrent pas de trace de Numidien. Seules exceptions, le Djebel Medelsou et l'Hadjar Merekeb proviennent vraisemblablement de ces massifs par glissement depuis le NE.
- Décrochement sénestre entre le massif de Petite Kabylie et la plaine des Senhadja. Là encore, il ne s'agit pas d'un accident linéaire profond, mais d'une interruption vers l'E de l'ensemble structural formé par le socle kabyle, la dorsale et le flysch maurétanien. Il ne semble pas se prolonger dans les zones externes. L'aspect sinueux du contact anormal que l'on devine sous le Quaternaire et la présence de fenêtres (Safia, Filfila) souligne le caractère "flottant" du bloc kabyle.

A côté des fractures se développent des plis:

- Le socle kabyle recouvert de son Oligo-Miocène, de ses olistostromes et de paquets de flyshs enregistre peu de déformations plicatives, si ce n'est à grand rayon de courbure. A l'E, elles sont assez complexes, tandis qu'à l'W les synclinaux des Beni Afeur, Ouled Askeur et Sidi Yaya s'orientent approximativement N-S (DURAND DELGA, 1955).
- Les séries épimétamorphiques des djebels Safia et Filfila, couverture supposée du massif cristallin de l'Edough (VILA, 1970) montrent des plis d'axe NW-SE (RAOULT, 1974).
- Je n'ai pas disposé de photographies aériennes pour analyser les axes de plis du Numidien dans le Maghreb oriental. Les documents cartographiques montrent cependant un changement de l'orientation générale d'W en E:
 - ° Les massifs de la bordure kabyle, entre le Dj. Tamesguida et le col des Oliviers, s'orientent W-E.
 - ° Les massifs entre Constantine et Guelma prennent une direction moyenne ENE à NE avec des complications structurales vers le N à l'approche du socle kabyle et de la nappe maurétanienne.
 - ° A l'E de la transversale d'Annaba, l'énorme masse numidienne des régions frontalières possède une direction moyenne NE-SW, avec une tendance à s'orienter N-S vers le N. Des anomalies locales modifient la direction générale (NW de Souk-Ahras, NW de Ghardimaou...).

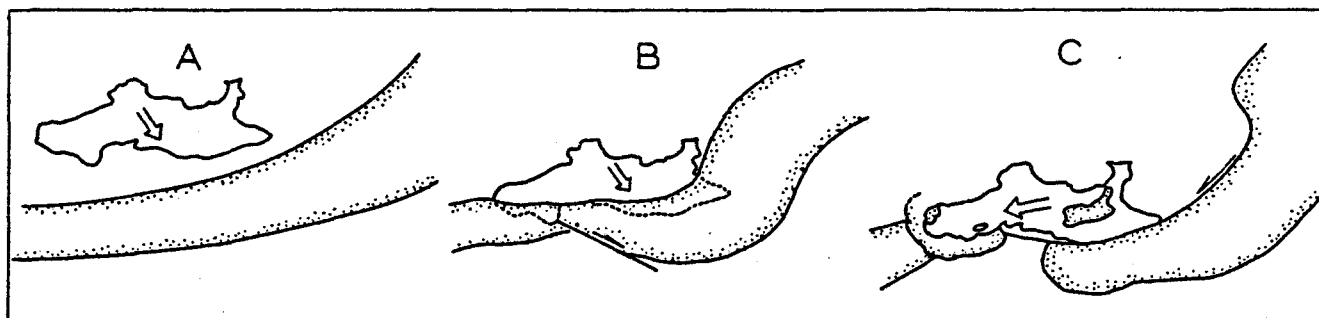


FIGURE 146 bis

MODELE SCHEMATIQUE DE DEPLACEMENT DU BLOC DE PETITE KABYLIE

- A) Le Numidien non encore déformé,
 B) Phase 1 de déformation avec sigma 1 orienté SE
 C) Phase 2 de déformation avec sigma 1 orienté SW, ouverture du triangle océanisé.

C) Interprétation des structures (fig. 146 bis)

L'interprétation des structures décrites suppose que les déformations du Numidien se sont opérées en 2 phases. Elle est le prolongement de l'hypothèse de BAYER et al. (1973) fondée uniquement sur des arguments paléomagnétiques.

- Phase 1 : Dérive de la Petite Kabylie vers le SE.

Ce mouvement est concomitant de l'ouverture du Bassin Provençal. Le bassin des flyschs se referme entraînant la tectonisation du Numidien. Le bloc kabyle limité à ses extrémités par des failles NW-SE emboutit le Numidien. La direction du mouvement est oblique par rapport aux directions paléogéographiques ce qui entraîne un décrochement oblique dextre dans le Numidien à l'W et une torsion lévogyre surtout sensible à l'E.

Selon moi, le Numidien littoral de la région de Tabarka, d'orientation structurale N-S, a subi une rotation de près de 90°. Les anomalies constatées dans les directions de courants trouvent là une part de leur explication.

- Phase 2 : Expansion au N de la Petite Kabylie dans la direction SW-NE.

Au NW, dans la zone de croûte mince, cette expansion fait apparaître des linéations de type Vine et Matthews. Au SE, l'expansion est freinée par l'existence d'une croûte plus épaisse avec le noyau de Petite Kabylie bloqué contre l'Atlas tunisien.

Les déplacements enregistrés au cours de cette seconde phase sont moins importants. Ils se manifestent par un rejeu décrochant senestre des grands contacts mécaniques acquis lors de la première phase.

Une lame formée de métamorphique kabyle, de dorsale et de flysch maurétanien chevauche obliquement vers le SW les terrains telliens. Elle peut être à l'origine d'un décollement de la couverture du socle externe de l'Edough. Cette même couverture se retrouve actuellement en fenêtre sous le socle kabyle (Safia, Filfila) affecté de plis NW-SE considérés ici comme des plis d'entraînement.

Le rejeu en décrochement des accidents affectant le Numidien reste assez conjectural faute de repère. Il s'accorde bien cependant (BOUSQUET et PHILIP, 1981) avec les autres décrochements NE-SW supposés de Tunisie (Mesloula, Teboursouk, Tunis-Thala, Zaghuan) et avec les grabens de l'Atlas tunisien et du détroit siculo-tunisien. Les fractures nord-tunisiennes pourraient avoir en mer un rôle transformant entre le triangle océanisé au N de la Petite Kabylie et le "rift" naissant de Pantelleria.

LES CHAINES SICILIENNES

La géologie de la Sicile diffère nettement de celle du Maghreb par ses zones externes et, au contraire, s'en rapproche par ses zones internes. Ainsi, les faciès telliens, caractérisés par de fortes accumulations argilo-marneuses, sont relayés par des faciès de "scaglia" (ce terme italien de "scaglia" désigne un calcaire fin plus ou moins marneux, bien stratifié et se débitant en écailles). Les zones plus internes, c'est-à-dire les flyschs, la chaîne calcaire et les noyaux métamorphiques, montrent par contre de fortes affinités.

Une particularité de la Sicile est encore l'existence d'un Numidien original en continuité sédimentaire évidente avec une série s'étendant du Trias à l'Eocène supérieur. Il a été qualifié de Numidien externe par l'équipe sicilienne du professeur CAIRE. Cet "ancrage" du Numidien est un argument essentiel. Dans le Maghreb, l'hypothèse de la continuité du Numidien sur les formations telliennes pouvait paraître discutable alors que la liaison avec les séries externes siciliennes ne fait ici aucun doute.

Nous verrons également se dégager une certaine diversité dans les aspects du Numidien, contrastant avec la monotonie, pour ne pas dire l'identité, des coupes d'Afrique du Nord.

Enfin, le territoire sicilien a été parcouru par de nombreux géologues, tant universitaires que pétroliers. Une cartographie détaillée et les résultats de nombreux forages sont accessibles. Le lecteur désirant avoir une idée actualisée de la géologie sicilienne peut consulter le "Guide géologique de la Sicile occidentale" (1982) ou encore BROQUET, DUEE, MASCLE et TRUILLET (1984).

I. LE CADRE GEOLOGIQUE A L'EOCENE AVANT LE DEPOT DU NUMIDIEN

Le membre basal du Numidien externe est daté de l'Oligocène inférieur (cette datation sera analysée par la suite). La paléogéographie à l'Eocène supérieur conditionne donc la dispersion du matériel sédimentaire numidien. Or, celle-ci est l'objet de conceptions très partagées. Ma propre opinion ne recouvrant que partiellement celle exprimée par l'équipe sicilienne du professeur CAIRE, il me paraît nécessaire de l'explicitier. Le cadre éocène ainsi dégagé servira ensuite de support à l'analyse du Numidien proprement dit.

Les témoins de grands ensembles paléogéographiques dessinés au cours du Mésozoïque se retrouvent en Sicile (fig.147):

- (1) Un domaine de plate-formes, actuellement plus ou moins désarticulées par la tectonique mais rattachables au bloc pélagien lequel se poursuit entre la Sicile et le Golfe de Syrte:
 - a) le plateau ibléen considéré comme un avant-pays,
 - b) la plate-forme de Sciacca,
 - c) la plate-forme trapanaise (ou zone de Vicari).
- (2) Un domaine de bassins, à sédimentation radiolaritique et turbiditique calcaire:
 - a) le bassin sicanien (ou zone de Campofiorito - Cammarata),
 - b) le bassin Iméraux (ou zone de Sclafani).
- (3) Une plate-forme, actuellement complètement déracinée: la plate-forme panormide. Son évolution jusqu'à l'Oligocène montre plus d'affinités avec celle de la plate-forme calcaire de l'Apennin méridional qu'avec les plate-formes du bloc pélagien.
- (4) Un domaine de bassin à turbidites sableuses ou calcarénitiques: le bassin des flyschs. L'analogie avec les flyschs maghrébins, massyllen et maurétanien, est nette.
- (5) Une plate-forme calcaire développée à la marge d'un massif métamorphique et écaillée à l'Eocène moyen: la chaîne (ou dorsale) calcaire.

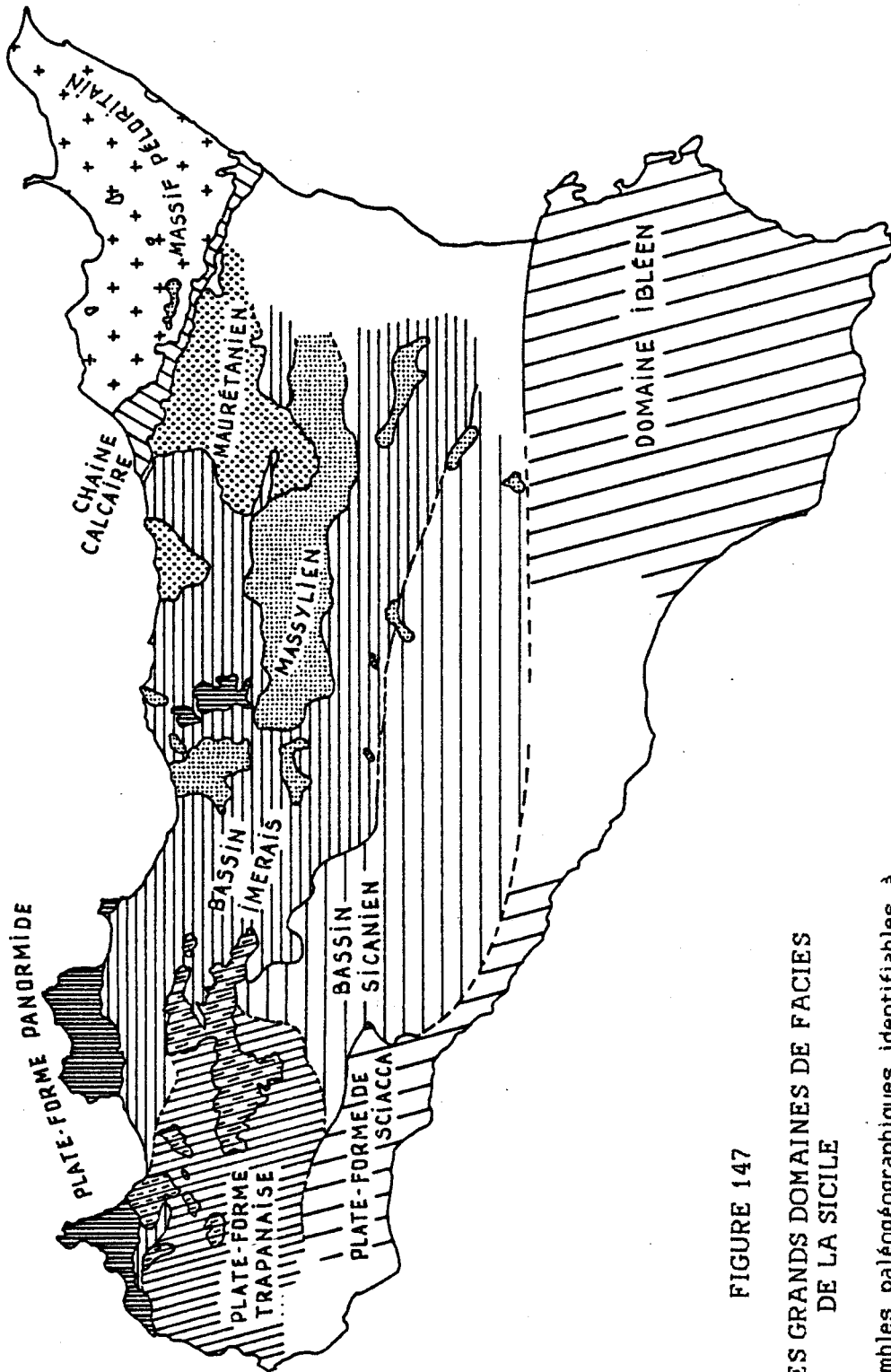


FIGURE 147

SCHEMA DES GRANDS DOMAINES DE FACIES
DE LA SICILE

Les grands ensembles paléogéographiques identifiables à l'Éocène sont figurés à l'emplacement actuel de leurs séries correspondantes. L'extension des séries trapanaise et sicanienne est largement extrapolée et hypothétique. Le domaine ibléen et la plate-forme de Sciacca sont supposés contigus.

A) Les faciès

D'après les travaux de MASCLE, BROQUET, DUEE et TRUILLET ainsi que des universitaires italiens, les différents faciès de l'Eocène en relation avec chaque domaine paléogéographique peuvent être rappelés:

- 1) **Le plateau ibléen :**
L'Eocène est souvent absent. Il est constitué d'une scaglia surmontée de calcaires à Nummulites. Il peut être parfois récifal.
- 2) **La plate-forme de Sciacca :**
L'Eocène est formé de calcilutites marneuses blanchâtres à Globorotalia (scaglia blanche).
- 3) **La plate-forme trapanaise (= zone de Vicari) :**
L'Eocène existe rarement ou il est condensé. Il s'agit d'une scaglia rougeâtre à blanche à rares silex dans laquelle on reconnaît le Paléocène-Cuisien à Turborotalia et Truncorotalia, ainsi que des niveaux de calcarénites et de marnes de l'Eocène moyen-supérieur (Alvéolines, Nummulites, Assilines, Discocyclines, Algues, Miliolidés).
- 4) **Le bassin sicanien (= zone de Campofiorito- Cammarata) :**
L'Eocène est constitué de marnes rouges et de calcaires argileux rouges et blancs avec de nombreux remaniements de faunes. L'abondante faune de Planctoniques permet de dater le Paléocène moyen-supérieur, l'Yprésien inférieur, l'Yprésien moyen-supérieur, le Lutétien supérieur- Priabonien.
- 5) **Le bassin imerais, à faciès de type Monte Bosco :**
L'Eocène est représenté par des marnes varicolores (brun rouge à bleu sombre), des calcaires jaunâtres et des quartzites roux, des marnes grises avec des plaquettes de grès calcaires, des calcaires conglomératiques granoclassés avec des figures de courant contenant: Polyptiers, Bryozoaires, Lithothamniées (Subterraniphyllum), tubes de vers, Lamellibranches, Foraminifères (Miliolidés, Rotalidés, Nummulites, Amphistégines, Hétérostégines, Operculines, Spiroclypeus, Asterodiscus, Pellatispira, Gypsina, Sphaerogypsina, Discocyclina, Orthophragmines, Chapmanina.
- 6) **Le bassin imerais, à faciès de type Caltavuturo (= zone de Sclafani) :**
L'Eocène est formé d'argiles, de marnes, de calcaires argileux lie-de-vin à niveaux verdâtres et de passées microbréchiques. Il livre une faune à Globorotalia et à Globigérines. Les passées microbréchiques contiennent Sphaerogypsina globulus, Nummulites perforatus, N. millicaput, Discocyclines, Hétérostégines, Alvéolines, Spiroclypeus, Pellatispira, Algues. Tout l'Eocène est à peu près représenté.
- 7) **La plate-forme panormide :**
L'Eocène est formé de calcaires "schistifiés", type scaglia, bien lités en petits bancs, de couleur lie-de-vin à la base et gris clair au sommet. Il renferme également des intercalations détritiques (bréchiques à microbréchiques), des blocs de calcaires repris d'assises inférieures du Panormide lui-même. Il livre une faune à Globigérines et Globorotalia. L'Eocène inférieur est surtout représenté. Un faciès original à Crustacés est rapporté à cette zone.
Dans les Monts de Palerme, il existe de minces niveaux à riche faune d'Alvéolines de la base du Cuisien et de rares biohermes calcaires à Algues, Nummulites, Alvéolines, Flosculines, Orbitolites complanatus, Fabiana cassis du Lutétien supérieur.
- 8) **Le bassin des flyschs d'affinités massyliennes :**
On le subdivise en trois zones de faciès:
 - a) **Faciès des AS contenant la formation de Polizzi.**
L'Eocène de Polizzi est formé de calcaires argileux à patine blanche, gris sombre ou noirs en cassure, bien lités (bancs de 5 à 20 cm), alternant avec des marnes sèches grises ou verdâtres et contenant des passées microbréchiques et des silex. Ces dernières sont toujours lenticulaires et les éléments y sont granoclassés; les bases de banc présentent de

fréquentes figures de courant. Les silex sont assez rares et de teinte pâle. Il livre des associations de petites Alvéolines, Flosculines, Operculines, Assilines, Orthophragmines, Asterodiscus, Nummulites et Globorotalia. La datation de la formation de Polizzi va de la partie moyenne de l'Eocène inférieur à la partie moyenne à supérieure de l'Eocène moyen (surtout l'Eocène inférieur: zones à G. formosa et G. aragonensis).

- b) Faciès des AS à Tubotomaculum et Planctoniques.
Cet Eocène est formé d'argiles marneuses vertes, écailleuses, à Tubotomaculum contenant parfois des passées marneuses qui livrent une microfaune de Planctoniques (Globorotalia, Globigerina) du Lutétien inférieur.
- c) Faciès des AS varicolores, à dominante lie-de-vin.
Ces argiles contiennent parfois des microbrèches calcaires grises à patine brune, des plaquettes de calcaires argileux, des lits calcaires à patine "brûlée". Les microbrèches renferment des Foraminifères granoclassés: Operculina, Asterodiscus, Orthophragmines, Alveolina oblonga, Nummulites tournoueri, N. bouillei, N. incrassatus, N. prefabianii, Sphaerogypsina.
- 9) Le bassin maurétanien, faciès de la lame de Troina :
L'Eocène est représenté par des argiles varicolores (surtout lie-de-vin) avec des Tubotomaculum et par des microbrèches calcaires à Nummulites de l'Eocène moyen. On rapporte également des grès arkosiques, des marnes écailleuses grises, des calcaires gréseux à Nummulites, Alvéolines, Chapmanina, Fabiana de l'Eocène supérieur (si non remaniées). Les éléments détritiques proviennent du socle et de la chaîne calcaire. Des tuffites y sont associées.
- 10) Le bassin maurétanien, faciès de la lame de Capizzi :
L'Eocène inférieur est représenté par des calcaires bréchiques, l'Eocène moyen (?) par des conglomérats à débris de phyllades, de quartz, ou d'éléments calcaires mésozoïques, par des grès arkosiques, par des calcaires gréseux bréchiques et des marnes grises.
- 11) Le bassin maurétanien, faciès méridional de la nappe du Monte Soro :
En apparente concordance se succèdent des calcaires bréchiques de l'Eocène inférieur, des marnes versicolores et des calcaires à Nummulites de l'Eocène moyen.
- 12) Le bassin maurétanien, faciès septentrional de la nappe du Monte Soro :
Le Lutétien supérieur est discordant sur des terrains fortement plissés. Il est constitué de conglomérats grossiers à éléments de quartz, de phyllades, ou provenant de la chaîne calcaire, de grès friables micacés, de calcaires bréchiques.
- 13) La chaîne calcaire :
L'Eocène inférieur et le passage à l'Eocène moyen à Globorotalia sont formés d'une scaglia rouge lie-de-vin contenant de volumineuses klippes sédimentaires. L'Eocène moyen - Oligocène, discordant ou non, est constitué de grès à débris de phyllades et de conglomérats.

B) La paléogéographie

Le schéma paléogéographique à l'Eocène de la fig.148 diffère de ceux proposés soit par l'équipe sicilienne du professeur CAIRE soit par les géologues siciliens:

- La plate-forme de Sciacca et la plate-forme trapanaise, qui n'ont pas une évolution fondamentalement différente, sont juxtaposées. La tectonique serait essentiellement responsable de la dislocation, du morcellement et de l'entraînement vers l'E de panneaux de la plate-forme trapanaise (= Vicari). C'est une alternative au schéma classique et "cylindriste" dans lequel le bassin sicanien (= Campofiorito) s'intercale entre les deux plate-formes.

Le faciès scaglia peu épais indique une production de matériel calcaire assez éloignée, en quelques occasions contaminé par des sables calcaires à Nummulites. La teinte blanche domine.

- Le bassin sicanien se place en bordure de ces plate-formes et en position orientale. Il est alimenté en boues calcaires fines par ces plate-formes. L'instabilité du talus ou son érosion conduisent à de fréquents remaniements. Les dépôts calcaires se mêlent à la sédimentation argileuse et rouge transportée par des courants de fond. Les alternances bicolores sont la règle.
- Le bassin imérais constitue la partie profonde, au N des plate-formes précédentes et au S des plateformes apenniniques. La sédimentation est argilo-marneuse rouge lie-de-vin à verdâtre, d'épaisseur variable (20 à 200 m). Des turbidites calcaires, lenticulaires, à Macroforaminifères remaniés ou microconglomératiques, s'intercalent fréquemment au sein des argiles. Des variations de faciès peuvent s'observer: au Monte Bosco, la partie éocène présente des teintes plus brunes et quelques niveaux de grès fins. Parmi les éléments des conglomérats, on reconnaît des radiolarites provenant du bassin lui-même ou du talus de la plate-forme panormide (succession de Cala Rossa, ABATE et al., 1982), des calcaires récifaux ou périrécifaux (Portlandien, Crétacé) et des calcaires à Nummulites éocènes appartenant à la plate-forme panormide. Une fraction détritique quartzreuse est toujours présente.
- La plate-forme panormide est considérée, comme l'envisagent OGNIBEN (1960, 1969) ou GRANDJACQUET et MASCLE (1978), comme un fragment de la plate-forme de l'Apennin calcaire méridional.

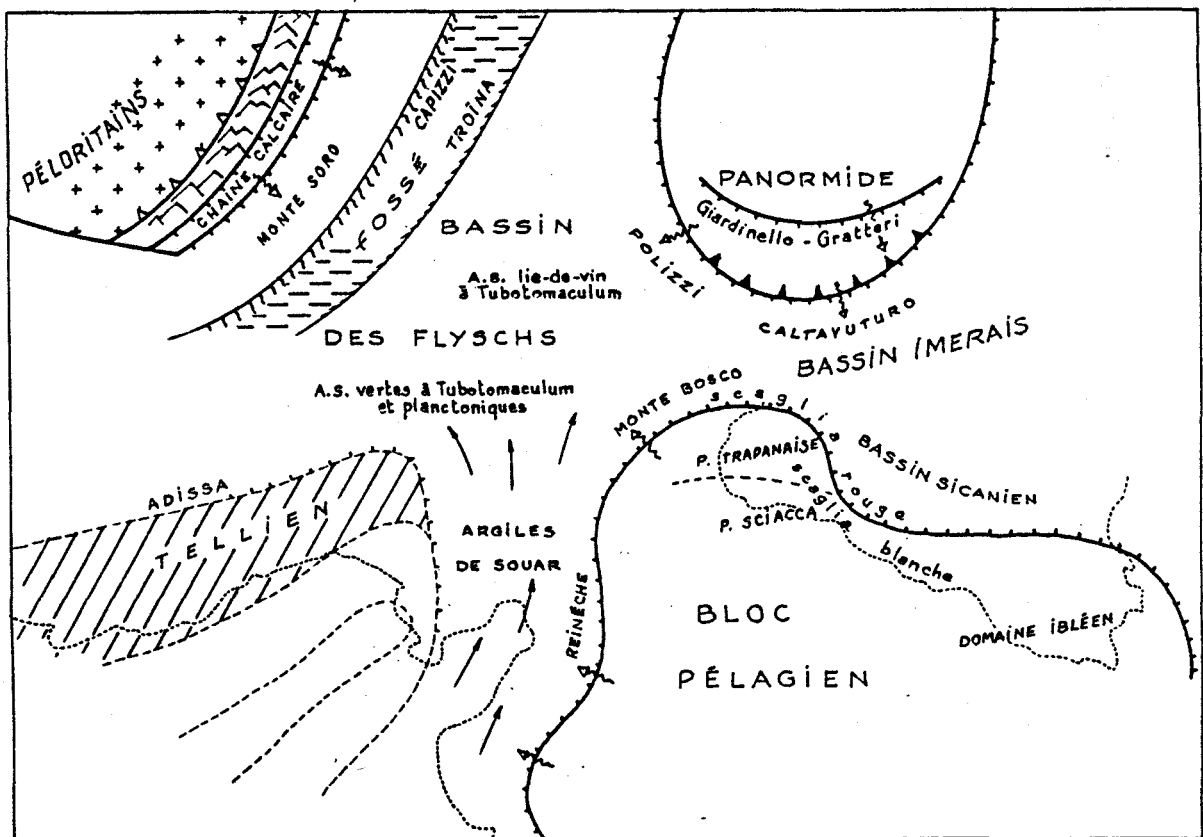


FIGURE 148

LES DOMAINES PALEOGEOGRAPHIQUES SICILIENS A L'EOCENE

Les variations de faciès au sein des différentes unités tectoniques sont nombreuses, d'après les études détaillées des universitaires de Palerme, Catane et Naples. Ces variations restent compatibles avec celles constatées dans l'Apennin calcaire, en particulier dans les unités du Pollino et du Campo Tenese.

A l'Eocène, certaines zones sont émergées, d'autres plus ou moins effondrées sous une tranche d'eau plus ou moins épaisse. Dans les zones mobiles et profondes se déposent des calcaires type scaglia à blocs resédimentés, dans les zones peu profondes des calcarénites d'avant-récif à Nummulites et Alvéolines ou même des biohermes. Dans le centre de l'Apennin calcaire (pas en Sicile), un karst et des argiles latéritiques se développent entre le Paléocène et le Stampien. Ils peuvent avoir été à l'origine des argiles rouges qui teintent généralement tous les sédiments de la plate-forme et des domaines périphériques.

- Le bassin des flyschs massylliens, ou bassin des "Argille Scagliose" ou bassin des flyschs sicilides pro parte est une zone profonde à sédimentation essentiellement argileuse et turbiditique. Sa stratigraphie est difficile à reconstituer car ses composantes sont impliquées dans une nappe complètement déracinée et dilacérée. Parler d'Eocène massyllien est un abus de langage de ma part, car le Massyllien-type est strictement crétacé (RAOULT, 1972). On a cependant pu voir qu'en certains cas, en Algérie et en Tunisie, l'Eocène pouvait lui faire suite.

La trilogie maghrébine: flysch schisto-quartzitique, phtanites, flysch à microbrèches est respectée (BROQUET, 1968; DUEE, 1969). Le terme de Massyllien peut donc être appliqué et étendu à la Sicile. Les différences portent d'abord sur la proportion plus grande en niveaux argileux et sur l'état de dislocation plus prononcé.

Les variations de faciès à l'Eocène sont subtiles et d'interprétation conjecturale du point de vue paléogéographique. La présence d'Eocène à faciès de Polizzi typique et à argiles rouges indiquerait des influences et donc la proximité de la plate-forme panormide. Les microbrèches "brûlées" se rapprocheraient plus de la zone de Troina. Les argiles et marnes vertes à Planctoniques pourraient manifester des influences de la plate-forme tunisienne.

L'Eocène de la future zone du Numidien intermédiaire ne se différencie pas de celui du bassin des A.S. Il est remanié dans l'Oligocène de manière chaotique avec des niveaux antérieurs. Une déformation du bassin a dû précéder le rapprochement tectonique avec le bassin iméral à l'Oligocène.

- Le bassin des A.S. sous-jacentes au flysch de Troina ne se distingue pas fondamentalement du bassin précédent. La sédimentation est argileuse et varicolore avec des horizons de calcarénites turbiditiques (flûte-marks, lamination convolutée), fines ou microbréchiques voire bréchiques (avec des éléments de 2-3 cm), riches en Nummulites, Discocyclines, Chapmanines et Alvéolines. DUEE indique de rares Tubotomaculum. Ces horizons sont complètement dilacérés et chaotiques, seules des coupes partielles peuvent être levées. Il est difficile de dire si ces A.S. dépassent l'Eocène moyen. L'âge du début de la sédimentation du flysch grés-micacé de Troina n'est pas fixé avec précision. Certains (DUEE, BROQUET, OGNIBEN) le font débiter à l'Eocène supérieur, d'autres (GUERRERA et WEZEL, 1974) plus tard à l'Oligocène supérieur. Ce flysch, et particulièrement sa base, est pauvre en microfaune. GUERRERA et WEZEL signalent dans la portion inférieure et médiane Globigerina officinalis, G. praebulloides, G. leroyi, G. venezuelana, Globigerinita unicava, Globorotalia continuosa. Ils positionnent l'apparition de Globigerina venezuelana dans la zone N3 de BLOW, ce qui n'est pas partagé par d'autres auteurs qui la font remonter au début de l'Oligocène. Pour ma part,

J'aurais tendance à inclure l'Eocène supérieur pour l'avoir identifié dans quelques coupes:

- 1) sur la route de Troina à Gagliano, au sommet d'une séquence marneuse, présence de Globigerinatheka sp., Globigerina yeguaensis, G. officinalis
- 2) sur la route au SW de la Serra di Vito: un frottis livre une nannoflore N19 (Priabonien)
- 3) A l'W de Randazzo : Globigerina officinalis, G. parva, Globigerinita unicava (détermination H. FEINBERG).

Dans la nappe de Capizzi, DUEE note une certaine abondance de calcaires bréchiques. Là encore, comme dans la nappe de Troina, les galets proviennent du démantèlement de la chaîne calcaire.

- Le bassin du flysch maurétanien du Monte Soro est, à l'Eocène, relativement profond et alimenté par des turbidites calcaires en provenance de la chaîne calcaire, dans sa portion méridionale. Je ne partage pas l'opinion d'ANDREIFF et al. (1974) d'une alimentation concomitante de la série du Mont Pomiere par la série d'affinité panormide du Mont Acci; tous les faciès remaniés sont présents soit dans la chaîne calcaire, le socle péloritain ou le flysch maurétanien lui-même. Ces faciès sont très semblables à ceux d'Algérie, par exemple les calcaires sableux à Miscellanea et Distichoplax du Paléocène - Eocène inférieur. Jusqu'à l'Eocène moyen compris, les conglomérats sont assez abondants, les intercalations argileuses lie-de-vin sont plus nombreuses vers le haut.

Les zones maurétaniennes septentrionales sont tectonisées avant le Lutétien supérieur, ainsi que l'a démontré DUEE (1969). Il y a, soit lacune de l'Eocène, soit dépôt de Lutétien supérieur conglomératique profondément discordant sur des séries plissées. Le matériel d'abord formé de galets de la chaîne calcaire s'enrichit ensuite en éléments péloritains.

- L'ex-plate-forme de la chaîne calcaire bascule au cours de l'Eocène. Dans une sédimentation fondamentale d'argiles rouges ou de marnes roses sont remaniés des niveaux antérieurs, depuis le grain jusqu'à la klippe sédimentaire de plusieurs centaines de mètres. Au Lutétien, ce domaine est tectonisé. Des conglomérats et des grès micacés le recouvrent en discordance.

Sur cette toile de fond paléogéographique vont se mettre en place les flyschs. La figure 148 illustre les relations et la disposition des zones paléogéographiques à l'Eocène. Trois domaines d'influence peuvent être distingués d'après la nature des éléments remaniés:

- 1) Un domaine à remaniements de la chaîne calcaire et des Péloritains, avec un gradient d'abondance et de granulométrie calqué sur leur ordre de superposition tectonique: socle, chaîne calcaire, flysch maurétanien du Monte Soro, A.S. de la zone de Capizzi - Troina.
- 2) Un domaine à remaniements du haut-fond panormide. Au-dessus du Panormide, les faciès sont très calcaires, parfois très grossiers. Autour du Panormide, on passe brusquement à des faciès profonds à intercalations turbiditiques. Le bassin imérais reçoit, mêlées aux dépôts pélagiques, des turbidites à matériel pararéefal panormide (de l'Eocène et du Crétacé à Rudistes).
- 3) Un domaine à remaniements du bloc pélagien. Le matériel est essentiellement calcaire et fin, donnant un faciès type de scaglia à organismes pélagiques. Les turbidites calcarénitiques sont moins fréquentes, constituées d'éléments surtout bioclastiques (Macroforaminifères et Algues). Les slumpings ou les conglomérats remanient du matériel pélagique (bassin sicilien surtout).

II. L'OLIGOCENE

A la différence du Maghreb, la Sicile montre un Oligocène bien développé et différencié. Cette particularité est particulièrement utile pour les reconstructions paléogéographiques. Aussi nous attacherons nous à décrire ce système seul, sans l'amalgamer au Miocène sus-jacent. Nous parcourerons grosso modo la Sicile d'Ouest en Est, en analysant les grandes zones de faciès redistribuées par la tectonique, des zones externes aux zones internes. La plupart des descriptions sont tirées des travaux de l'équipe sicilienne du professeur CAIRE bien que l'interprétation en diffère parfois.

A) L'Oligocène à faciès calcaire

Ce faciès apparaît dans les Monts de Sambucca (plate-forme de Sciacca), ainsi que dans la région de Burgio (zone de Campofiorito). Il correspond à la formation Ragusa de la plate-forme ibleenne. Il s'agit de calcaires ou de calcarénites à ciment sparitique, renfermant une riche faune de Lépidocyclines et de Nummulites (N. vascus, N. intermedius, parfois N. bouillei), d'Operculines, d'Hétérostégines, d'Amphistégines, d'Algues rouges dont Subterraniophyllum thomasi, de Lammellibranches, de Bryozoaires et d'Echinodermes. A la partie supérieure, ils deviennent parfois un peu marneux ou crayeux. A Malte, on n'observe à terre que l'Oligocène supérieur sous la forme du "calcaire corallien inférieur" riche en Algues, Foraminifères et Echinodermes, couronné par un hard-ground (LORENZ et MASCLE, 1984).

B) L'Oligocène à faciès calcaire et marneux

Ce type de faciès se rencontre à la fois dans tout le reste de la zone sicanienne (= Campofiorito - Cammarata) et dans la zone trapanaise (= Vicari).

Dans la zone sicanienne, on observe généralement la succession suivante, de bas en haut:

- 1) Des conglomérats à galets calcaires, plus rarement radiolaritiques, pouvant atteindre 10 cm de diamètre. Les niveaux remaniés appartiennent à l'Eocène, au Crétacé, au Jurassique et au Trias de type sicanien. Ces conglomérats sont d'épaisseur très variable et peuvent être absents. On les rencontre surtout dans la zone septentrionale. Inversement, des surfaces durcies témoignent d'un processus concomitant d'érosion sous-marine. Des biocalcarénites sont associées aux conglomérats, livrant les mêmes grands Foraminifères que dans la zone méridionale: Nummulites vascus, N. intermedius, Hétérostégines, Amphistégines, Operculines, Pararotalia sp., Sphaerogypsina sp., Lépidocyclines, Bryozoaires, Algues dont Subterraniophyllum thomasi.
- 2) Une alternance de marnes et de calcaires. Les marnes sont blanches et montrent des traces d'activité organique: Cancellophycus et terriers en U. Elles livrent de nombreuses espèces planctoniques, en particulier Globigerina rohri, G. venezuelana, G. ciproensis angulisuturalis, G. ciproensis angustiumbilicata, G. praebulloides, Globigerinita dissimilis, G. unicava, Globorotalia opima opima, G. opima nana (zone à G. opima opima, ou N2 de BLOW). Les calcaires sont microconglomératiques, blancs et riches en Lépidocyclines et en Nummulites.
- 3) Des marnes versicolores, montmorillonitiques, sableuses, gris verdâtre à gris rougeâtre, contenant de rares nodules ferrugineux. La liste des faunes benthiques et planctoniques est très voisine de celle du niveau précédent.
- 4) Des marnes grises, sableuses, à petits bancs de calcaire grésoglaucieux. On n'enregistre pas encore de changement de biozone.

Dans la zone trapanaise, l'Oligocène est fréquemment absent ou non reconnu (Mont Inici, Kumeta, Marineo). Dans les autres cas, il n'est jamais très épais et il est constitué d'une alternance de biocalcarénites légèrement gréseuses et de

marnes claires. La microfaune est identique à celle de la zone sicanienne. La granulométrie indique une certaine distalité par rapport à la zone sicanienne.

C) L'Oligocène à faciès numidien atypique et à influences méridionales

On regroupe sous cette appellation les formations essentiellement argilo-péltiques qui appartiennent aux unités les plus méridionales du Numidien externe et qui comportent des intercalations turbiditiques à matériel d'origine méridionale. Il s'agit principalement de l'unité du Piano degli Albanesi (CATALANO et D'ARGENIO, 1982). D'Ouest en Est, on y place: le massif du Mont Bosco - Mont Scorace (fig.149), le massif au S de la Kumeta, la "plaque" de Godrano à Campofelice di Fitalia, le massif entre la Rocca Busambra et la Valle di Vicari, le massif au NE de Lercara Fridi, le massif du Pizzo Ficuzza (fig.151).

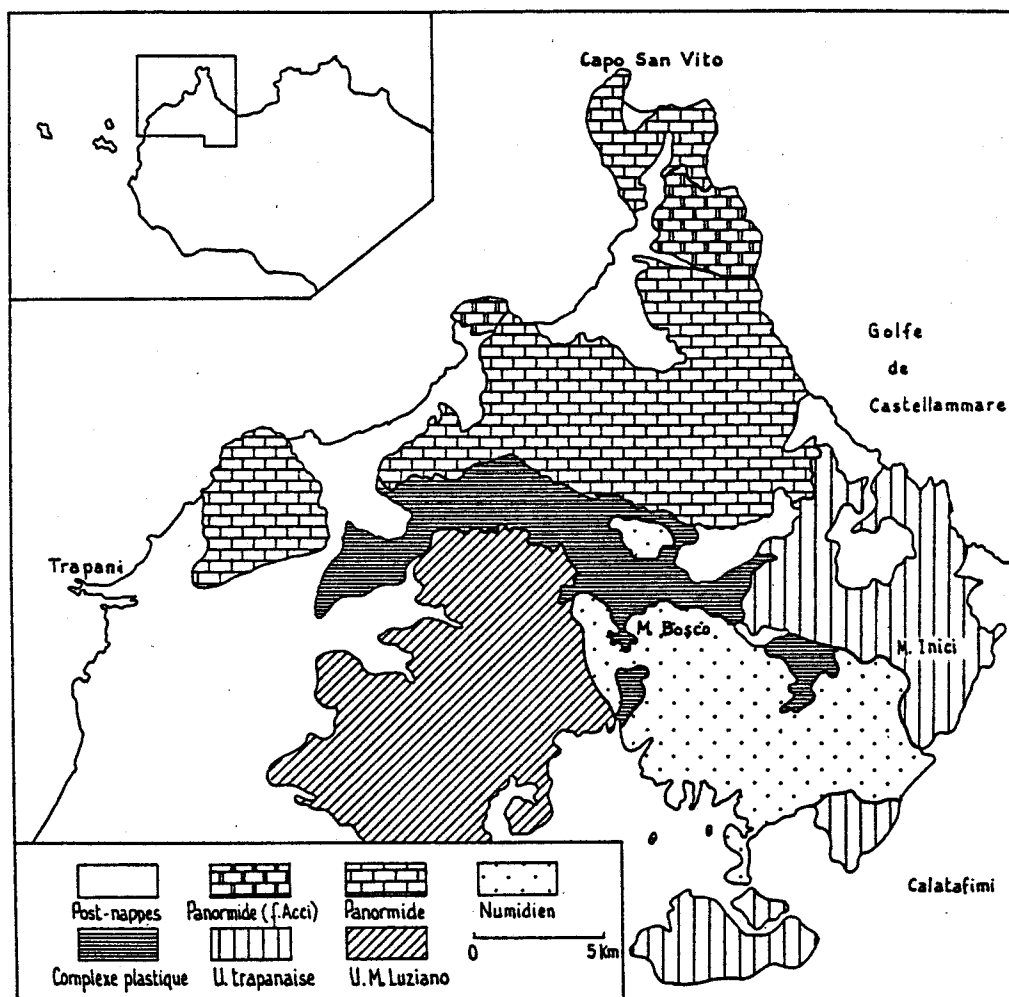


FIGURE 149 - LE NUMIDIEN DU TRAPANESE
modifié d'après GIUNTA et LIGUORI (1972)

Les caractères communs à cette zone sont:

- un membre inférieur numidien d'épaisseur réduite, inférieure à 300 m;
- la présence fréquente de carbonate dans les argiles qui passent parfois à des marnes;
- de nombreuses intercalations de turbidites calcarénitiques, parfois conglomératiques. Ces calcarénites ont un contenu très semblable à celui des calcarénites de la zone sicanienne. On note en particulier une grande abondance d'Algues dont Subterraniophyllum thomasi.

La coupe la mieux exposée que j'ai pu observer est celle du Mont Bosco, mais MASCLE (1973) cite également des faciès conglomératiques au Vallone Frattina. Dans la coupe du Mont Bosco (fig.150), les niveaux carbonatés livrent fréquemment des Foraminifères planctoniques et une nannoflore que H. FEINBERG a analysés:

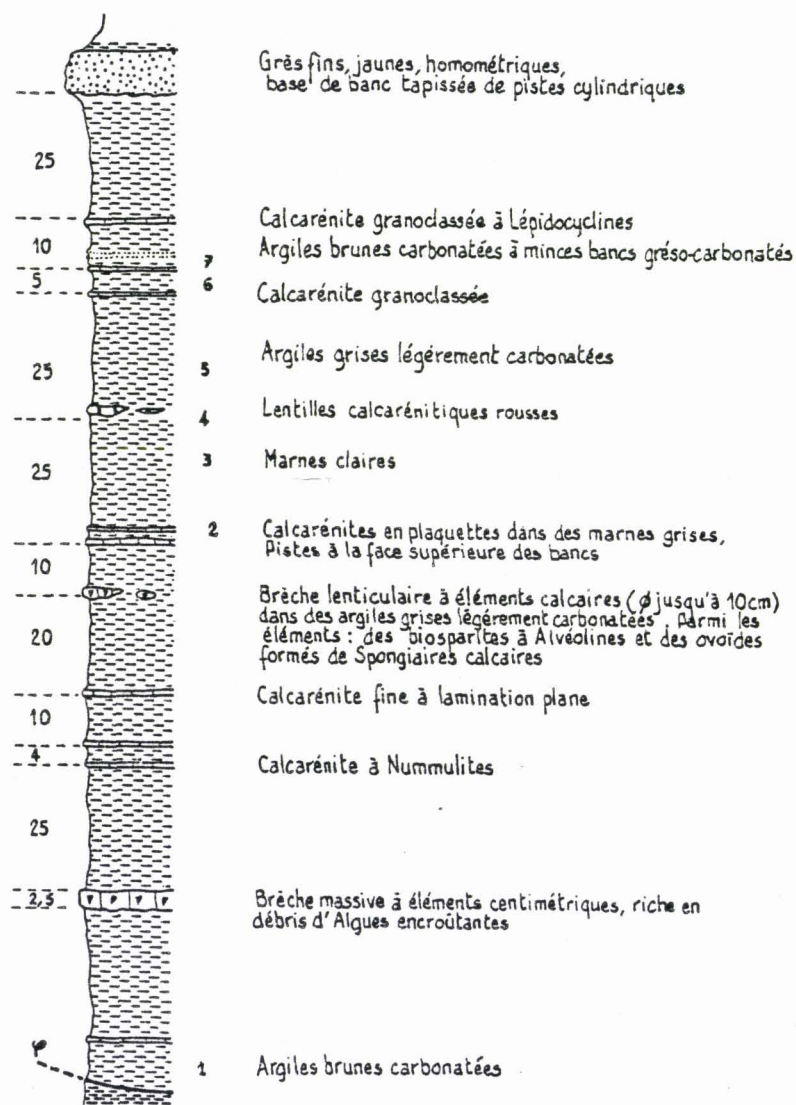


FIGURE 150

COLONNE STRATIGRAPHIQUE DU MEMBRE BASAL NUMIDIEN AU MONT BOSCO
Les numéros correspondent aux échantillons étudiés
L'ensemble repose anormalement sur le Miocène à Orbulines

Echantillon 1: Globigerinita unicava, G. pera, Globigerina tripartita, G. gortanii, Sphenolithus predistentus, S. pseudoradians, Ismolithus recurvus, Coccolithus formosus, Reticulofenestra umbilica, D. scripanensis (TR), D. tani nodifer (F).

Soit la limite Eocène supérieur - Oligocène.

Echantillon 2: Globigerina ampliapertura, G. euapertura, G. angiporoides, G. cf. sellii, Globigerinita cf. pera, G. unicava, G. dissimilis.

Soit l'Oligocène inférieur.

Echantillon 3: Globigerina ampliapertura, G. angiporoides (F), G. praebulloides, Globorotalia increbescens, G. opima nana, Globigerinita dissimilis, G. unicava.

Dictyococcites bisectus (F), D. abisectus, Sphenolithus distentus, S. predistentus, S. moriformis, Zygrhablithus biugatus, Cyclicargolithus floridanus, Coccolithus pelagicus, H. sellii, Cyclococcolithus margaritae.

Soit l'Oligocène inférieur, NP 23.

Echantillon 4: Globigerina tripartita, G. sellii, Globigerinita dissimilis

Soit l'Oligocène.

Echantillon 5: Globigerinita unicava, G. dissimilis, G. praestainforthi, G. gortanii, G. tripartita.

Dictyococcites bisectus, D. abisectus, Sphenolithus ciperensis, S. distentus, Discoaster barbadiensis (Rem.), D. tani.

Soit l'Oligocène moyen, NP 24.

Echantillon 6: Globigerina gr. tripartita-rohri, G. ciperensis, G. aff. angulisuturalis.

Soit l'Oligocène supérieur (?).

Echantillon 7: Globigerina cf. rohri, Globorotalia nana.

Zygrhablithus biugatus, Dictyococcites bisectus, D. abisectus, Cyclicargolithus floridanus, Coccolithus pelagicus, Helicosphaera recta, Sphenolithus distentus, S. ciperensis, Pantosphaera multipora, Reticulofenestra cf. pseudoscissura.

Soit l'Oligocène moyen, NP 24.

Cette coupe nous montre donc que l'Oligocène est bien représenté, sauf sa partie la plus haute (NP 25).

D) L'Oligocène à faciès numidien typique superposé à la série de Sciafani

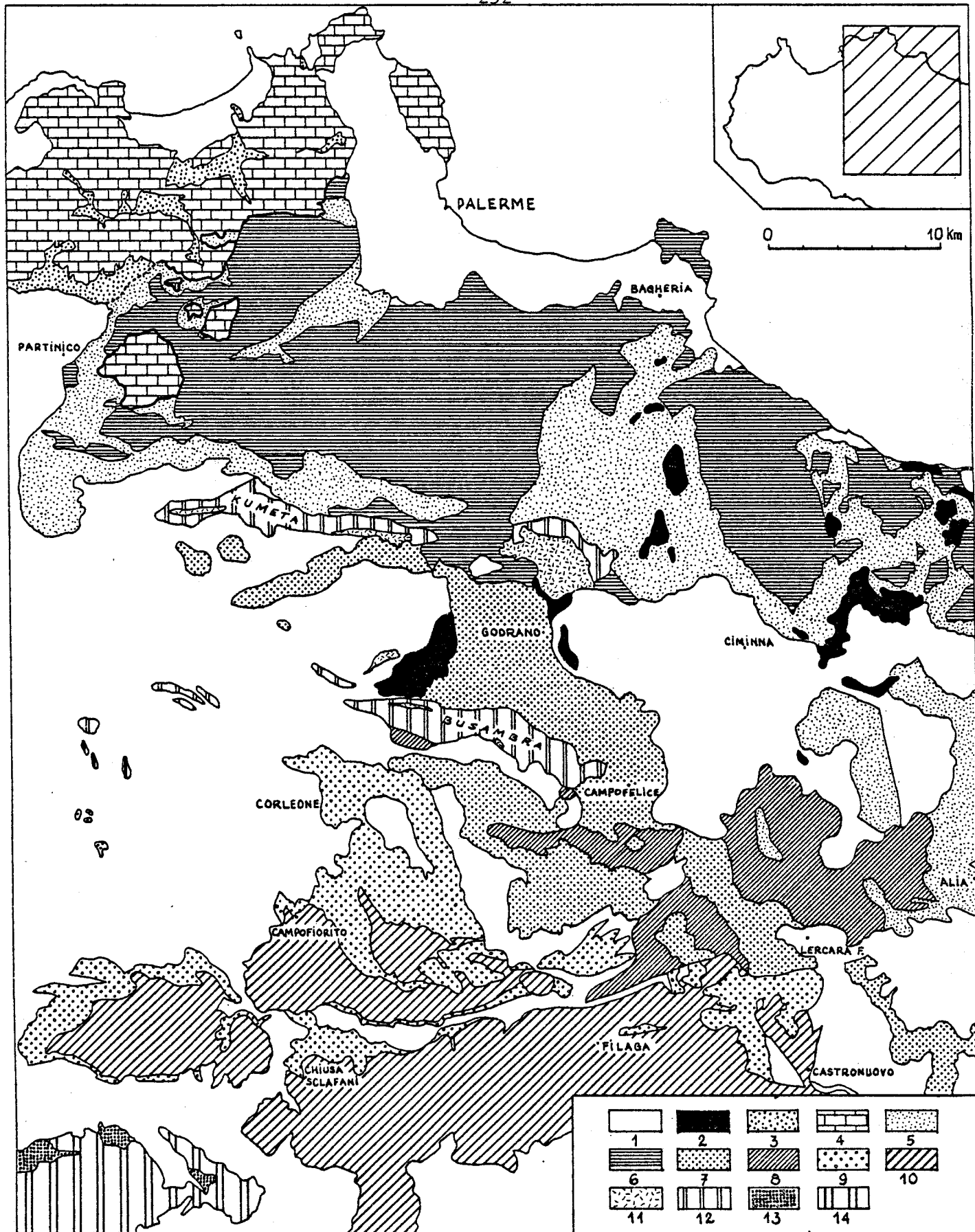
Celui-ci est bien exposé dans les Monts de Termini et dans les Madonies. L'étude stratigraphique est conditionnée par l'interprétation que l'on donne à la tectonique du Panormide. Selon OGNIEN (1960), le Panormide a glissé en nappe, à l'Oligocène supérieur, dans le bassin du Numidien, n'interrompant pas la sédimentation. Il y aurait donc un Numidien basal infra-panormide qu'il nomme "formation de Portella Colla" et un Numidien sommital supra-panormide appelé "formation de Geraci". La mise en place du Panormide est supposée quasi-immédiate et synchrone.

Une telle interprétation est encore soutenue par BROQUET (1968), tout en reconnaissant que l'argumentation est restreinte. WEZEL l'a successivement admise (1966) puis abandonnée (1970). L'opinion des géologues italiens est partagée.

Il serait vain de reprendre ici tous les arguments développés par les auteurs, toujours pertinents mais jamais totalement convaincants. Mon opinion, concernant la région des Madonies, est que:

FIGURE 151 - CARTE SCHEMATIQUE DU NUMIDIEN DE LA REGION DE PALERME
d'après ABATE et al.(1982) et MASCLE (1973)

1: Post-nappe et formations récentes - 2: Argille scagliose ou nappe des A.S. (dont blocs de Numidien interne) - 3: Numidien externe supra-panormide - 4: Anté-oligocène panormide - 5: Numidien externe de la zone Iméraise - 6: Anté-oligocène de la zone Iméraise - 7: Numidien externe de la zone du Piano degli Albanesi - 8: Unité sicanienne de Roccapalumba - 9: Oligo-miocène des autres unités sicaniennes - 10: Anté-oligocène des autres unités sicaniennes - 11: Oligo-miocène trapanais - 12: Anté-oligocène trapanais - 13: Oligo-miocène de la plate-forme de Sciacca - 14: Anté-oligocène de la plate-forme de Sciacca.



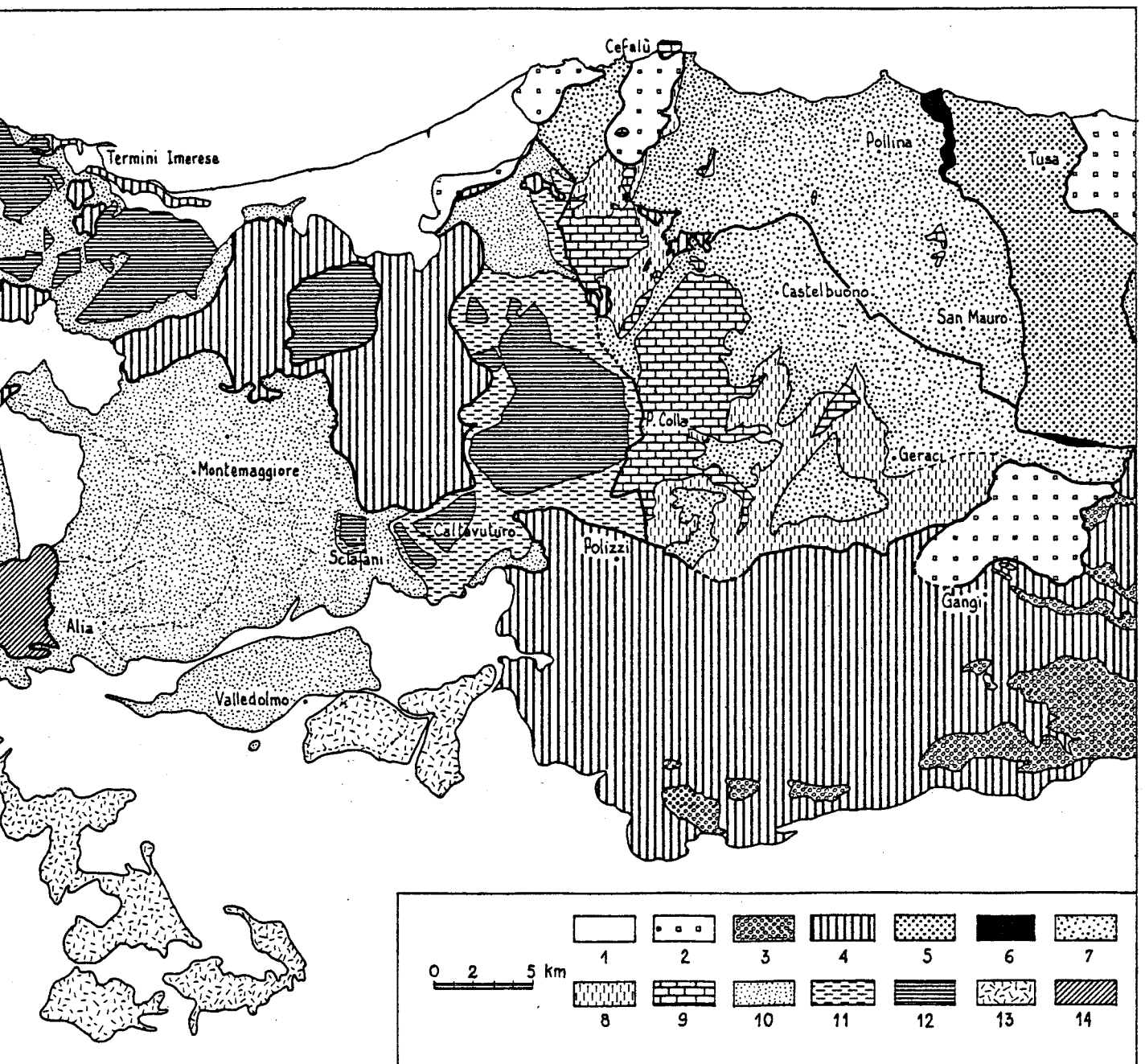


FIGURE 152 - CARTE SCHEMATIQUE DU NUMIDIEN DES MADONIES
d'après ABATE et al. (1982), BROQUET (1968) et DUEE (1969)

1: Post-nappe - 2: Nappe de Reitano - 3: Grès du Numidien interne - 4: Substratum des grès du Numidien interne - 5: Grès du Numidien intermédiaire - 6: Semelle tectonique des grès du Numidien intermédiaire - 7: Grès du Numidien externe superposés au Panormide - 8: Oligocène superposé au Panormide - 9: Anté-oligocène panormide - 10: Grès du Numidien externe superposés à la série de Sciacani - 11: Oligocène de la série de Sciacani - 12: Anté-oligocène de la série de Sciacani - 13: Numidien de l'unité du Piano degli Albanesi - 14: Unité de Roccapalumba.

- Le Panormide et sa couverture numidienne sont charriés sur le Numidien de la série de Sciafani (en d'autres termes, la tectonique est post-numidienne, post-Tortonien supérieur d'après WEZEL). Pour ne donner qu'un seul argument: on ne trouve pas dans le Numidien incontestablement supra-série de Sciafani (ex: la coupe de Collesano au Pizzo Giammarusa) d'expression sédimentaire de la mise en place d'un corps aussi gigantesque que l'est le Panormide.
- des phénomènes tectoniques (probablement compressifs) ont bien lieu à l'Oligocène et se manifestent clairement dans la sédimentation à la marge du Panormide (voir à la suite), mais la tectonique ultérieure en a fait disparaître les témoins à la marge septentrionale du bassin imérais.

Les données stratigraphiques sont extraites des travaux de WEZEL (1966) et de BROQUET (1968) et concernent le Numidien recouvrant le massif du Monte dei cervi, entre Collesano et la Portella Colla (coupe-type). L'Oligocène repose sur un Eocène moyen ou supérieur constitué de calcarénites et de calcirudites à Nummulites intercalées d'argiles rougeâtres. Elles m'ont livré notamment: Nummulites millecaput, Acervulina linearis, Sphaerogypsina globulus, Asterodiscus sp., Discocyclina sella, Halkyardia minima. L'Oligocène fait suite insensiblement avec des calcarénites de même type et une plus grande abondance de niveaux argileux. BROQUET cite d'abord un niveau à Nummulites sans Lépidocyclines: Nummulites vascus, N. rosai, Spiroclypeus aff. Carpaticus, Sphaerogypsina globulus, grands Rotalidés, Miliolés, nombreuses Algues Mélobésiées (Oligocène inférieur). Quelques mètres plus haut, il s'y ajoute Nummulites cf. intermedius (Oligocène inférieur - moyen). Puis apparaissent les Lépidocyclines associées à Nummulites vascus, Spiroclypeus aff. Carpaticus, Operculina cf. alpina (Oligocène moyen). Les argiles sont essentiellement verdâtres à passées rougeâtres. Cet ensemble oligocène inférieur et moyen est peu épais (une quarantaine de mètres environ) et semble disparaître dans certaines coupes. WEZEL l'amalgame dans la formation de Caltavuturo.

Par comparaison, le membre argileux sus-jacent est très épais, 600 à 700 mètres, selon les estimations. Il est formé d'argillites brun tabac, ferrugineuses, avec de minces bancs (environ 5 cm) de quartzsiltites. La teneur en CaCO₃ est presque nulle, quelques rares échantillons avoisinent 15%. Sporadiquement s'intercalent de minces bancs de biocalcarénites à Nummulites, Lépidocyclines, Algues et Bryozoaires dont la surface est tapissée d'un enduit limonitique. Ces bancs sont fréquemment lenticulaires, parfois tordus comme sous l'effet de slumping. On rencontre encore parfois des blocs de micrite à Gastéropodes, Lamellibranches et Globorotalia ou des nodules formés d'Algues calcaires. BROQUET cite à 250 m du sommet: Lepidocyclina dilatata, L. cf. turnoueri, Operculina complanata, à côté d'Alvéolines, Amphistélines, Lithothamniées et Bryozoaires.

Les Planctoniques étudiés par WEZEL (1966) comportent Globigerina angustiumblicata, G. ciperiensis angulisuturalis, G. dissimilis, G. praebulloides, G. parva, G. cf. euapertura, G. leroyi, G. martini, G. unicava, Globorotalia opima nana (peut-être certaines opima opima), Globoquadrina venezuelana, Cassigerinella chipolensis, Globorotaloides suteri, Pseudohastigerina micra (vers la base). Ces faunes pourraient se situer dans les zones à G. opima opima et G. ciperiensis (zonation BIZON). WEZEL les place dans sa biozone I à G. ciperiensis angulisuturalis. Plus étrange est la citation de Globoquadrina dehiscens, assez bas dans la coupe, et de Globorotalia mayeri dans les 70 mètres supérieurs de la coupe. Ces deux formes apparaissent au plus tôt dans la zone à G. kugleri. Cette opinion n'est cependant pas celle de WEZEL qui retient surtout l'absence de Globorotalia kugleri et du genre Globigerinoides.

En conclusion, on peut dire qu'il y a continuité sédimentaire bien que la partie inférieure de l'Oligocène soit mal définie. Si les espèces citées par WEZEL sont exactes, le membre argileux basal du Numidien externe s'étend jusqu'à la zone à G. kugleri (Aquitaniens inférieur ou N4 de BLOW). Les turbidites calcaires sont très réduites, en particulier au sommet de l'Oligocène, où les quelques blocs ou bancs glissés ne peuvent témoigner d'une resédimentation en masse.

E) L'Oligocène à faciès numidien superposé à la marge externe effondrée du Panormide

Dans notre hypothèse, il manquerait ici une zone de transition entre la zone D et la zone E, c'est-à-dire une zone clairement superposée à la série de Sciafani et montrant des indices de resédimentation en masse d'éléments panormides. Cette zone peut exister dans les Monts de Trabia, mais dans les Madonies, elle ne semble pas affleurer, sans doute cachée par le recouvrement du Panormide. BROQUET (1968, p.208) signale bien quelques blocs de calcaires lutétiens dans les argillites oligocènes mais le phénomène reste discret.

Ainsi qu'il a été vu, le Panormide commence à basculer et à se démanteler au Paléocène - Eocène moyen comme l'indique la scaglia à blocs discordante. Ce phénomène se réactive et s'amplifie à l'Oligocène supérieur, au cours duquel les panneaux disjoints sont complètement annexés au bassin numidien.

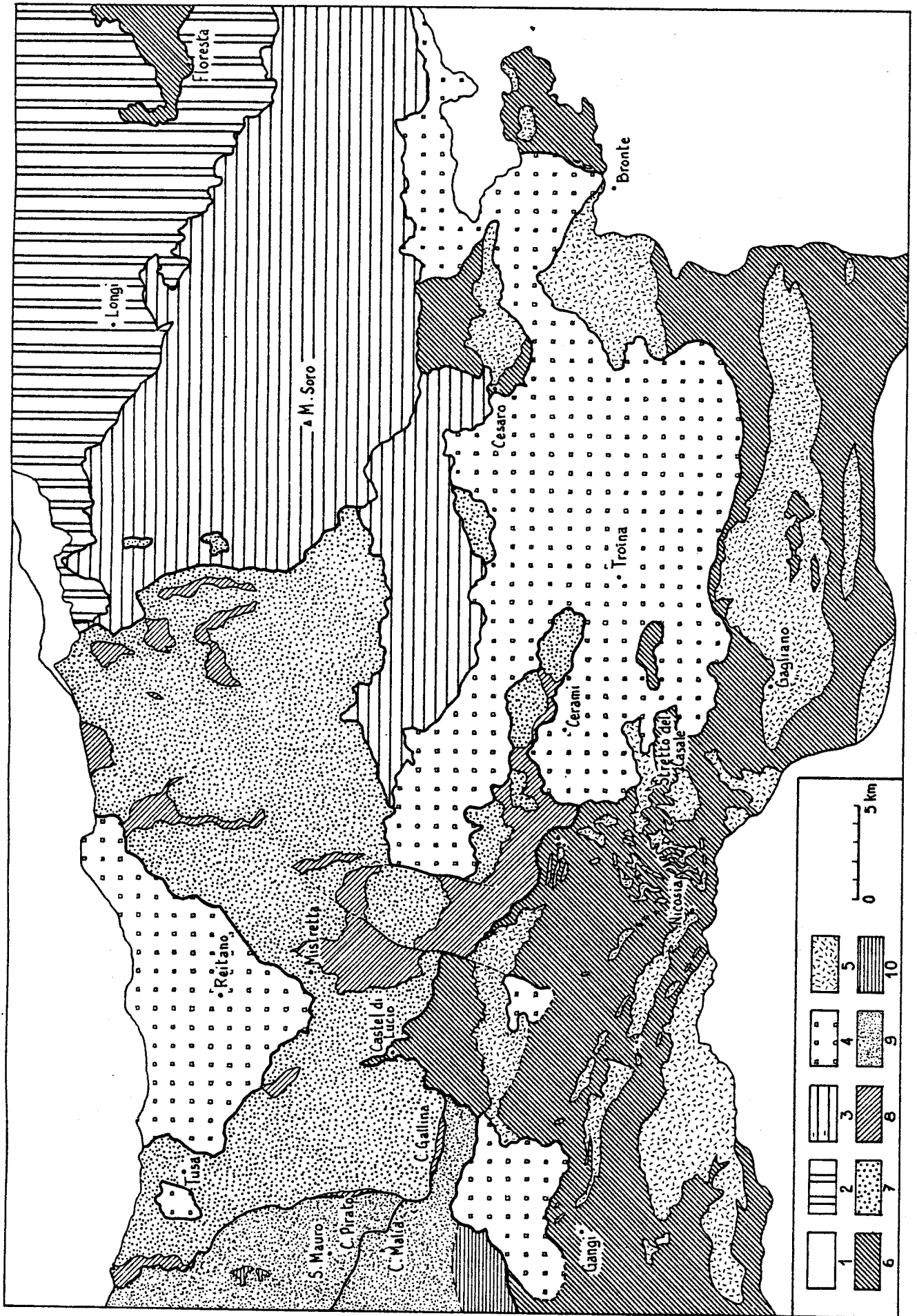
La lecture de la carte géologique levée par BROQUET (1968) et de celle publiée par ABATE et al. (1982) montre une différence dans le sens nord-sud au sein des affleurements de Panormide, liée à l'abondance de la resédimentation. Dans la zone méridionale se développe ce que les auteurs italiens ont appelé "le flysch à mégabrèches", alors que dans la zone septentrionale la resédimentation en masse est plus limitée. Selon ABATE et al., le flysch à mégabrèches se suit d'W en E des Monts de Palerme aux Madonies et se poursuit dans les sondages effectués à l'E des Madonies.

Dans la zone septentrionale (région de Gratteri), au-dessus du Paléocène - Eocène inférieur, l'Oligocène est représenté par des marnes brunes, verdâtres ou noirâtres à Algues, à rares intercalations quartzosilteuses et contenant des bancs de calcaires bruns ("Formation de Gratteri" p.p.). Des blocs de calcaires lutétiens à Nummulites, Discocyclines et Alvéolines sont remaniés dans les marnes. Les auteurs n'indiquent pas, à ma connaissance, de niveaux de remaniement plus profonds. BROQUET rapporte les déterminations de Planctoniques faites par Madame CITA et Mademoiselle PREMOLI-SILVA : Globigerina venezuelana, G. euapertura, G. gr. tripartita, G. cf. officinalis, G. senilis, G. praebulloides, Globorotalia opima nana, G. permicra, Catapsydrax cf. martini, C. cf. unicava, C. dissimilis, Chilouembelina cubensis, Hastigerina micra. Une telle association est considérée oligocène inférieur et moyen. L'abondance des remaniements de microfaunes et le maigre échantillonnage peuvent cependant dissimuler la présence de l'Oligocène supérieur. L'épaisseur du membre numidien basal, telle que j'ai pu l'apprécier près de Borello, est de l'ordre de 150 à 200 mètres.

Dans la zone méridionale (région du Mont San Salvatore et du Cozzo Cavolino), on reconstitue une série un peu différente. La succession est la suivante:

- 1) Scaglia rouge discordante, avec niveaux de calcarénites et parfois de mégabrèches au Maestrichtien (ressemblance nette avec la formation de Caltavuturo). Son épaisseur varie de 0 à 30 mètres.
- 2) Conglomérat à éléments calcaires et ciment calcaire (épaisseur quelques mètres à 100 mètres). Les galets proviennent de tous les niveaux du Panormide jusqu'au Norien.
- 3) Conglomérat ou mégabrèche à éléments calcaires et à matrice argileuse brune typiquement numidienne.
- 4) Argiles brunes numidiennes à minces bancs quartzosilteux ou quartzarénitiques fins. A des niveaux différents s'intercalent des lentilles conglomératiques très clairement ravinantes. Leur largeur peut atteindre plusieurs centaines de mètres et leur épaisseur plusieurs dizaines de mètres. Certains blocs dépassent largement le mètre. L'épaisseur de ce terme argileux varie d'environ 250 m lorsque les conglomérats sont absents (WEZEL, 1970) à environ un millier de mètres sous le faciès à mégabrèches (forage de Geraci, ABATE et al., 1982).

Selon les auteurs, des décalages apparaissent dans les datations des éléments de cette série. Ainsi, pour BROQUET, la scaglia serait d'âge paléocène - éocène



supérieur. Pour WEZEL, elle monterait jusque dans l'Oligocène inférieur, peut-être même dans l'Oligocène supérieur (zone à G. ciperoensis angulisuturalis) car un échantillon sommital livre: Globigerina bollii, G. unicava, Globorotalia cf. mayeri, Globoquadrina venezuelana (même remarque que précédemment sur G. mayeri qui est considérée comme n'apparaissant qu'à partir de la zone à G. kugleri).

Les termes 2 et 3 représenteraient pour BROQUET un ensemble éocène supérieur - oligocène moyen et les argiles numidiennes à mégabrèches (4) seraient de l'Oligocène supérieur. Pour WEZEL, il s'agirait d'Aquitaniens (zone à G. kugleri) du fait de la présence de : Globigerina praebulloides, Globorotalia acrostoma, G. opima nana, Globigerinoides cf. primordius. La coupe de Rocca Stefana lui aurait d'ailleurs livré à 30-40 m au-dessus du complexe panormide Globorotalia cf. kugleri et Globigerinoides primordius. Notons encore la présence de Lépidocyclines entre certains niveaux de mégabrèches.

Selon moi, la scaglia atteindrait l'Eocène supérieur, mais elle serait reprise à l'Oligocène, ce qui expliquerait les nombreuses faunes remaniées ou la transgression directe du Numidien sur le Trias. Les mégabrèches seraient des dépôts au pied des panneaux surélevés de Panormide. Progressivement, au cours de l'Oligocène supérieur et de l'Aquitaniens basal, la morphologie différenciée du fond sous-marin s'efface sous les boues argileuses du Numidien, avec les plus fortes épaisseurs d'argiles et de conglomérats à l'aplomb des grabens et des dépôts d'épaisseur plus réduite à l'aplomb des hauts-fonds. Lorsque les premiers grès grossiers se mettent en place, il ne reste vraisemblablement plus aucune trace superficielle de ce qui fut la plateforme panormide (dans la zone des Madonies).

Quelle cause est-elle à l'origine de la recrudescence des éboulements et des conglomérats ? L'explication la plus généralement donnée est celle d'un épisode compressif tardi-oligocène qui peut conduire jusqu'à la formation d'une nappe panormide, si l'on retient les hypothèses d'OGNIBEN et de BROQUET. Nous admettons ici que cette phase tectonique a eu au moins pour effet de raviver des reliefs ou des escarpements. WEZEL penche pour une "mobilité verticale de la cordillère panormide". CATALANO et D'ARGENIO (1982) font intervenir l'abaissement eustatique du niveau marin à l'Oligocène.

F) L'Oligocène à faciès intermédiaire entre le Numidien externe et le Numidien interne

Ce Numidien apparaît dans la nappe du Numidien intermédiaire, définie par BROQUET et DUEE. Cette subdivision tectonique recouvre également des transitions sédimentaires au cours de l'Oligocène.

Le Numidien intermédiaire présente des affinités avec le Numidien interne surtout par sa base anté-oligocène, chaotique, essentiellement argileuse avec des microbrèches, des micrites à Globotruncana et des grès quartzites verdâtres. L'Eocène possède des argiles à Tubotomaculum comme l'Eocène sous-jacent au Numidien interne, mais ces argiles lie-de-vin et vertes contiennent des calcarénites et des calcaires siliceux plus proches du faciès Caltavuturo que du faciès Polizzi (Eocène moyen et supérieur basal).

FIGURE 153 - SCHEMA CARTOGRAPHIQUE DU NUMIDIEN DES MONTS NEBRODI - modifié d'après DUEE (1969), BROQUET (1968), GUERRERA et WEZEL (1974)

1: Post-nappe et formations récentes - 2: Socle et chaîne calcaire - 3: Flysch maurétanien de la nappe du Monte Soro - 4: Flyschs comportant une couverture de type grés-micacé - 5: Grés du Numidien interne - 6: Substratum des grés du Numidien interne - 7: Grés du Numidien intermédiaire - 8: Semelle tectonique des grés du Numidien intermédiaire - 9: Grés du Numidien supra-panormide - 10: Substratum des grés numidiens supra-panormides.

L'Oligocène est proche de celui du Numidien externe, surtout des argiles brunes, plus rarement des argiles lie-de-vin à rares Tubotomaculum, clairement stratifiées. On y observe des bancs, plus souvent des morceaux de bancs, de calcaires à Nummulites, Gastéropodes, Lamellibranches et Lépidocyclines, ainsi que des microbrèches pyriteuses en bancs continus d'épaisseur centimétrique. On trouve sporadiquement des ellipsoïdes denses de micrite grise, de quelques centimètres à 20 centimètres, et des galettes d'Algues calcaires.

Plus extraordinaire est la présence de grosses masses (plusieurs mètres) éboulées ou glissées au sein des argiles stratifiées. Ce sont généralement des bancs de grès quartzites à flute-marks enroulés sur eux-mêmes. J'ai pu également observer près du Pizzo Filio, en compagnie de DUEE et BROQUET, des blocs décimétriques de calcaires à Rudistes rapportés par ceux-ci au faciès du Panormide de Cefalù. Entre Mistretta et P. del Contrasto, il s'agit de calcaires et de marnes.

A la Contrada Pirato, sur la route de San Mauro Castelverde à Gangi, dans des argiles verdâtres associées à des niveaux microbréchiques à nombreuses Lithothamniées dont Subterraniphyllum thomasi, j'ai récolté Globigerinita unicava, G. unicava primitiva, Globigerina prasaepis, G. ampliapertura, G. aff. galavisi, G. rohri (détermination de Madame G. GLACON), ce qui indiquerait la zone à Globigerina ampliapertura.

G) L'Oligocène argileux varicolore du Numidien interne

Le faciès des argiles varicolores à Tubotomaculum se poursuit vraisemblablement pendant tout l'Oligocène. Cependant aucune faune typiquement oligocène n'a été trouvée, à ma connaissance. L'association de Chapmanina cf. gassinensis et d'Amphistégines dans des microbrèches indique au plus haut l'Éocène supérieur - Oligocène basal. Ces argiles sont très chaotiques, alors que les grès sus-jacents ne le sont pas. Il semble, bien qu'on n'en puisse apporter la preuve, qu'une déformation et une résédimentation conjointes ont dû agir pendant l'Oligocène.

H) L'Oligocène grés-micacé, parfois tuffitique, de la zone de Tusa

Nous avons déjà soulevé le problème de l'âge de l'apparition du flysch grés-micacé. Les argiles varicolores chaotiques ne sont pas datées au-delà des microbrèches de l'Éocène moyen - supérieur (?) qu'elles remanient. Le passage à la sédimentation grés-micacée s'effectue entre l'Éocène supérieur et l'Oligocène supérieur (N3 de BLOW). L'étude des Planctoniques a été entreprise par GUERRERA et WEZEL (1973,1974). Leurs échantillons sont positionnés par rapport à la base de la formation grés-micacée (on ne peut être assuré, selon moi, qu'il s'agit de la base véritable du fait de la tectonique). La liste est la suivante:

- à 20 mètres: Globigerina cf. baroemoensis, G. venezuelana
- à 100 mètres: G. venezuelana
- à 140 mètres: G. falconensis (?), Globoquadrina sp., Chiloquembelina cubensis
- à 140 mètres (dans une autre coupe et dans une situation tectonique me paraissant confuse): Globigerina gr. woodi, Globigerinita cf. unicava, Globoquadrina cf. dehiscens advena
- à 300 mètres: Chiloquembelina ex gr. cubensis, Globigerina cf. ampliapertura, G. angustiumblicata, G. officinalis, G. ouachitaensis s.l., G. woodi s.l., Globigerinita unicava unicava
- à 419 mètres: Globigerina cf. ampliapertura, G. cf. euapertura, G. cf. sellii, Globigerinita pera, G. unicava unicava
- à 434 mètres: Globigerina cf. euapertura, G. cf. venezuelana
- à 468 mètres: Globigerina euapertura, G. cf. sellii, G. venezuelana, G. woodi connecta, G. woodi woodi, Globigerinita unicava unicava, Globoquadrina praedeheiscens, Globorotalia cf. opima nana.

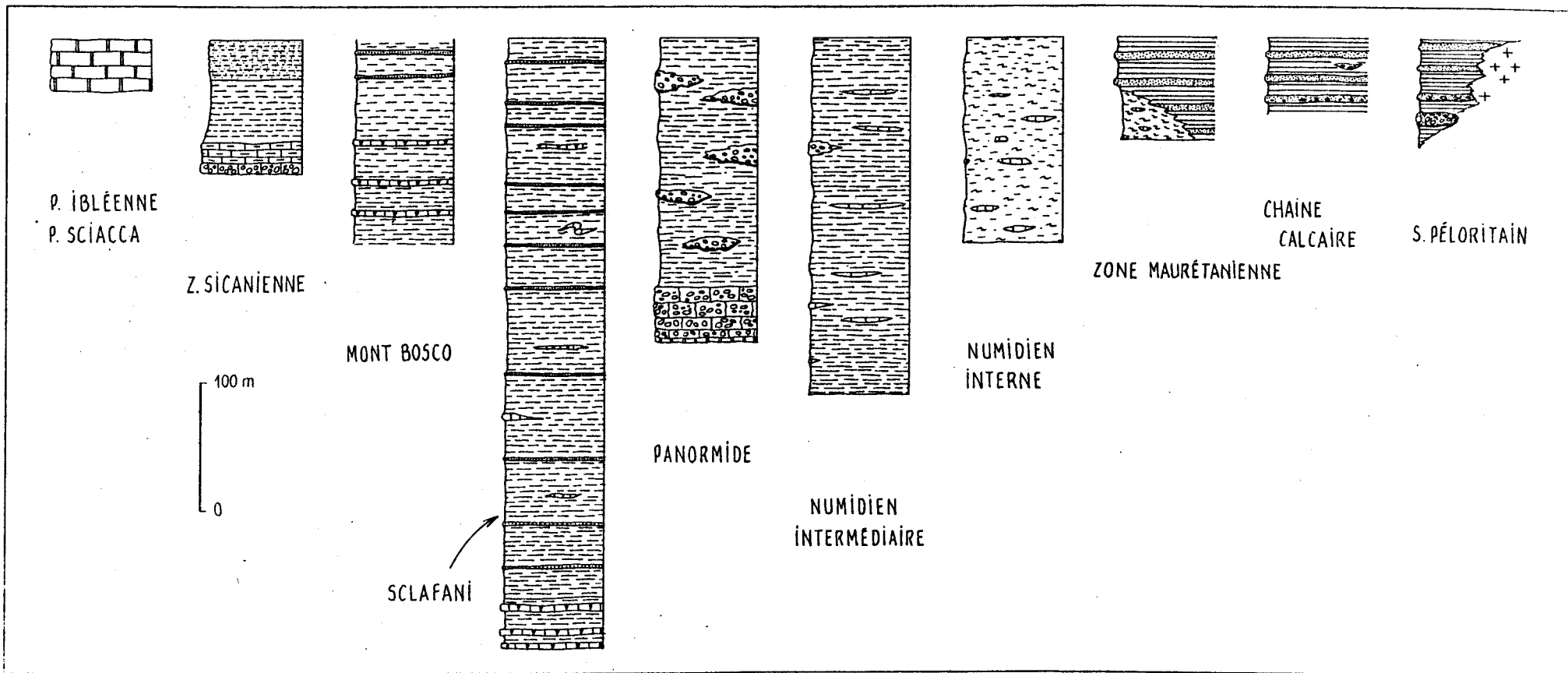


FIGURE 154

COLONNES STRATIGRAPHIQUES COMPAREES DE L'OLIGOCENE SICILIEN

Les auteurs considèrent à partir de ces résultats que le flysch grés-micacé ou "flysch de Troina-Tusa" s'étend de l'Oligocène supérieur au Burdigalien et plus précisément de la zone N3 moyen - supérieur à la limite N5-N6. Pour ma part, je considère que l'espèce Globigerina venezuelana s'étend sur tout l'Oligocène (on la trouve en particulier à la base des argiles numidiennes à Tubotomaculum) et qu'ainsi l'Oligocène supérieur n'est pas caractérisé à moins de 140 mètres de la base. L'apparition de Globigerina woodi et de Globoquadrina praedeheiscens marquerait par contre au moins N4. A titre comparatif, Globigerina woodi woodi, G. woodi connecta et les formes primitives de Globoquadrina deheiscens sont signalées sous les silexites numidiennes (ANDREIEFF et al., 1974), avec des grès à dragées attribués à la zone N4. GUERRERA et WEZEL accordent beaucoup d'importance à l'abondance de Globoquadrina cf. deheiscens advena dans l'échantillon à 140 mètres de la base (?) qui correspond selon eux à la limite entre les zones N5 et N6.

En conclusion sur la datation du flysch grés-micacé de Troina-Tusa, je retiens qu'il a pu se déposer pendant tout l'Oligocène, avec un maximum de développement à partir de l'Oligocène supérieur (N3) et s'étendre jusqu'au Burdigalien. Nous le décrirons avec le Miocène.

1) Le problème de l'existence d'Oligocène dans la nappe du Monte Soro, dans la chaîne calcaire et le socle péloritain

On trouve en discordance au-dessus de ces nappes des formations détritiques immatures, souvent conglomératiques à la base, rapportées par certains auteurs à l'Oligo-Miocène (DUEE, 1969). Il n'existe cependant aucune datation paléontologique permettant de conclure à la présence d'Oligocène et ces formations pourraient débuter plus tardivement (Aquitainien ou Burdigalien).

III. LE MIOCENE

Il n'est envisagé essentiellement que le Miocène inférieur (Aquitainien et Burdigalien) au cours duquel le Numidien gréseux se dépose. L'objectif est de montrer le cadre paléogéographique et sédimentaire dans lequel s'insère cette formation.

A) Le Miocène calcarénitique

Le Miocène succède généralement à l'Oligocène sur le plateau ibléen. Il s'agit de calcarénites marneuses au sommet de la "formation Ragusa" et qui peuvent atteindre environ 200 m d'épaisseur (par exemple, Monterosso - Licodia, CARBONE et al., 1982) mais elles peuvent également être absentes. A Malte, le "calcaire à Globigérines" aquitano-langhien présente un aspect plus fin et plus crayeux (LORENZ et MASCLE, 1984).

Ce faciès calcarénitique se poursuit vers l'W dans la zone de Sciacca (MASCLE, 1973), en légère discordance sur l'Oligocène. Des phosphates et de la glauconie apparaissent à la partie supérieure, en même temps qu'augmente le pourcentage de grains de quartz. Les calcarénites contiennent des Macroforaminifères accompagnés de débris d'Echinodermes, de Bryozoaires et de Lithothamniées, ainsi que de dents de Chondrychtyens. Le Miocène franc est parfois difficile à mettre en évidence: à côté des Lépidocyclines (Eulépides et Néphrolépides) voisine fréquemment Miogypsinoïdes, indiquant le passage à l'Aquitainien, plus rarement Miogypsina. La limite septentrionale du faciès calcarénitique ne correspond pas exactement avec celle des domaines de Sciacca et de Campofiorito (voir à ce sujet MASCLE, 1973 et en particulier la carte de répartition des faciès p. 376).

B) Le Miocène grés-glaucieux

On nomme ainsi un faciès de grès calcaires et glaucieux en bancs de 10 à 50 cm alternant avec des couches de marnes grés-glaucieuses verdâtres épaisses également de 10 à 50 cm. L'ensemble peut atteindre 75 mètres de puissance. Les grès, plus ou moins indurés, présentent des stratifications obliques ainsi que des pistes et des traces d'activité biologique. On retrouve à peu près les mêmes associations de Macroforaminifères que dans le faciès calcarénitique: Lépidocyclines, Amphistélines, Hétérostélines, Operculines, Spiroclypeus et Miogypsiniés, mêlées à des Lamellibranches, des Gastéropodes, des plaques d'Echinodermes, des Algues, des Bryozoaires, des dents de poissons et en outre des Globigérinidés. Des plus gros éléments sont parfois inclus, il s'agit soit de nodules phosphatés, soit de galets issus des formations sous-jacentes jusqu'au Lias. Ce faciès se développe dans la zone sicanienne (= Campofiorito - Cammarata, fig.151) et correspond à un dépôt par des courants tractifs.

La datation repose soit sur les Miogypsines (MASCLE et LORENZ, 1971), soit sur les Planctoniques (BROQUET, 1968). D'après les Miogypsines, si l'on n'envisage pas de remaniements, on distingue l'Aquitanién moyen avec Miogypsina cf. gunteri, l'Aquitanién supérieur avec Miogypsina gr. tanni et le Burdigalien inférieur avec Miogypsina (Miolepidocyclina) cf. burdigalensis. D'après les Planctoniques, il s'agit au moins d'Aquitanién supérieur avec Globigerinoides trilobus immaturus, G. trilobus, G. irregularis, Globigerina bulloides, Catapsydrax dissimilis, Globorotalia mayeri, G. scitula, G. dehiscens.

Outre son épaisseur plus faible que celle des grès numidiens, le Miocène grés-glaucieux ne correspond donc qu'à leur partie supérieure, comme nous le verrons à la suite.

Dans la zone trapanaise (= Vicari), le faciès diffère légèrement. Les bancs sont plus calcaires, l'épaisseur est plus réduite (une vingtaine de mètres) et la discordance basale est plus prononcée. En outre MASCLE (1973) y décrit une formation siliceuse qu'il compare aux silexites aquitaniennes de Méditerranée occidentale.

Au-dessus du Miocène inférieur grés-glaucieux font suite de manière concordante des marnes grises riches en muscovite sur une épaisseur de l'ordre de 200 mètres mais pouvant atteindre 700 mètres. Ces marnes présentent un débit en boules en affleurement frais, mais elles sont sujettes à de fréquents glissements de terrain. Leur base peut débiter dans la zone à Globigerinoides bisphericus ou N8 (Burdigalien terminal) avec Globigerinoides sicanus, G. trilobus, Globorotalia gr. scitula, Globoquadrina altispira globosa. Ensuite toutes les biozones jusqu'à la zone à Globorotalia menardii incluse (N15, Serravallien supérieur) ont été identifiées.

C) Les grès du Numidien externe atypiques

J'inclue sous ce terme le Numidien apparaissant dans certaines coupes attribuées à l'unité structurale du Piano degli Albanesi (voir fig.151), ainsi que les grès de la série des Monts Judica et Scalpello dans l'Est sicilien.

1) Les Monts Bosco et Scoracce

Des coupes partielles (P.C. 404 du Bosco di Scoracce, Rocche di Molarella) permettent d'observer des barres gréseuses décamétriques subdivisées en bancs métriques. Les grès sont moyennement fins, homométriques, jaunes, parfois calcareux, fréquemment glaucieux, à débris argilleux. Les niveaux grossiers sont rares. La structure interne des bancs se discerne à peine, soit une lamination horizontale, soit une lamination faiblement ondulée. Je n'ai pas observé de figures basales d'érosion (flute-marks...), par contre au sommet des bancs parfois des figures du type rides lingoides.

2) Au S de Plana degli Albanesi

Une coupe effectuée avec MASCLE (1973) dans le torrente Iato montre des intercalations grés-glaucוניeuses au sein de grès numidiens typiques.

3) La "plaque" de Godrano, au Pizzo Candreo

Dans l'ensemble, il s'agit de grès numidiens typiques, parfois à dragées, sauf à la partie basale où se développent des grès argileux mous, mal stratifiés alternant avec des marnes sableuses bioturbées (terriers en U notamment). MASCLE y a trouvé un moule interne de Lamellibranche. De tels niveaux bioturbés se retrouvent au Pizzo Mezzaluna.

4) Le "Numidien" de la Margana (BROQUET, 1968)

Au sein de grès numidiens tendres à dragées, on trouve un banc de conglomérat à éléments de calcaires marneux et de calcaires siliceux à Radiolaires, ainsi que de nombreux Lamellibranches (petits Pectinidés en particulier) et des dents de poissons. La stratification de certains niveaux gréseux m'est apparue oblique, ce qui est anormal pour du Numidien.

5) Le Numidien (?) de la Portella à Roccapalumba (BROQUET, 1968; NICOSIA, 1954)

Les conditions de gisement de cet affleurement ne m'ont pas parues claires, en particulier les rapports avec le Numidien authentique. Il s'agit essentiellement de calcaires marneux de type lacustre ou saumâtre contenant de nombreux grains et petites dragées de quartz. Certains niveaux sont conglomératiques avec des fragments de calcaires marneux blanchâtres azoïques. On distingue également des accumulations de Lamellibranches, apparemment peu déplacés, qui ont été étudiés par NICOSIA et attribués à l'Helvétien.

Un lavage énergique de ces calcaires marneux m'a livré une association dans laquelle G. GLACON a reconnu : Globigerinoides trilobus, Globorotalia obesa, G. opima opima, Globigerina ciproensis, G. angustiumbilicata, G. praebulloides, G. aff. woodi connecta (loges un peu moins trapues que l'hotype). Il s'agirait de Burdigalien remaniant des formes oligocènes.

BROQUET a noté un fort pourcentage de feldspath microcline.

6) Le Miocène du Mont Judica

Le chaînon du Mont Judica se dresse à l'W de la plaine de Catane en perçant une couverture de dépôts tortonien et pliocènes. Les auteurs s'accordent généralement à considérer la série basale triasico-éocène comme comparable à celle de Sclafani. On n'y trouve cependant pas les niveaux de radiolarites, mais des calcaires à silex. Pour SCHMIDT DI FRIEDBERG et TROVO (1962), l'Oligo-Miocène est représenté par la formation Bonifato (= couverture grés-glaucוניeuse dans la zone trapanaise) bien que celle-ci "n'offre pas encore tout à fait ses caractères lithologiques typiques puisqu'elle rappelle un peu la formation Collesano" (= Numidien externe). BROQUET ou MASCLE considèrent qu'il s'agit du témoin le plus oriental du Numidien externe.

Les coupes que j'ai réalisées au N de Castel di Judica ne m'ont pas permis d'observer d'authentique Numidien. Au-dessus de la scaglia éocène, blanche et lie-de-vin, apparaît une formation marneuse brun foncé à la base, puis grise où se développent progressivement des barres de plusieurs mètres de grès fins roussâtres, carbonatés, sans structure interne, glaucוניeux et d'aspect terreux.

Je n'ai pu échantillonner qu'à environ 200 m au-dessus de la scaglia. FEINBERG y a identifié : Globigerinoides gr. trilobus, G. subquadratus, G. bisphericus, G. subsacculifer, Globoquadrina dehiscens, G. altispira caractérisant la zone N8, ce qui est confirmé par le nannoplancton Dictyococcites abisectus, Sphenolithus heteromorphus, S. belemnos (?), Reticulofenestra pseudoumbilica, Helicosphaera ampliapertura (R) indiquant le passage NN4/NN5.

A 15 mètres au-dessus, des marnes grises fluantes à plaquettes de beef montrent de très fréquentes Orbulines associées à Globigerinoides

subquadratus ruber, G. gr. trilobus, G. subsaccullifer, Globorotalia mayeri (F), Globoquadrina dehiscens, G. altispira qui caractérisent l'intervalle N9 - N11. Le nannoplancton fournit Dictyococites hesslandii, Reticulofenestra pseudoumbilica, Cyclicargolithus floridanus, Discoaster sp., Sphenolithus abies, C. macintherii indiquant la zone NN6 (Langhien).

Un échantillon prélevé 300 mètres au-dessus approximativement entre deux barres gréseuses n'a fourni que Globoquadrina dehiscens, Globorotalia peripheroronda, sans Orbulines. Il est également considéré Miocène moyen.

En conclusion, il me paraît difficile d'assimiler la couverture argilo-gréseuse du Mont Judica avec le Numidien externe. La lithologie est assez différente, en particulier il ne semble pas exister les classiques grès hétérométriques. L'âge est également plus élevé. On ne peut exclure que l'Aquitaniien - Burdigalien inférieur soit présent dans le hiatus d'échantillonnage mais en ce cas son épaisseur serait sans commune mesure avec celle du Numidien externe.

D) Le Miocène à faciès numidien superposé à la série de Sclafani

Il s'étend du S des Monts de Palerme aux Madonies (fig.151 et 152). Les grès numidiens sont parfaitement représentés sous leur aspect typique. On n'observe pas de différence avec les grès supra-panormidés que nous décrivons à la suite. L'originalité de ce Numidien par rapport au Numidien maghrébin provient du fait qu'il est surmonté en concordance par une série continue jusqu'à l'Helvétien. Ceci est fondamental, en particulier il prouve le caractère "externe" du Numidien. La formation en continuité avec le Numidien est appelée "formation de Tavernola" (MARCHETTI, 1956; OGNIBEN, 1960; BROQUET, 1968; WEZEL, 1970).

Les auteurs ont décrit peu de coupes complètes dans la partie inférieure typique des grès numidiens et aucune faune ne permet de la dater directement. BROQUET (1968) décrit le passage du membre argileux aux membre gréseux près de Sclafani (Torrente Salito) et de Collesano (Pizzo Giammarusa). Ce passage s'opère par une zone de transition dans laquelle les argillites tabac s'enrichissent en petits bancs de grès fins.

Les grès du Numidien présentent souvent le faciès à dragées et parfois (Torrente Salito) un faciès conglomératique à galets de quartzites pouvant atteindre 10 cm de diamètre. Dans ce dernier cas, les grès remplissent des chenaux à la base desquels sont imprimées des marques d'érosion (flute-marks) de grande taille (jusqu'à 1 m). J'ai observé dans les niveaux argileux intercalaires, outre des fragments de quartzite et de silex, des fragments arrondis de calcaire gréseux à Lamellibranches, des radioles d'Echinides, des horizons de marne glauconieuse.

Au S de Termini Imerese (Casa Lacanera), RANGIN (1973) décrit des grès fins glauconieux au-dessus du Numidien argilo-gréseux oligocène et qui pourraient représenter une variation latérale de faciès des grès numidiens.

La formation supra-numidienne de Tavernola surmonte les grès numidiens souvent décimentés et ferrugineux à leur partie supérieure. Elle est subdivisée en deux membres: un membre inférieur argilo-gréseux et un membre supérieur marneux.

- Le membre inférieur montre une alternance rythmique de couches gréseuses et argileuses d'épaisseur décimétrique. Ces couches s'ordonnent elles-mêmes au sein de séquences métriques de type "thinning-upward" (fig.155). Les grès sont fins, homométriques, jaune verdâtre, micacés et fréquemment glauconieux. Ils montrent souvent des structures internes: lamination convolutive, lamination de déplacement de rides, lamination parallèle. Dans la vallée de Lisca, j'ai observé des déversements de convolutes vers le SW. Les figures de base de banc sont nombreuses, beaucoup de figures de courant de type "scour-mark", rarement de véritables flute-marks.

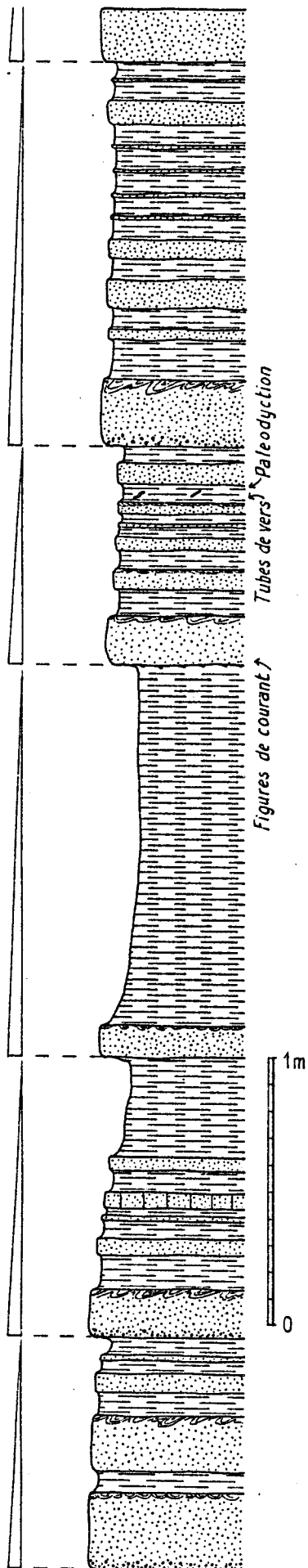


FIGURE 155

EXEMPLE DE COUPE
PARTIELLE DANS
LA FORMATION
SUPRA-NUMIDIENNE
DE TAVERNOLA

localité:
Vallone Verbaumcaudo,
au S de Valledolmo

pointillé: grès
tireté: argiles

Elles indiquent grossièrement un sens SSW. La face supérieure des bancs est plutôt mal définie. On peut attribuer ces bancs à des turbidites distales, avec les intervalles b et c de BOUMA bien développés. Les traces biologiques sont assez fréquentes: Paleodyction, Bilobites, tubes d'Annélides. Les argiles entre les bancs gréseux sont de teinte gris verdâtre, à patine claire et sont faiblement marneuses, la teneur en CO₃Ca augmentant vers le haut. Au Vallone Verbaucado, j'ai observé une lentille de grès glauconieux à stratification oblique (cf. Miocène grés-glauconieux). L'épaisseur du membre inférieur serait de 180 m dans la coupe type de Tavernola (SE de Valledolmo), selon WEZEL, alors qu'elle atteindrait 600 m, selon BROQUET. WEZEL (1970) y cite les microfaunes suivantes: Globigerina praebulloides, Globorotalia acrostoma (F), G. "continiosa", G. mayeri, Globoquadrina dehiscens. Les Globigerinoides sont absents. Celles-ci indiqueraient, selon lui, sa zone à Globorotalia acrostoma ou zone III (Aquitainien supérieur ?). Il ne décrit pas de formes plus récentes. BROQUET cite la présence de Globigerinoides trilobus, mais cela ne permet pas d'affirmer que l'on dépasse l'Aquitainien supérieur. COURME-RAULT (1985) précise l'âge burdigalien anté-N8 avec G. gr. trilobus, G. gr. sacculifer, G. obliquus obliquus, mais sans G. sicanus ainsi qu'une nannoflore NN2 au moins avec Sphenolithus belemnus.

Près de Portella Incatena, entre Caltavuturo et Alla, j'ai observé des marnes terreuses, micacées accompagnées de rares bancs gréseux fins dans lesquelles FEINBERG a identifié: Globorotalia cf. mayeri, G. acrostoma, Globoquadrina sp.

- Le membre supérieur est constitué de marnes silteuses ou sableuses, grises, mal stratifiées contenant de rares passées silteuses. Son épaisseur est de l'ordre de 500 mètres. WEZEL cite : Globorotalia praescitula, Globigerinoides sacculifer, Globoquadrina dehiscens, ce qui correspondrait au moins à du Burdigalien inférieur et à la partie supérieure Globorotalia mayeri, G. praescitula, Globigerinoides bisphericus, G. sacculifer, G. trilobus, Globoquadrina dehiscens, G. dehiscens advena, Praeorbulina ex gr. glomerosa, P. transitoria pouvant indiquer le Langhien inférieur (N8).

On note que les marnes supérieures n'ont pas livré à WEZEL d'Orbulines, ainsi qu'à BROQUET dans la coupe de la vallée de Lisca, ce qui pourrait dire que les marnes n'atteignent pas le Langhien supérieur (N9 de BLOW). Dans ce dernier cas, cela est démenti par COURME-RAULT (1985) qui décrit des Orbulines. Dans d'autres coupes (Vallone Verbaumcaudo, BROQUET, 1968), il apparaît des Orbulines et les marnes se poursuivraient jusque dans la zone à Globorotalia menardii (N 15), c'est-à-dire le Tortonien basal, au cours duquel les A.S. se mettent en place tectoniquement dans leur bassin sédimentaire.

E) Le Miocène à faciès numidien superposé au Panormide

Au-dessus des argilites brunes à petits bancs de grès et à niveaux mégabréchiques se déposent les grès numidiens. C'est la partie supérieure du "membre de Geraci" d'OGNIBEN (1960) à laquelle sont consacrées la plupart des études lithostratigraphiques (WEZEL 1967 a et b, 1970 a et b, 1974; BROQUET, 1968).

Le membre numidien gréseux atteint, d'après BROQUET, une épaisseur de 1600 mètres. Comme WEZEL, je distingue plusieurs mégarythmes de type régressif, c'est-à-dire dans lesquels l'épaisseur et la granulométrie des bancs gréseux sont croissantes vers le haut. Ces mégarythmes sont au nombre de 3 ou 4, l'incertitude provenant des complications tectoniques (la succession de 4 mégarythmes donnée par WEZEL est composite et issue d'unités structurales différentes).

Une des particularités de ce Numidien "externe" est le développement, à la base des mégarythmes, d'une alternance monotone de couches minces (inférieures à 5 cm) de siltstones (ou de grès fins) et d'argilites. Les bancs silteux ont une granulométrie assez homogène et montrent une lamination parallèle ou de déplacement de rides. L'éponte supérieure de chaque banc est nette, parfois ridée. L'éponte inférieure est couverte de marques d'impacts ou de minuscules

traces d'activité biologique. Un tel type de sédimentation est supposé se réaliser sous l'action de courants tractifs d'énergie variable pouvant être assez forte. Ces courants dispersent sur de longues distances les fractions les plus fines, homogénéisées, du cône sous-marin numidien. La situation du bassin numidien externe en pied de talus continental peut être rapprochée de celle du relèvement continental est-américain où l'effet de courants géostrophiques a pu être démontré (HOLLISTER, 1967; WEZEL, 1970; HOYEZ, 1974).

Les grès grossiers et hétérométriques offrent le même aspect que leur équivalent maghrébin. Leur sédimentologie a fait l'objet d'études détaillées auxquelles il convient de se reporter (WEZEL, 1967, 1974; BROQUET, 1964, 1968; CALDERONE et LEONE, 1966). Rappelons-en les traits principaux.

Chaque unité sédimentaire élémentaire offre une épaisseur souvent forte, supérieure au mètre. Elle est fréquemment granoclassée (granoclassement normal, simple ou multiple de la fraction grossière). On n'observe pas les structures internes décrites par BOUMA (1962) au sommet des turbidites (convolutes...), celles-ci ne pouvant apparaître du fait de la granulométrie d'après les études hydrodynamiques expérimentales. De nombreux arguments témoignent d'une mise en place par des courants de forte énergie: la présence de dragées de quartzites et de blocs d'argiles volumineux, le caractère ravinant de la base des bancs souligné par de larges cannelures, l'absence de lamination oblique ou parallèle telle que dans les courants tractifs ...D'autres indices montreraient cependant que la turbulence du courant n'était pas violente: la rareté des marques d'affouillement engendrées par des vortex comme les flute-marks, le manque de mélange intime des fractions gréseuse et argileuse.

Les figures de courant à la base des bancs sont diverses: cannelures, frondescences, flute-marks et ont été analysées par BROQUET (1964) et WEZEL (1970). L'épandage est clairement orienté vers l'E, avec une tendance vers le SE.

Les figures d'instabilité, peut-être liées à la présence d'une pente sédimentaire, sont fréquentes: filons clastiques et slumps. On observe des tronçons de bancs glissés et roulés à l'intérieur des argiles; par exemple, sur la route de Finale à Pollina au km 178,4, un banc se recourbe sur lui-même sur environ 450°.

Du point de vue granulométrique, les grès numidiens sont grossiers, mal classés avec un histogramme s'étendant sur plusieurs classes et une bimodalité fréquente. D'après BROQUET (1968), "le flysch interne est le plus grossier". Je ne contesterai pas cette assertion, mais plutôt la validité d'un échantillonnage représentatif.

BROQUET a remarqué très justement que la diagénèse des grès du Numidien externe était plus avancée que celle du Numidien interne. Un ciment siliceux unit les grains de quartz et rend les bancs très cohérents. L'auteur n'en donne pas véritablement d'explication. On peut envisager deux explications à ce phénomène. La première serait une diagénèse précoce, liée à une circulation de courants de fond plus intense, et qui pourrait en outre expliquer la meilleure stratification des grès. La seconde correspondrait à une diagénèse plus tardive, liée à la tectonique et serait la conséquence de la position structurale basse, plus profonde du Numidien externe.

Dans le même ordre d'idée, on peut reprendre l'interprétation faite par BROQUET des résultats de l'étude de CALDERONE et LEONE sur les minéraux lourds. De manière générale, on retrouve le même cortège de minéraux ultra-stables dans le Numidien externe que dans le Numidien interne ou le Numidien maghrébin. Une différence entre Numidien externe et Numidien interne porte sur le pourcentage de minéraux titanifères. Il paraît plus vraisemblable, selon moi, que le rapport leucoxène/ilménite, plus élevé dans le Numidien externe, soit à mettre sur le compte de la diagénèse plutôt que sur le transport mécanique (c'est l'inverse que retient BROQUET).

La thermoluminescence des grains de quartz (BROQUET et CHARLET, 1965; BROQUET, 1968) permet une bonne ségrégation entre le Numidien et les flyschs grésos-micacés, par contre elle n'est pas significative pour différencier les 3

"Numidiens", externe, interne et intermédiaire. L'argumentation qui prendrait appui sur l'abondance du genre *Q V-1* dans le Numidien externe et son absence dans le Numidien interne ne peut être retenue puisque ce genre est fréquent dans le Numidien d'Algérie.

Le Numidien supra-panormide serait surmonté à son tour par une autre formation. Il s'agit là d'une interprétation personnelle des résultats en partie contradictoires de WEZEL et de BROQUET. En effet, la cartographie et l'appellation des unités tectoniques numidiennes varient entre ces auteurs. Notre tentative est de rendre compte d'observations de WEZEL dans un cadre cartographique qui ne coïncide pas parfaitement à la conception de celui-ci.

Selon l'endroit, la formation supra-numidienne est appelée "formation de Castelbuono" ou "formation Tavernola de la Contrada Malia" (= flysch de Malia, GUERRERA et WEZEL, 1974).

La formation de Castelbuono est décrite par WEZEL à un endroit où BROQUET figure une demi-fenêtre d'Oligocène de la série de Sclafani. Il y distingue 3 membres:

- un membre inférieur constitué d'une alternance d'argiles marneuses jaune clair, de quartzsiltites et de marnes sableuses gris cendre terreuses (épaisseur 200m).
- un membre moyen à niveaux marneux plus rares (épaisseur 150m).
- un membre supérieur d'aspect comparable au membre inférieur (épaisseur 150m).

Les bancs quartzsilteux, souvent micacés, parfois glauconieux, offrent l'aspect de turbidites distales (lamination parallèle ou de déplacement de rides) et portent des empreintes organiques.

L'intégralité de la formation appartiendrait à la zone à *Praeorbulines* (N8, Langhien inférieur). Le membre inférieur livre: *Globorotalia opima nana*, *Globigerinoides bisphericus*, *G. immaturus*, *G. cf. irregularus*, *G. subquadratus*, *G. trilobus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Praeorbulina transitoria*; le membre moyen: *Globigerina woodi connecta*, *Globorotalia acrostoma*, *G. mayeri*, *Globigerinoides immaturus*, *G. cf. irregularus*, *Globoquadrina dehiscens*, *G. langhiana*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *P. transitoria*; le membre supérieur: *Globorotalia acrostoma*, *Globigerinoides bisphericus*, *G. immaturus*, *G. cf. irregularus*, *G. sacculifer*, *G. subquadratus*, *G. trilobus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Praeorbulina glomerosa*, *P. transitoria*.

Le flysch de Malia est un nom de formation, plusieurs fois réutilisé par WEZEL et GUERRERA dans la description de coupes situées dans des contextes structuraux différents, souvent complexes. Si l'on se rapporte à la localité-type, la Contrada Malia, elle se situe vraisemblablement au sommet du Numidien supra-panormide. La formation est constituée d'argiles marneuses de couleur grise à jaune clair avec de fréquentes intercalations de bancs quartzsilteux de couleur verdâtre. Les bancs affectent comme précédemment des structures turbiditiques (granoclassement, lamination parallèle ou de déplacement de rides ou à convolutes). La microfaune planctonique couvrirait l'intervalle entre l'Aquitaniens supérieur et le Langhien inférieur (dans la zonation de WEZEL, de la biozone à *Globorotalia acrostoma* à la biozone à *Praeorbulina*). A la base, il reconnaît *Globorotalia acrostoma* et *Globigerinoides immaturus*, puis *Globigerina woodi woodi*, *Globorotalia obesa*, *G. opima nana*, *Globigerinoides subquadratus*, *G. trilobus*, *Globigerinita incrusta*, *G. naparimaensis*, *Globoquadrina altispira* et enfin au sommet *Globorotalia acrostoma*, *Globigerinoides altiapertura*, *G. bisphericus*, *G. sacculifer*, *G. trilobus*, *Praeorbulina ex gr. glomerosa*, *P. transitoria*.

La formation de Castelbuono et le flysch de Malia, assez proches lithologiquement l'une de l'autre, différencieraient essentiellement par leur âge, la première débutant plus tardivement que la seconde.

La datation directe du membre numidien gréseux (à partir de l'apparition des grès grossiers, c'est-à-dire la partie supérieure du membre de Geraci d'OGNIBEN) est plus difficile car la microfaune planctonique est rare. Les travaux de WEZEL apportent des précisions à ce sujet. Dans la coupe du Pizzo Pantaleo, au-dessus de ce qui pourrait être la première barre gréseuse, les argilites renferment: Globigerina cf. woodi, Globorotalia acrostoma, G. ex gr. opima, Globigerinoides immaturus, G. trilobus, G. sacculifer, Globoquadrina dehiscens. Il s'agit donc de la zone à G. trilobus ou N5, au moins.

BROQUET (1968) aboutit à des conclusions à peu près semblables. Il note au sommet du membre gréseux (Vallone dei Molini) la présence de mica dans les grès, de glauconie et d'un peu de CO₃Ca dans les argilites. Il cite Globorotalia mayeri et Globigerinoides trilobus qui indiqueraient selon lui un "Burdigalien déjà élevé" (selon moi, un Aquitaniens supérieur en l'absence de faunes plus récentes).

En résumé, la fin de la sédimentation des grès grossiers est mal datée dans cette zone. Les premières faunes significatives du flysch de Malia dateraient le milieu de la zone à G. trilobus, c'est-à-dire le Burdigalien (=N6 de BLOW). On peut donc approximativement dire que les grès grossiers couvrent la zone N5.

F) Le Miocène à faciès numidien de la nappe du Numidien intermédiaire

Le membre gréseux ne montre pas de différence sensible avec celui du Numidien externe. Dans sa coupe de Mistretta (fig.153), WEZEL décrit des intercalations marneuses au sein des argilites numidiennes qui fournissent une microfaune pélagique. Il distingue 2 biozones:

- une biozone inférieure (sa zone à Globoquadrina sp. - Globorotalia cf. kugleri équivalente sans doute à la zone à G. kugleri de BOLLI ou N4) avec Globigerina ciperensis, G. praebulloides, G. unicava, G. cf. angustiumbilicata, Globigerinita incrusta, Globorotalia acrostoma, G. "continiosa", G. cf. mayeri, G. obesa, G. opima nana, Globoquadrina ex gr. dehiscens;
- une biozone supérieure (sa zone à Globorotalia acrostoma - Globigerinoides immaturus peut-être équivalente à la zone N5 de BLOW) avec Globigerina angustiumbilicata, G. juvenilis, G. woodi, Globigerinita incrusta, Globorotalia acrostoma, G. "continiosa", G. opima nana, Globigerinoides altiapertura, G. immaturus, G. cf. irregularis, G. trilobus, Globoquadrina ex gr. dehiscens.

Cette coupe semble donc montrer que les grès du Numidien intermédiaire s'étendent en partie sur 2 zones (N4 et N5). Dans d'autres coupes où les argilites numidiennes sont fortement tectonisées, WEZEL cite encore des associations de faunes plus récentes, notamment avec Globigerinoides subquadratus et même Praeorbulina transitoria (N8). Aucune indication sur le faciès de ces couches n'est donnée.

G) Le Miocène à faciès numidien de l'unité du Mont Sambughetti

Je regroupe sous cette appellation les grès apparaissant dans les massifs des monts Zimmarà, Sambughetti, Salici (à la suite de DUEE, 1969), ainsi que ceux du Balza Falcone et de la Serra Burgarito (BROQUET, 1968), celui à l'W de Bronte s'enfonçant sous les laves de l'Etna, celui de Regalbuto (fig.153).

Pour WEZEL (1974), il s'agit de "Nébrodien", c'est-à-dire de Numidien autochtone ou parautochtone. Pour DUEE et BROQUET, comme pour moi, il s'agit d'un Numidien interne, c'est-à-dire un Numidien totalement déraciné et lié stratigraphiquement à des argiles à Tubotomaculum et à un Eocène de type Polizzi.

L'unité du Mont Sambughetti chevauche l'unité de Sperlinga que nous examinerons à la suite (DUEE, 1969; BROQUET, DUEE et MASCLE, 1975). Ce dispositif structural, sur la signification ou la validité duquel je ne peux me prononcer, me semble en contradiction avec l'observation de passages latéraux de

faciès. Selon moi, le Numidien de cette unité offre plus de ressemblance avec le Numidien intermédiaire ou externe que le Numidien de l'unité de Sperlinga.

Tout d'abord, son épaisseur est forte. Au Pizzo Cardache, à l'E de Gagliano, j'ai mesuré au minimum 800 m de grès. DUEE (1968) indique pour cette unité une épaisseur connue de 900 à 1200 m.

La cimentation des grès est en moyenne intermédiaire entre celle du Numidien externe et celle de la lame de Sperlinga.

Du point de vue granulométrique, certains niveaux renferment des dragées de quartz et de quartzite. Plus rarement, ces dragées mesurent plusieurs centimètres et l'on passe à de véritables conglomérats. Ceci s'observe, par exemple, au sommet du Mont Sambughetti (carrière) ou à la Serra Burgarito. En certains cas, les galets de quartzite sont accompagnés de blocs décimétriques arrondis d'argile et de calcaire marneux :

- à Grotta Fumata (route d'Adrano à Troina);
- sur la route de Regalbuto au barrage du lac de Pozzilo, au niveau du tunnel ferroviaire;
- à Carcaci, entre Adrano et Centuripe, sous les laves de l'Etna sur lesquelles reposent les ruines du château.

DUEE décrit entre deux barres gréseuses un faciès particulier constitué de 2 niveaux d'Algues concrétionnées (Lithothamniées), d'un banc de calcaire bréchi que à Miogypsina, Miogypsinoides et Amphistégines, d'une couche de marne jaune à Globigérines. C'est d'ailleurs les seules faunes décrites dans ces grès et qui attestent l'Aquitainien.

Notons enfin que le faciès à contourites n'est plus très évident. Parmi les figures sédimentaires, j'ai surtout retenu des rides asymétriques au sommet des bancs et des traces de pacage sinueuses à la base.

Au-dessus des grès numidiens de Gagliano, sans que les rapports en soient clairement analysés, reposent des argiles marneuses et des marnes sableuses gris bleutées remaniant à la base des fragments de grès numidiens. OGNIBEN (1960) et WEZEL (1970) les dénomment "formation de Garbata". Pour WEZEL, cette formation débute dans la zone à Praeorbulines (Globigerinoides bisphericus, Praeorbulina glomerosa sur 20 mètres, Praeorbulina transitoria et formes primitives d' Orbulina bilobata sur 65m) et elle se poursuit dans la zone à Orbulina suturalis.

H) Le Miocène à faciès numidien de la lame de Sperlinga

La succession lithostratigraphique est décrite par DUEE (1969) et par BROQUET, DUEE et MASCLE (1975). La série gréseuse fait suite aux argiles à Tubotomaculum qui renferment en ce cas de nombreux fragments de bancs microbréchi que. Elle se compose de bas en haut:

- d'une première barre gréseuse (100m),
- d'une alternance d'argiles varicolores à Tubotomaculum et de grès,
- d'une seconde barre gréseuse (100m),
- de marnes et de silicites (25m),
- d'une troisième barre gréseuse.

Une première différence avec le Numidien de la lame précédente est la réduction d'épaisseur du membre gréseux.

Une seconde est la récurrence d'argiles varicolores à Tubotomaculum au sein des grès. De manière plus générale j'ai remarqué que les argiles entre les barres gréseuses prenaient des teintes plus rougeâtres que celles, grises ou tabac, ordinairement présentes.

La taille maximale des grains est en moyenne plus faible; les dragées centimétriques deviennent plus exceptionnelles. Dans une coupe détaillée à l'entrée ouest de Nicosia, j'ai constaté que certains bancs à grain moyen présentaient une lamination ondulée et parfois même une lamination convolutive, ce qui est tout à fait anormal dans le Numidien.

La cimentation est moins prononcée et les grès se réduisent parfois en sable sous la simple pression des doigts. A Sperlinga, des habitations troglodytes sont creusées dans une muraille verticale de grès. La base des bancs est parfois cimentée par de l'oxyde de fer.

Une autre particularité, plus hypothétique, mentionnée par BROQUET et al. (1975), est l'absence de la formation éocène de Polizzi qui serait à rattacher à la lame du Mont Sambughetti.

L'intérêt principal de ce Numidien concerne l'intervalle à silexites. Sa nature lithologique est semblable à celle des niveaux homologues maghrébins ou andalous. CAMPISI (1962) donne une description détaillée de cette formation siliceuse qu'il qualifie de formation diatomitique. Il cite entre autres espèces : Globigerinoides conglobatus, Globoquadrina dehiscens, G. quadraria. La datation de cette formation est reprise par ANDREIEFF et al. (1974). Ils distinguent :

- une partie inférieure N4 avec: Globigerinoides primordius, Globigerinita incrusta, Globoquadrina dehiscens primitives, Globigerina woodi woodi, G. woodi connecta;
- une partie supérieure N5 avec: Globigerinoides immaturus, G. altiapertura, Globigerinita incrusta, Globorotalia siakensis, Globigerina woodi connecta, Globoquadrina dehiscens primitives.

GUERRERA et WEZEL (1974) citent en outre: Globigerinoides trilobus et Globoquadrina dehiscens passant à G. advena. Cette association signifie pour eux un âge compris entre la partie haute de N5 et la partie basse de N6. Ils établissent une corrélation entre les silexites et les tuffites de Tusa, les premières dérivant des secondes par altération.

1) Le Miocène à faciès mixte, numidien et grés-micacé

Il s'agit de la série du Stretto del Casale (HOYEZ et ANDREIEFF, 1975), située structurellement dans la partie haute de la lame numidienne de Sperlinga (fig.156). En dehors de cette localité assez restreinte, on n'observe pas en Sicile de faciès intermédiaire, à rapprocher des séries mérinides (DIDON et HOYEZ, 1978). De manière très hypothétique, le flysch de Malla au SW de Cesaro décrit par GUERRERA et WEZEL (1974) semble présenter quelques affinités.

La série du Stretto del Casale est continue et parfaitement observable sur les deux flancs du torrent. Les couches dessinent une voûte antiforme allongée selon un axe N105° environ et elles sont renversées généralement. Une analyse plus complète du massif conduit à penser qu'elles appartiennent au flanc inverse d'un pli couché vers le N (BROQUET et al., 1975). Le flanc normal, désolidarisé, est perché au sommet du Serro del Casale.

Ces mouvements à vergence nord (ou qui nous apparaissent comme tels aujourd'hui) pourraient expliquer l'anomalie entre la position structurale et les faciès des lames de Sperlinga et du Mont Sambughetti.

La succession stratigraphique est la suivante:

- 1) des argiles varicolores, puis brunes. Les argiles varicolores sont chaotiques, elles incluent des panneaux de Crétacé, en particulier de radiolarites cénomaniennes.
- 2) des grès grossiers et des argilites à faciès numidien sur une épaisseur d'environ 60 mètres. Les grès ne présentent pas de dragées et ont un aspect un peu terne. P. BROQUET a recueilli un fragment de grès contenant un grand Foraminifère, pouvant être une Discocycline.
- 3) des turbidites grés-micacées en bancs d'épaisseur décimétrique à métrique intercalées dans des pélites carbonatées. On reconnaît les suites d'intervalles de BOUMA abde ou bce, plus rarement ace. Les empreintes de base de banc sont abondantes: figures d'affouillement, de dragage et de pacage (Paleodyction). Dans l'intervalle granoclassé, les éléments peuvent atteindre 4 mm; ils sont essentiellement de nature métamorphique, mais il s'y mêle en moindre proportion des éléments de nature volcanique, ainsi que des calcaires à Radiolaires et des Macroforaminifères brisés. Les principaux minéraux sont représentés par du quartz

polycristallin anguleux, des plagioclases, du microcline, de la muscovite, de la biotite, du grenat et du sphène.

Les pélites renferment une abondante microfaune, mais en grande partie remaniée. ANDREIEFF a reconnu : *Globigerinita* gr. *dissimilis*, *Globorotalia nana* (ou homéomorphes), *G. siakensis*, *Globigerina ciproensis*, *Ammonia beccari*. Il manque des marqueurs de zone et les espèces post-N3 sont absentes, en particulier les *Globigerinoides*. En considérant que les turbidites gréséo-micacées sont postérieures sur cette coupe aux grès numidiens, il est vraisemblable que leur âge soit N4 ou postérieur, par comparaison avec le Numidien daté. C'est bien ce qu'ont trouvé GRASSO et al. (1987) en reprenant cette coupe. Ils reconnaissent des faunes de l'Oligocène sup.- Miocène inf.. Un échantillon leur a fourni *Globigerinoides trilobus* et *Globoquadrina* cf. *dehiscens*, donc probablement N5.

C'est avec la formation de Tavernola et avec le flysch gréséo-micacé de Troina-Tusa que la comparaison peut être faite:

- Dans la formation de Tavernola, les bancs sont plus minces et la granulométrie est plus fine. Le caractère est plus distal.
- Dans le flysch gréséo-micacé, on a des séquences métriques à décamétriques individualisées comportant un banc de grès basal plus épais et plus grossier. Le caractère est plus proximal.

Est-ce à dire que la série turbiditique du Stretto del Casale est intermédiaire paléogéographiquement? Encore bien des inconnues (son âge principalement) sont à lever avant de l'affirmer.

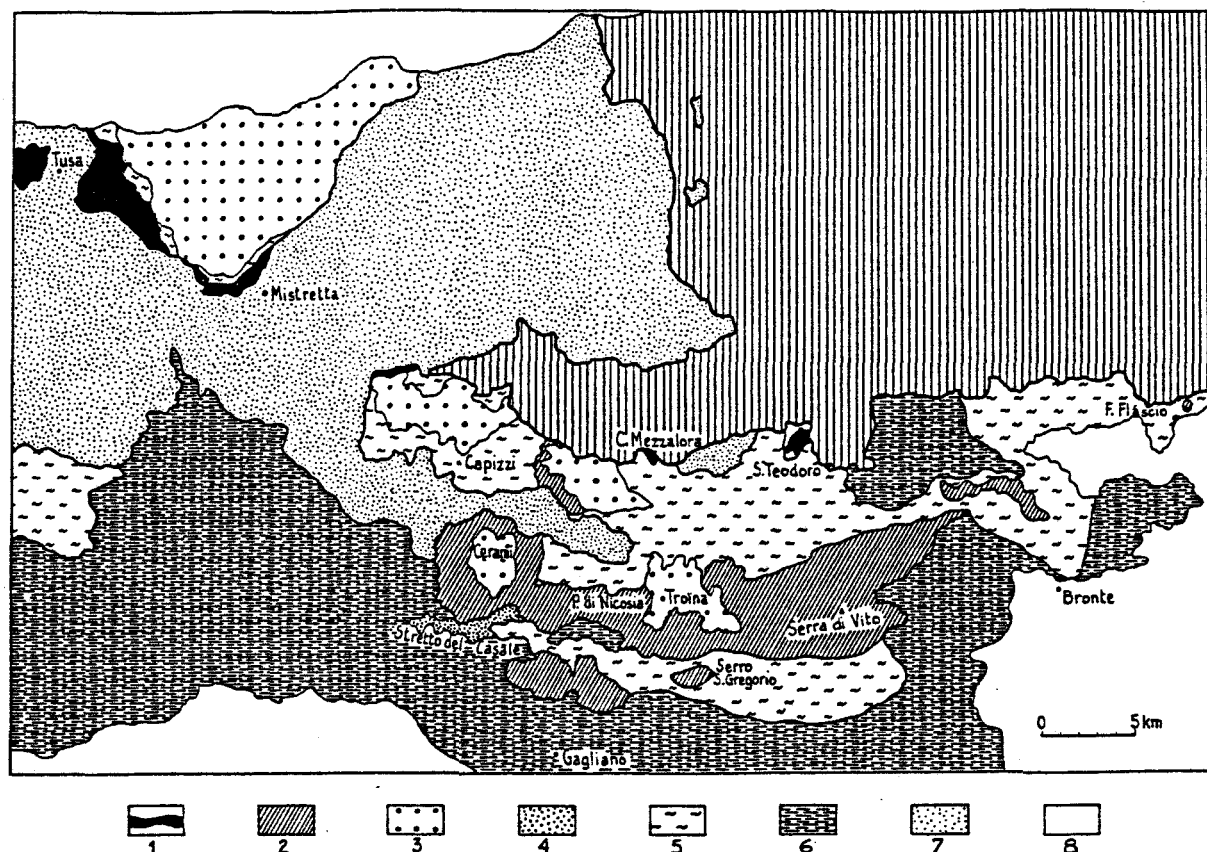


FIGURE 156

CARTE SCHEMATIQUE DES FLYSCHS GRÉSÉO-MICACÉS AU NE DE LA SICILE
modifiée d'après DUEE (1969)

- 1: flysch gréséo-micacé à faciès de Tusa (tuffites) - 2: flysch gréséo-micacé à faciès de Troina - 3: formation de Reitano - 4: série méridionale du Stretto del Casale - 5: substratum du flysch gréséo-micacé - 6: nappe du Numidien interne (A.S. et grès numidiens) - 7: Numidien intermédiaire et Numidien externe - 8: Post-nappe et vulcanites de l'Etna.

J) Le flysch grésomiacé à faciès de Troina

Il s'agit de la formation de grès arkosiques décrite par DUEE (1969) dans la lame de Troina et placée par ce dernier dans l'Eocène supérieur - Oligocène. Son épaisseur maximale est de l'ordre de 600 mètres. Le problème de la datation a déjà été évoqué, mon opinion est que le faciès grésomiacé a pu débiter à la fin de l'Eocène et se poursuivre à l'Oligocène, cependant son développement maximal a lieu au Miocène inférieur (suivant en ce sens les conclusions de WEZEL et GUERRERA). Les travaux d'OGNIBEN (1964), puis de WEZEL et GUERRERA (1973) ont montré que certains affleurements de ce que nous appelons ici le flysch grésomiacé étaient riches en débris andésitiques. Ce faciès se développe dans une quinzaine de bancs turbiditiques ou "tuffites de Tusa". Dans les autres affleurements, le faciès tufacé est plus discret ou absent, d'où la distinction opérée ici d'un "faciès de Troina" et d'un "faciès de Tusa".

Le faciès de Troina s'étend essentiellement (fig.156) entre le Fiume di Cerami à l'W et le Fiume Simeto à l'E, selon une bande passant au S de Troina (la ville de Troina est perchée sur une autre formation, la formation de Reitano). Le principal affleurement se situe à la Serra di Vito o di Caginia. Cette bande correspond à plusieurs écaillés de flysch grésomiacé souvent en série inverse séparées par des argiles varicolores. L'ensemble repose tectoniquement sur le Numidien interne du Mont Salici ou sur des A.S. renfermant de grands panneaux de la formation de Polizzi. J'ai observé en outre ce faciès au N de Gangi dans la Contrada Arenella dans un état très tectonisé, ainsi qu'à l'W de Randazzo à 500 m à l'E du Fiume Flascio.

Les caractères sédimentaires sont ceux communs au "flysch grésomiacé", essentiellement la répétition d'une séquence d'une épaisseur généralement comprise entre 5 et 10 mètres. Cette séquence montre la succession suivante (fig.157):

- 1) un banc de grès (ou de siltstone) carbonaté, souvent de teinte claire (différence avec le faciès de Tusa), parfois massif ou à convolutes mais le plus souvent à lamination horizontale donnant un débit feuilleté. Son épaisseur est en moyenne inférieure au mètre (différence avec le faciès de Tusa). L'épaisseur maximale observée est de 6 mètres. Il s'agit clairement d'une turbidite.
- 2) des marnes silteuses gris clair, d'épaisseur double à quintuple du banc sous-jacent. Elles sont parfois fossilifères.
- 3) un banc de calcaire micritique clair azoïque. Sa position dans la séquence peut varier. Ce banc est fréquemment absent (différence avec le faciès de Tusa).
- 4) des marnes ou des argiles carbonatées grises ou brunes et des bancs minces (plaques) de grès (ou de siltstone) carbonaté feuilleté. L'épaisseur en est variable.

J'ai constaté des variations de faciès, sans pouvoir préciser si elles étaient latérales ou verticales; en particulier une évolution vers une série essentiellement marneuse avec une raréfaction et un amincissement des bancs gréseux, ainsi que le développement de niveaux argileux rougeâtres (par exemple, au SW de Cerami, dans le Fiume di Cerami). Le caractère séquentiel s'estompe. Ceci pourrait correspondre à un faciès distal du flysch de Troina.

K) Le flysch grésomiacé à faciès de Tusa

Ce flysch se différencie de celui de Troina par une abondance de fragments tufacés dans certaines turbidites de base de séquence. C'est la "formation de Tusa" de CERETTI (1960) ou les "tuffites de Tusa" d'OGNIBEN (1960,1964) ou le "flysch de Tusa" de WEZEL et GUERRERA (1973) ou l' "Eocène marno-calcaire tuffitique de Tusa" de BROQUET (1968). Bien que le matériel volcanique ne représente qu'un pourcentage mineur, il confère par sa présence une certaine originalité à la formation.

FIGURE 157

DEUX EXEMPLES DE SEQUENCES
DANS LE FLYSCH GRESO-MICACE

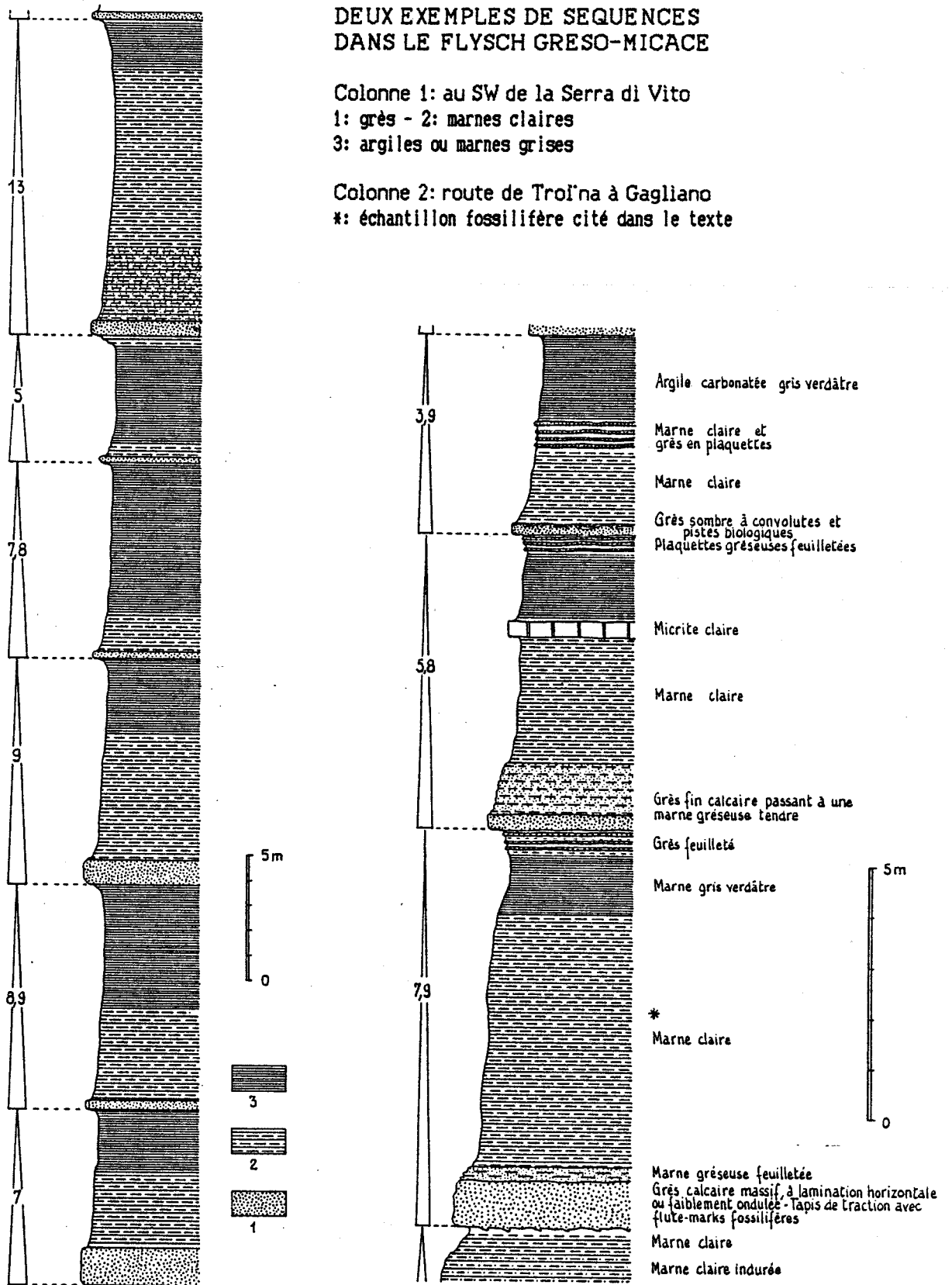
Colonne 1: au SW de la Serra di Vito

1: grès - 2: marnes claires

3: argiles ou marnes grises

Colonne 2: route de Troina à Gagliano

*: échantillon fossilifère cité dans le texte



Le principal affleurement (localité-type) se situe au SE de Tusa en semelle tectonique de la formation de Reitano (voir plus loin). Il est charrié sur la nappe du Numidien intermédiaire. A l'W du Monte Pomiere, à la Casa Mascellino, la position est identique. Dans les Madonies, BROQUET (1968), décrit l'"Eocène tuffitique" au S et au SW de Cefalù dans une position structurale un peu comparable. Il s'interpose ici, entre le Numidien externe et le flysch grés-micacé, des lambeaux d'A.S. pouvant appartenir à la nappe du Numidien interne.

Les affleurements au S de la nappe du Monte Soro apportent des précisions structurales. Ils sont coïncés entre la nappe du Monte Soro au-dessus et la lame de flysch grés-micacé à faciès de Troina au-dessous (cf. cartographie de DUEE, 1969):

- 1) Casa Mezzalora et ravin du torrent S. Elia,
- 2) Contrada Mastraticello à 2km au NW de S. Teodoro.

Cette position structurale traduit sans doute la disposition paléogéographique.

Les caractères pétrographiques des tuffites de Tusa ont été précisément analysés par OGNIBEN (1964) ainsi que par WEZEL et GUERRERA (1973). Rappelons qu'elles sont composées en majeure partie de fragments d'une roche phénoandésitique (40 à 90%), de grains de plagioclase de type andésine (10 à 40%), de biotite et de hornblende. Le quartz est peu abondant (< 20%). Ces fragments sont enveloppés dans une matrice chloritisée. Il existe toujours, accompagnant les détritiques volcaniques, une fraction d'origine plutono-métamorphique (quartz, orthose, plagioclases, muscovite, gneiss à grenats) et une fraction biodétritique (grands Foraminifères, Algues, Mollusques et Bryozoaires) souvent confinée à la sole microbréchique. La granulométrie reste assez fine, les débris volcaniques dépassant rarement le millimètre. On n'observe notamment pas de conglomérats, sauf des conglomérats intraformationnels dûs à du slumping. Les tuffites se répartissent plus vers le sommet que vers la base de la formation grés-micacée.

On distingue rapidement le faciès de Tusa de celui de Troina par sa séquence souvent plus épaisse, par ses teintes souvent plus sombres et plus contrastées, par ses bancs grés-tufacés de base de séquence épais (jusqu'à 14 mètres) et d'un vert sombre, par ses bancs micritiques plus fréquents. Les empreintes d'affouillement (flute-marks) sont communes, je n'en ai cependant pas entrepris le relevé systématique, non significatif dans le contexte tectonique (la plupart ont une composante vers le S).

L'origine du matériel volcanique est sujette à débat. Les deux hypothèses généralement avancées sont celle d'OGNIBEN (1969) qui voit un rapport avec "les laves limburgitico - andésitiques de l'Eocène du complexe panormide" et celle de WEZEL et GUERRERA (1973) qui postulent "une origine septentrionale du matériel par une vigoureuse érosion d'une chaîne de volcans actifs situés sur le bloc cristallin péloritain".

L'hypothèse d'OGNIBEN paraît difficilement soutenable. En effet, les coulées limburgitiques sont localisées dans la plate-forme interne de l'Apennin méridional et associées à des niveaux maestrichtiens - paléocènes (GRANDJACQUET et MASCLE, 1978), donc très antérieurs aux tuffites de Tusa. D'autre part, le matériel sédimentaire accompagnant les fragments volcaniques dans les tuffites de Tusa (microbrèches) n'est pas de type panormide. L'hypothèse de WEZEL et GUERRERA est plus vraisemblable et s'inscrit dans un cadre géodynamique plus vaste.

Les points essentiels que l'on retient à propos des tuffites sont les suivants:

- 1) Elles sont intimement liées au flysch grés-micacé lequel dérive clairement d'un socle métamorphique et de roches carbonatées antérieures. Les éléments remaniés correspondent bien à un socle de type kabylo-péloritain et à sa couverture, la chaîne calcaire. Le socle péloritain lui-même ne montre pas de témoins d'appareils volcaniques mais l'Oligo-Miocène péloritain contient parfois quelques fragments andésitiques, selon WEZEL

(ainsi que selon DUEE, *rens.oral*). Les zones externes de Sicile ne montrent pas de volcanisme contemporain.

- 2) Des tuffites apparemment analogues à celles de Tusa sont décrites par BROQUET (1968) dans la semelle tectonique du Numidien intermédiaire, près de Finale. Des Lépidocyclines, contenues dans des microbrèches associées, attestent d'un âge au moins oligocène.
- 3) Le banc de base de séquence représente une turbidite, ou plus souvent une succession de turbidites (granoclassement, structures sédimentaires). L'ichnofaune (Paleodictyon, Helminthoida, Cosmorhappe) est celle habituellement rencontrée dans les bassins profonds de type flysch. Le terme de flysch, au sens d'AUBOUIN, peut être appliqué à la formation, bien que des déformations antérieures à son dépôt affectent son substratum.
- 4) Il existe en dehors de la Sicile des formations détritiques comportant des niveaux tuffitiques. Il pourrait être fallacieux cependant de faire l'amalgame entre des formations dont l'âge ne serait pas identique.
 - Sur les zones internes bétiques (Alpujarrides, Malaguides), au sein de la formation burdigalienne transgressive de Millanas - Vinuela, sont intercalées des tuffites (CHAUVE et al., 1973).
 - De même, l'Oligo - Miocène kabyle de Grande Kabylie recèle des tuffites datées de la limite Aquitanien - Burdigalien (zone à Globigerinoides trilobus). Dans ces deux cas, il s'agit d'un magmatisme acide à tendance sodique (RIVIERE et al., 1977) et les tuffites sont associées à des silexites, ces dernières dérivant des premières par halmyrolyse.
 - En Lucanie méridionale, à l'E de la dorsale numidienne de Valsinni - Colobraro, OGNIBEN (1969) décrit des tuffites qu'il nomme "tuffites de Tusa", ce qui peut paraître une généralisation audacieuse à 300 kilomètres de distance. Ces tuffites offrent en effet la même composition pétrographique que celles de Tusa. Les tuffites que j'ai observées près de Rocca Imperiale se présentent souvent en gros bancs (jusqu'à 6 m), granoclassés et à flute-marks. Par contre, je n'ai pas constaté de rythmicité décamétrique comme dans le flysch grés-micacé. Aucune datation précise (Eocène au moins) n'est fournie.
 - Selon WEZEL (1973), les tuffites de Tusa se prolongeraient dans le Latium méridional par "le flysch arénacé de la Tolfa".
 - En Apennin central près d'Urbino, dans l'unité tectonique d'Ombrie et de Marches, réapparaissent des tuffites de types andésitique, rhyodacitique ou dacitique. Elles sont incluses dans le "Bisciario", formation essentiellement marneuse, très différente et postérieure au flysch grés-micacé (zone N8 de BLOW, selon GUERRERA, 1979).
 - En Apennin septentrional, les "Grès de Petriagnicola" ou les "Grès de La Spezia" offrent de fortes ressemblances avec ceux de Tusa. Leur âge primitivement considéré éocène - oligocène serait en fait miocène (MONTANARI et ROSSI, 1982). Le "Tripoli de Contignaco" appartiendrait à la zone N6 (GUERRERA, 1979).
 - Enfin, dans les chaînes alpines, les "Grès de Taveyanaz" en Savoie, les "Grès du Champsaur en Dauphiné et les "Grès d'Annot" en Haute-Provence reflètent également un volcanisme andésitique, sans doute plus ancien (Priabonien - Oligocène inférieur).
- 5) L'origine du matériel volcanique doit être recherchée dans un magmatisme de type calco-alkalin s'étendant sur l'Oligocène et le début du Miocène. Il convient également de tenir compte de l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale qui voit se produire de profonds bouleversements. Les premières manifestations de ce type de volcanisme se produisent à l'Oligocène inférieur avec l'estérellite du Dramont datée de 33 Ma et les andésites de Biella dans les Alpes franco-italiennes (32 Ma). Elles se développent à l'Oligocène supérieur - Aquitanien (22 à 26 Ma) dans la région de Nice - Monaco. A l'autre extrémité de la Méditerranée

occidentale, dans l'île d'Alboran, les andésites apparaissent plus tardivement (20 Ma) succédant aux tholeïtes.

Mais c'est en Sardaigne que l'on rencontre les édifices volcaniques les plus importants qui jalonnent le rift continental d'axe N-S, à l'W de l'île. La géophysique indique leur prolongement sous-marin. L'activité volcanique sarde s'étend de 33 Ma (Oligocène inférieur) à 13 Ma (Serravallien) avec un maximum entre 20 Ma et 18 Ma (Burdigalien). Les laves sont de nature trachy-andésitique, ce qui correspond parfaitement au matériel des tuffites de Tusa. Elles s'intercalent dans la formation d'Ussana, constituée de dépôts détritiques passant à des calcaires ou des marnes à microfaune pélagique.

Dans le bassin de Valence, au site 123 du forage D.S.D.P. (RYAN et al., 1973), c'est-à-dire dans le prolongement de l'axe de rift de la Sardaigne avant la dérive du bloc corso-sarde, des débris andésitiques ont été prélevés et datés de l'Aquitanién.

Il est donc très vraisemblable d'imaginer que la Sardaigne, le massif péloritain et le bassin du flysch de Tusa étaient proches dans la paléogéographie de l'Oligocène - Miocène inférieur. Nous retenons l'hypothèse de WEZEL (1974) que le flysch de Tusa représente une sédimentation de type fosse hellénique. C'est la subduction de la plaque africaine sous le bloc formé par les Péloritains, la Calabre, la Sardaigne et la Corse qui est à l'origine d'un volcanisme d'arc insulaire dont les produits se retrouvent partiellement dans le flysch de Tusa, voire plus loin dans le Numidien intermédiaire.

- 6) Bien qu'elles procèdent sans doute du même phénomène, les tuffites et silexites associées des Cordillères bétiques et de Grande Kabylie, ainsi que les silexites du Numidien sommital ne me paraissent pas être identiques aux tuffites de Tusa.

D'un point de vue chronologique, elles apparaissent dans un laps de temps assez condensé (un ou deux épisodes) dans le Burdigalien, zone N6 ou peut-être à la limite N5-N6, avec en particulier la présence de Globigerinoides trilobus. Les tuffites de Tusa s'étaient sur de nombreux horizons dont les plus récents ne dépassent pas l'Aquitanién supérieur, limite N4-N5 (malgré l'absence de Globigerinoides), d'après WEZEL et GUERRERA qui ont le plus "rajeuni" la formation.

D'un point de vue pétrologique, elles traduisent un volcanisme acide, rhyolitique ou rhyodacitique. Elles sont riches en esquilles vitreuses. Les tuffites de Tusa, pour leur part, proviendraient de laves andésitiques, et en certains cas, selon WEZEL (1974), de basaltes alumineux (ou méla-andésites).

- 7) Enfin, MONTANARI (1983) signale un passage latéral de marnes tuffitiques à faciès de Tusa à des marnes grisâtres à intercalations centimétriques de grès numidiens, au SW de Tusa près du Cozzo Difesa.

L) L' Oligo-Miocène péloritain

Nous avons déjà rappelé que l'Oligocène n'était pas clairement daté dans les formations discordantes sur le socle péloritain. Sa présence probable nous autorise cependant à garder ce terme montrant l'analogie avec l'Oligo-Miocène kabyle (où on rencontre les mêmes difficultés).

Le terme est synonyme de celui d'Oligo-Miocène molassique utilisé par CAIRE et ses élèves, mais il offre l'avantage de ne pas prêter le flanc à une discussion sémantique sur "les flyschs et les molasses". Il équivaut également au Flysch du Capo d'Orlando d'OGNIBEN qui tombe sous le coup des mêmes reproches.

Certaines autres formations sont à ranger avec plus de doute dans l'Oligo-Miocène péloritain car les datations font état d'Eocène supérieur, probablement à partir de faunes remaniées.

Ainsi, le Flysch de Frazzano, éocène supérieur - oligocène selon OGNIBEN, constituerait la base du Flysch du Capo d'Orlando.

De même, la Formation de Piedimonte Etneo de TRUILLET (1968), rapportée au Lutétien supérieur - Priabonien, forme localement la base de l'Oligo-Miocène péloritain. Il s'agit d'une formation rythmique, grès carbonatés - marnes, (alors que le pourcentage en CaCO_3 de l'Oligo-Miocène péloritain est normalement faible). Sa granulométrie est moyenne, avec cependant des niveaux à dragées de quartz ou plus rarement des galets de phyllades atteignant 15 cm. La couleur rousse des grès proviendrait de l'altération de minéraux ferrifères (j'ai noté une certaine abondance de biotite). Les figures de courant sont rares et se limitent à quelques rides ou convolutés de faible amplitude, généralement la structure interne des bancs est laminaire. En dehors d'une rythmicité binaire métrique, il n'apparaît pas de rythmicité décimétrique comme celle présentée par le flysch de Tusa. Les passées microconglomératiques contiennent des éléments calcaires que TRUILLET attribue à l'érosion de la chaîne calcaire.

Enfin, en divers endroits, TRUILLET et DUEE décrivent des conglomérats rouges qui rappellent, en plus développé, les brèches rubéfiées de Petite Kabylie. Leur origine est supposée continentale et leur âge au moins lutétien supérieur d'après les Nummulites contenues dans les galets. Ces auteurs signalent également, à la suite de BURCKARDT (1952), la présence de galets de roches inconnues dans le socle péloritain, à la fois dans les conglomérats rouges et dans les conglomérats de l'Oligo-Miocène péloritain. Il s'agit de granites, de microgranites et de porphyres de teinte variée. Parmi les différentes hypothèses susceptibles d'être avancées, il en est une que je retiendrai en priorité. Elle est à replacer avant la dérive du bloc corso-sarde et l'ouverture de la mer tyrrhénienne. Un épisode de "doming" aurait précédé le "rifting" du bassin nord-occidental de la Méditerranée occidentale. L'activation de l'érosion et la pente vers le SE aurait permis aux galets granitiques de Sardaigne orientale de recouvrir le domaine péloritain. C'est en quelque sorte le processus symétrique de celui qui aurait donné naissance aux Grès d'Annot.

Le terme d'Oligo-Miocène péloritain, selon moi, ne devrait être appliqué qu'aux formations discordantes sur le socle péloritain. Or, on constate que des formations proches par leur faciès et par leur âge recouvrent d'autres domaines structuraux. Ceci est bien analysé par DUEE (1969) qui montre que l'Oligo-Miocène déborde sur la chaîne calcaire et sur le flysch externe (flysch maurétanien dans la terminologie adoptée ici). Ces domaines tectonisés à l'Eocène moyen tendent à s'effacer et à être recouverts par la même chape détritique. Il serait préférable de rappeler chaque fois la nature du substratum de l'Oligo-Miocène pour éviter une banalisation, source de confusion.

Dans le même ordre d'idée, WEZEL (1974) généralise encore plus, en faisant l'amalgame de l'Oligo-Miocène péloritain (= flysch du Capo d'Orlando) et du Flysch de Reitano (formation détritique recouvrant le flysch grés-micacé de Troina-Tusa). C'est ce qu'il appelle le "Flysch de Reitano - Capo d'Orlando".

La succession stratigraphique de l'Oligo-Miocène péloritain se subdivise (TRUILLET, 1968; DUEE, 1969) en une partie inférieure conglomératique (0 à 300 mètres) et une partie supérieure rythmique argilo-gréseuse (plusieurs centaines de mètres). Cette évolution correspond à celle rencontrée sur les massifs kabyles.

- 1) L'accumulation conglomératique principale se produit au S du massif péloritain. La taille des blocs est parfois supérieure au mètre. TRUILLET constate qu'aux éléments métamorphiques s'adjoint une certaine proportion de galets calcaires mésozoïques, d'autant plus importante que l'on se rapproche de la chaîne calcaire. Ceci suppose l'existence de reliefs ou d'escarpements à l'intérieur du bassin, contribuant à une alimentation locale. Le seul élément de datation des conglomérats est l'âge ypréso-lutétien des galets les plus récents (TRUILLET, 1968).
- 2) Le membre argilo-gréseux supérieur montre une alternance de bancs de grès micacés et feldspathiques souvent épais et d'argiles sableuses. Je n'ai pas discerné de séquences d'ordre supérieur, sauf une évolution progressive vers une plus grande

séquences d'ordre supérieur, sauf une évolution progressive vers une plus grande régularité. Des récurrences conglomératiques apparaissent à plusieurs reprises.

Les datations sont rares. DUEE (1969) cite dans les grès Nummulites intermedius du Stampien. COURME-RAULT donne un âge N4 grâce à Globorotalia acrostoma, G. opimana, Globoquadrina gr. dehiscens étayé par une nannoflore NP25-NN1 à Triquetrorhabdulus carinatus. A la partie supérieure, TRUILLET (1968) reconnaît: Globigerinoides quadrilobatus trilobus, C. chipolensis, Globigerina falconensis, G. juvenilis, G. praebulloides praebulloides, G. angustiumbilicata, Globorotalia cf. siakensis = mayeri, G. cf. scitula. G. mayeri indique au moins l'Aquitainien N4. Faut-il voir Globigerinoides quadrilobatus primordius ou G. trilobus dans l'espèce de Globigerinoides citée ? En ce dernier cas l'âge serait au moins N5. GUERRERA et WEZEL (1974) citent dans la partie basale près du Capo d'Orlando des Globoquadrina gr. dehiscens qui indiqueraient au moins la partie basale de la zone N4. BONARDI et al. (1981) citent G. immaturus et une nannoflore indiquant la zone N5-6. Ainsi, l'âge de l'Oligo-Miocène péloritain est mal étayé. Les silexites n'ont pas été observées.

J'ai effectué quelques observations sédimentologiques dans la partie supérieure de la formation dans la région de Malvagna (HOYEZ, 1976). Les bancs de grès constituent des turbidites typiques avec les intervalles classiques de BOUMA, les empreintes de base (flute-marks) et les traces fossiles (Spiroraphe). Les directions de courants sont assez dispersées, de manière prépondérante vers l'W. De nombreux niveaux de slumping apparaissent dans les cent derniers mètres dont certains montrent de beaux plis déversés et des micro-chevauchements. Ces figures de glissement témoignent de la pente sédimentaire. Les mesures opérées dans plusieurs torrents conduisent à dire que cette pente a une composante principale orientée vers le N.

Le passage de l'Oligo-Miocène péloritain à la nappe des Argille scagliose est progressif. Les turbidites sont envahies par des coulées boueuses précédant le corps de la nappe. Il s'agit d'un fait clairement décrit par TRUILLET (1961, 1968) et DUEE (1969) que l'on peut rapprocher de la notion d'olistostrome généralisée par BOUILLIN et al. (1973) en Kabylie. La nappe des A.S. s'est mise en place sous l'eau et il ne semble pas qu'il y ait eu de temps mort entre la sédimentation turbiditique et l'olistostrome. Les modalités sont variables avec globalement un enrichissement en argile. DUEE note des inclusions, "des noisettes, des galets mous ou des poches d'argiles vertes ou rouge lie-de-vin". Dans le torrent Iatro, j'ai observé l'oblitération progressive en moins de 20 mètres de la sédimentation turbiditique par des argiles mêlées à des galets ou à des blocs de micrite et de grès.

Le rapprochement entre une activation de la pente sédimentaire (slumpings) et l'apparition de reliefs tectoniques (olistostrome) me paraît utile, car il s'agit, selon moi, d'un même phénomène continu qui s'amplifie. Comme on ne dispose pas d'éléments directs témoignant du sens d'écoulement de la nappe, des indices prémonitoires comme les slumpings pourraient être considérés avec profit. Ces observations ponctuelles portent à retenir une hypothèse citra-péloritaine pour la mise en place des flyschs.

M) L'extension probable des olistostromes

Ainsi qu'il vient d'être dit, le domaine péloritain est recouvert par un olistostrome précédant le déferlement de la nappe chaotique des Argille scagliose. Ce phénomène est postérieur à l'Oligo-Miocène péloritain et antérieur à la "molasse calcaire" discordante. CAMPISI (1960) attribue à cette molasse un âge N9 = Langhien d'après la présence d' Orbulina universa et Globorotalia mayeri. La nappe des A.S. supra-péloritaine inclut des blocs de grès numidiens (pas à sa base néanmoins), ce qui situe également sa mise en place tectonique postérieurement à leur dépôt (au moins dans sa phase ultime). Hypothétiquement, je place cet olistostrome à la fin de N8 ou au tout début de N9.

En dehors du domaine péloritain, seuls WEZEL et GUERRERA (1974) font état d'olistostromes ou de mélanges recouvrant d'autres ensembles structuraux, au cours du Miocène inférieur. Il est souvent difficile d'apporter la preuve de tels phénomènes. A partir d'observations presque identiques, des interprétations très différentes peuvent être formulées. Cette mise en garde faite, je rappellerai les résultats de ces auteurs auxquels j'ajouterai quelques observations personnelles.

1) L'olistostrome superposé au flysch grés-micacé de Troina-Tusa

Olistostrome ou semelle chaotique de nappe ? Deux conceptions différentes s'opposent, l'une proposée par WEZEL et GUERRERA, l'autre par DUEE (1969). La partie supérieure des figures 50 et 51 de la thèse de DUEE résumant bien la question. Les coupes intéressent soit la bordure de la grande plaque de Reitano (Tusa, Mistretta), soit la bordure de la plaque de Capizzi (Mont Malaspina). On observe la superposition, de bas en haut, de 3 ensembles:

Ensemble 1: Le flysch grés-micacé de Troina-Tusa et son substratum débités en plusieurs écaillés souvent renversés.

Ensemble 2: Des argiles varicolores contenant des éléments divers (de la taille du bloc au panneau de plusieurs dizaines de mètres). Ces éléments ont été analysés par de nombreux auteurs (ACCORDI, 1958; CERETTI, 1960; OGNIBEN, 1964; DUEE, 1962, 1969; GUERRERA et WEZEL, 1974). Ils y reconnaissent notamment: des radiolarites associées à des calcaires à Protoglobigérines du Dogger, des calcaires à Saccocomidés, à Calpionelles et à Aptychus du Berriasien-Valanginien, d'assez abondants grès quartzites verts de type Monte Soro, des calcaires gréseux gris à petites dragées de quartz blanc du Paléocène - Yprésien, des calcaires microbréchiques et bréchiques à Nummulites, Discocyclines et Operculines, des argiles et des marnes rouges à passées siliceuses. Cet inventaire recouvre des faciès appartenant soit au flysch maurétanien, soit à la chafne calcaire externe. GUERRERA et WEZEL y ajoutent des marnes sableuses et des grès de type Reitano et des grès verdâtres de leur "flysch de Malia".

Dans la coupe du Mont Malaspina, j'ai relevé également la présence de gros bancs de grès (3 m) à base conglomératique évoluant vers un grès calcaire feuilleté au sommet, suivis par des marnes gris clair. Ce faciès évoque le flysch grés-micacé de Tusa.

A la partie sommitale de cet ensemble, dans des argiles varicolores, un échantillon a livré à GUERRERA et WEZEL: Globigerinoides bisphericus et G. quadrilobatus. Ceci indiquerait la zone à G. bisphericus ou N8 (Burdigalien élevé - Langhien basal). Pour ces auteurs, l'ensemble 2 correspond à un ou plusieurs olistostromes qu'ils dénomment "Olistostrome du Mont Malaspina".

En contradiction apparente avec lui-même, WEZEL (1974) considère par ailleurs que l' "olistostrome du Mont Malaspina" appartient à la partie basse de la zone N6.

Ensemble 3: La formation de Reitano avec des niveaux conglomératiques. Pour GUERRERA et WEZEL, il existe un passage graduel entre les ensembles 2 et 3, avec des alternances d'argiles varicolores et de turbidites gréseuses ainsi que des structures de slumping. Nous reviendrons sur ce point lors de la discussion de l'âge de cette formation.

Il apparaît que si l'on place un contact mécanique ou stratigraphique entre ces trois ensembles, on aboutit à des conclusions très divergentes. Pour ma part, j'ai la conviction que d'une part les conglomérats, d'autre part l'état chaotique des blocs n'ont pu prendre naissance que dans un environnement sédimentaire fortement perturbé (glissements et coulées en masse). J'imagine assez mal que de telles conditions aient pu prévaloir dans un endroit fixe entre le Jurassique et l'Oligocène et il me paraît plus logique de concevoir un seul épisode à la fin du Miocène inférieur.

J'ajouterai une observation personnelle faite à l'occasion de nouvelles tranchées sur la route de Troina à Catane, près du Fiume di sotto di Troina. Au

sein d'argiles varicolores à stratification souvent visible, soulignée par de minces niveaux de grès fins, sont incluses des masses lenticulaires de grès micacés à faciès de Troina associées à des blocs de micrite ou de calcarénites à faciès crétacé supérieur. Certains de ces tronçons de bancs possèdent une surface couverte de flute-marks indiquant une polarité contraire à celle de la formation qui les inclut. Aucune indication paléontologique ne permet de dater ce phénomène de résédimentation dont on ne peut que dire qu'il est postérieur au flysch grés-micacé.

Par ailleurs, on peut évoquer le cas de la lame du Mont Pomiere (DUEE, 1965; ANDREIEFF et al., 1974) qui offre beaucoup d'analogie avec l'éventuel olistostrome du Mont Malaspina, c'est-à-dire une série d'épaisseur réduite (de l'ordre de 200 mètres) et largement conglomératique. J'ai déjà rappelé ma divergence d'opinion avec mes collègues sur l'origine du matériel sédimentaire, exclusivement interne selon moi. En l'absence de données supplémentaires, en particulier de datation de la matrice argileuse des conglomérats, le constat s'arrête là.

Enfin, on peut être tenté de faire le rapprochement entre l'olistostrome du Mont Malaspina et les formations prédorsaliennes de l'arc bético-rifain (âge, nature des blocs). DUEE (1962) indique même la présence dans les argiles varicolores de "quelques blocs de grès à dragées du Numidien", ce qui appuierait encore la comparaison.

2) L'olistostrome superposé au Numidien intermédiaire

Dans des conditions d'affleurement précaires, GUERRERA et WEZEL (1974) observent un "mélange" coïncé entre la nappe du Numidien intermédiaire (Nébrodien) et la nappe du Monte Soro. Il contiendrait des calcaires assimilables à ceux apparaissant sous le flysch de Tusa, des grès de type Monte Soro et des grès numidiens. Un échantillon marneux inclus dans les argiles chaotiques a fourni Mioquypsina et Globoquadrina dehiscens attestant au moins la zone N4 sommitale, selon ces auteurs.

3) L'olistostrome superposé au Numidien externe

BROQUET (1968), utilisant la terminologie de "klippes sédimentaires", décrit au sommet du Numidien externe dans des marnes grises gréseuses et glauconieuses des inclusions chaotiques de grès et d'argiles numidiennes ainsi que d'argiles varicolores. Ces klippes sédimentaires précéderaient la mise en place de la nappe des A.S.. Au-dessous des klippes sédimentaires, les marnes sont datées de la zone à Globorotalia mayeri (N 14, Serravalien supérieur), alors qu'au-dessus elles appartiennent à la zone à Globorotalia menardii (N 15, Tortonien basal).

N) La formation de Reitano

La formation de Reitano consiste en une épaisse série (600 m environ) de turbidites gréseuses et de coulées en masse. Elle couronne la "nappe de Reitano" (OGNIBEN, 1960; BROQUET et al., 1963; DUEE, 1965, 1969) charriée généralement sur le Numidien (interne, intermédiaire ou externe). Elle s'étend de manière restreinte à l'W de Cefalù (BROQUET, 1968) et se développe dans les Nebrodi (DUEE, 1969) où ses barres épaisses constituent l'armature de plusieurs reliefs ("plaques" de Reitano, de Capizzi et de Troina). En Lucanie, la formation de Gorgoglione représente sans doute son équivalent.

Le contenu lithologique de cette formation a été relativement bien décrit par divers auteurs (CERETTI, 1960; OGNIBEN, 1960; DUEE, 1962, 1969; WEZEL, 1967, 1974; BROQUET, 1968; GUERRERA et WEZEL, 1974). Je résumerai les points essentiels, en y ajoutant des résultats personnels de mesure de directions de courants.

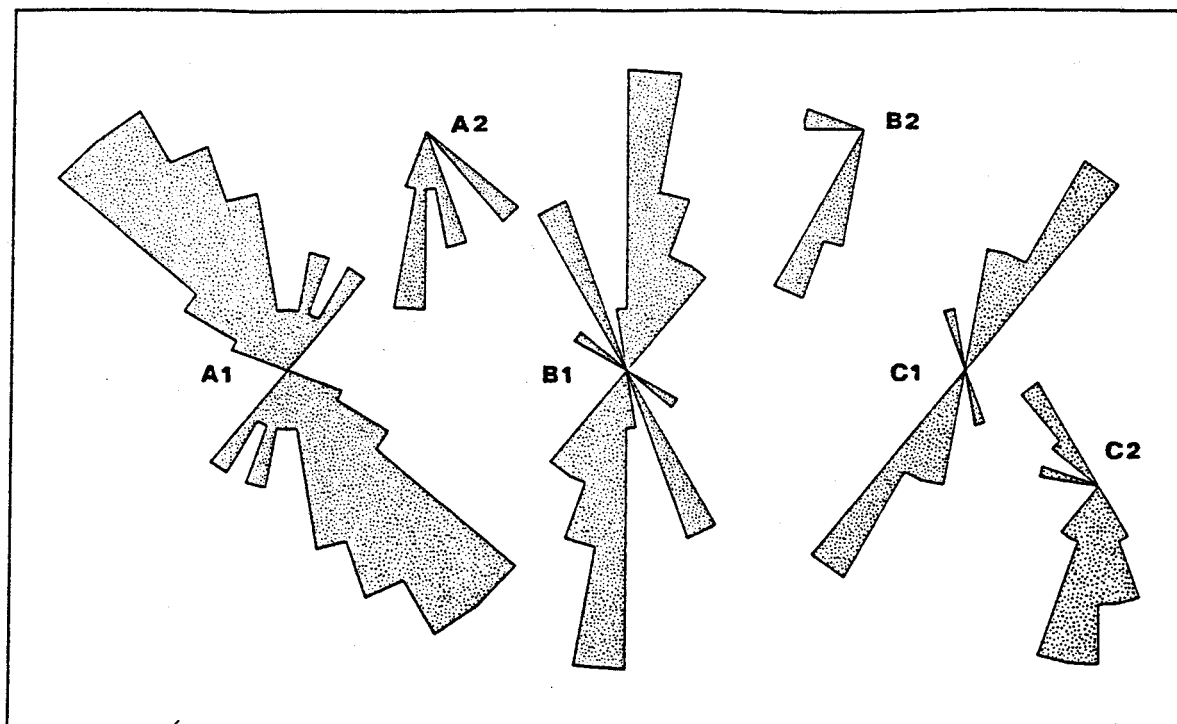


FIGURE 158

ROSETTES DE COURANTS DANS LA FORMATION DE REITANO
 A) "plaque" de Reitano - B) "plaque" de Capizzi - C) "plaque" de Troina
 1) figures de courant sans polarité - 2) figures de courant avec polarité

Globalement, la formation de Reitano est plus grossière à la base (conglomérats avec des éléments pouvant atteindre un mètre) qu'au sommet (marnes sableuses plus abondantes). Cette évolution verticale doit cependant être corrigée de fortes variations latérales de faciès (disparition possible des conglomérats). Les éléments des conglomérats et des grès proviennent d'un socle de type péloritain (avec un pourcentage de granites supérieur à celui qu'on peut rencontrer dans ce socle), de la chaîne calcaire et, en quantité moindre, du flysch du Monte Soro. DUEE (1969) note également la présence, au sein des grès, de paquets ou de "klippes sédimentaires" d'argiles rouges du Crétacé supérieur.

En dehors des conglomérats qui représentent des glissements sous-marins en masse, les bancs de grès offrent l'aspect de turbidites. Les intervalles de BOUMA complets sont souvent réalisés: intervalle a granoclassé, b à lamination parallèle, c à rides et convolutes à crêtes déversées et tronquées, d à lamination parallèle. Des coupes partielles m'ont montré une organisation des bancs en séquences "thickening-upward" de quelques mètres à une dizaine de mètres d'épaisseur. Cet ensemble de caractéristiques différencie nettement, au niveau de l'affleurement, la formation de Reitano de celle de Troina-Tusa bien que toutes deux soient formées de grès feldspathiques et micacés très voisins.

Les figures de courant les plus fréquentes sont les cannelures (groove-marks), ainsi que les marques d'impact. Les flute-marks et les frondescences sont relativement rares. Au sein des bancs, les micro-stratifications obliques et les crêtes déversées de convolutes sont moins commodes à mesurer. Les rosettes de courant de la figure 158 visualisent les résultats. Trois zones sont séparées, elles correspondent à trois lames tectoniques indépendantes: plaque de Reitano, plaque de Capizzi et plaque de Tusa. D'autre part, on a distingué les figures ayant une polarité de celle qui n'en ont pas. On constate que l'écart angulaire est assez faible entre ces deux types de figures. La dispersion du matériel détritique est de manière prépondérante orientée vers le S (les flutes à composante nord dans

les plaques de Capizzi et de Troina sont nettement minoritaires). On passe d'un mode SSE dans la plaque de Reitano à un mode SSW dans la plaque de Troina. L'interprétation de cette divergence peut être soit sédimentaire, soit tectonique (rotation). En ce qui concerne l'origine du matériel sédimentaire, il convient de demeurer prudent dans les déductions que l'on peut faire à partir de ces mesures, en particulier ne pas négliger l'importance de la forme du fond sous-marin et de la déflexion possible par des courants de fond. Ces réserves faites, une forte présomption conduit à placer l'ensemble structuré socle péloritain, chaîne calcaire et flysch du Monte Soro au N du bassin de la formation de Reitano.

Un des points qui restent mal définis est l'âge de la formation de Reitano, principalement sa base. La pauvreté en microfaune planctonique et l'abondance des remaniements en sont la cause. Les données disponibles sont celles de CERETTI (1960), d'OGNIBEN (1960), de WEZEL et GUERRERA (1974), de COURME-RAULT (1985, résultats repris dans COURME-RAULT & MASCLE, 1987).

Selon WEZEL (1974), la base de la formation de Reitano est datée de la partie inférieure de la zone N6, par la présence de Globigerinoides altiaperturae, G. immaturus, G. cf. sacculifer. Puis à 150-200 mètres de la base, WEZEL citant GUERRERA fixe un âge N6, avec Globigerinoides cf. obliquus, Globigerinita unicava (d'après certaines sources, il me semble cependant que G. obliquus soit nettement postérieure).

Cette attribution peut sembler en contradiction avec l'âge N3 supérieur donné au conglomérat de Caronia (GUERRERA et WEZEL, 1974) d'après Globigerina cf. baroemoensis, G. sellii, Globigerinella insueta, Globigerinita dissimilis, G. naparimaensis, G. praestainforthi, G. gr. unicava, Globoquadrina praedeheiscens, G. gr. tripartita, Globorotalia gr. cocaensis, G. continuosa. Certaines formes (Globigerinatella insueta, par exemple) me semblent apparaître plus tardivement.

La seconde contradiction provient, comme il a déjà été vu, de l'âge de l'olistostrome du Mont Malaspina dans la coupe de Mistretta (GUERRERA et WEZEL, 1974). Les auteurs concluent, sur la base d'un échantillon, à la partie inférieure de la zone N8. Dans l'hypothèse de la continuité stratigraphique de la formation de Reitano, cette dernière débiterait donc au moins dans la zone N8.

Il est évident, selon moi, qu'on ne peut admettre un diachronisme aussi important (N3 à N8) pour la base de la formation de Reitano et que ces attributions sont à corriger (remaniements dans un cas ou/et contact mécanique dans l'autre).

Deux autres échantillons à 200 mètres de la base ont également livré à GUERRERA et WEZEL: Globigerina cf. bulloides, G. cf. falconensis, Globigerinita unicava, Globigerinoides cf. obliquus, Globoquadrina deheiscens s.s., Globorotalia obesa. Il s'agirait vraisemblablement pour ces auteurs de la zone N6 (Burdigalien inférieur).

Pour CERETTI (1960) la partie supérieure de la formation de Reitano (= formation de Pettineo) contient Globigerina cf. bulloides, G. triloculinoides et Globorotalia scitula entre autres, indiquant selon l'auteur le Langhien-Helvétien. Selon moi, cette association ne semble pas permettre d'affirmer un âge plus récent qu'Aquitainien supérieur.

Dans les niveaux les plus élevés, OGNIBEN (1960) cite: Orbulina universa, Globigerina bulloides, Globigerinoides sacculifer, G. dinapoli, Globoquadrina altispira, Globorotalia scitula ventriosa et conclut à un âge vraisemblablement helvétien.

Les résultats de COURME-RAULT (1985) sont étonnants. Après étude de nombreux échantillons, dans les coupes de Troina, Cerami et Reitano, cet auteur conclut à un âge éocène supérieur- oligocène moyen. En fait, les Foraminifères planctoniques décrits sont extrêmement rares et peu précis (Globigerina tripartita, G. increbescens, G. venezuelana). C'est le nannoplancton abondant qui supporte cette datation avec comme espèce la plus récente Sphenolithus distentus, soit NP23. Il me paraît évident que ces faunes sont remaniées car la datation est doublement en contradiction:

- 1) avec les datations citées de la formation de Reitano,
- 2) avec les datations du flysch de Troina-Tusa (voir ci-avant) sur lequel la formation de Reitano repose stratigraphiquement.

En définitive, des incertitudes persistent sur la datation des premiers horizons de la formation de Reitano. Une forte présomption se porte sur la zone N6, mais on ne peut exclure qu'ils apparaissent plus tôt (N3) ou plus tard (N8). La formation s'étend jusque dans le Miocène moyen.

Du choix retenu dépend fondamentalement l'interprétation géodynamique. Résumons les principales conséquences de celui que nous faisons ici:

- 1) La formation de Troina-Tusa et la formation de Reitano sont liées cartographiquement et stratigraphiquement. Entre le dépôt de ces deux formations (pendant la zone N6) se place un épisode tectonique ayant pour effet de plisser et de déliter la formation de Troina-Tusa (et son substratum) en plusieurs écaillés. Il s'accompagne de la mise en place d'un olistostrome. Cet intermède n'est pas ressenti partout avec la même intensité, ainsi dans certaines zones, il se réalise une pseudo-concordance et une absence de dépôt d'olistostrome.
- 2) La formation de Reitano débute vers la fin de la sédimentation des grès numidiens.
- 3) La formation de Reitano commence bien après l'Oligo-Miocène péloritain. Je ne partage pas la terminologie de WEZEL qui en fait l'amalgame ("Flysch de Reitano - Capo d'Orlando").
- 4) Bien que les arguments stratigraphiques soient faibles, il semble falloir distinguer l'olistostrome surmontant le flysch de Troina-Tusa de celui surmontant l'Oligo-Miocène péloritain. Selon WEZEL (1974), l'olistostrome supra-péloritain est plus tardif (zone N8 supérieure) et traduirait une phase tectonique langhienne.
- 5) Bien que par certains côtés la formation de Reitano présente des ressemblances avec l'Oligo-Miocène péloritain, c'est la formation de Troina-Tusa qui en représente le mieux l'équivalent stratigraphique.

IV) CONCLUSION

L'évolution oligo-miocène de la Sicile doit être replacée dans celle, plus générale, de l'arc calabrais et ces considérations ne seront abordées qu'à la fin de l'ouvrage. On peut avancer dès à présent que des déplacements vers l'ESE ont dû avoir une grande amplitude, en particulier la translation du bloc péloritano-calabrais. Ces mouvements obliques par rapport aux zones isopiques siciliennes sont difficiles à apprécier et à restituer. Les coupes schématiques sous la forme desquelles nos conclusions sont représentées ne doivent pas être interprétées de manière "cylindriste".

La figure 159, à rapprocher de la figure 154, replace côte à côte les séries analysées et ayant entre elles des affinités au Miocène inférieur-moyen. La figure 160 retrace les épisodes sédimentaires et tectoniques de l'Oligocène supérieur au Langhien. Le bloc péloritain y est représenté fixe par rapport au bassin des flyschs qui se déplace et se déforme.

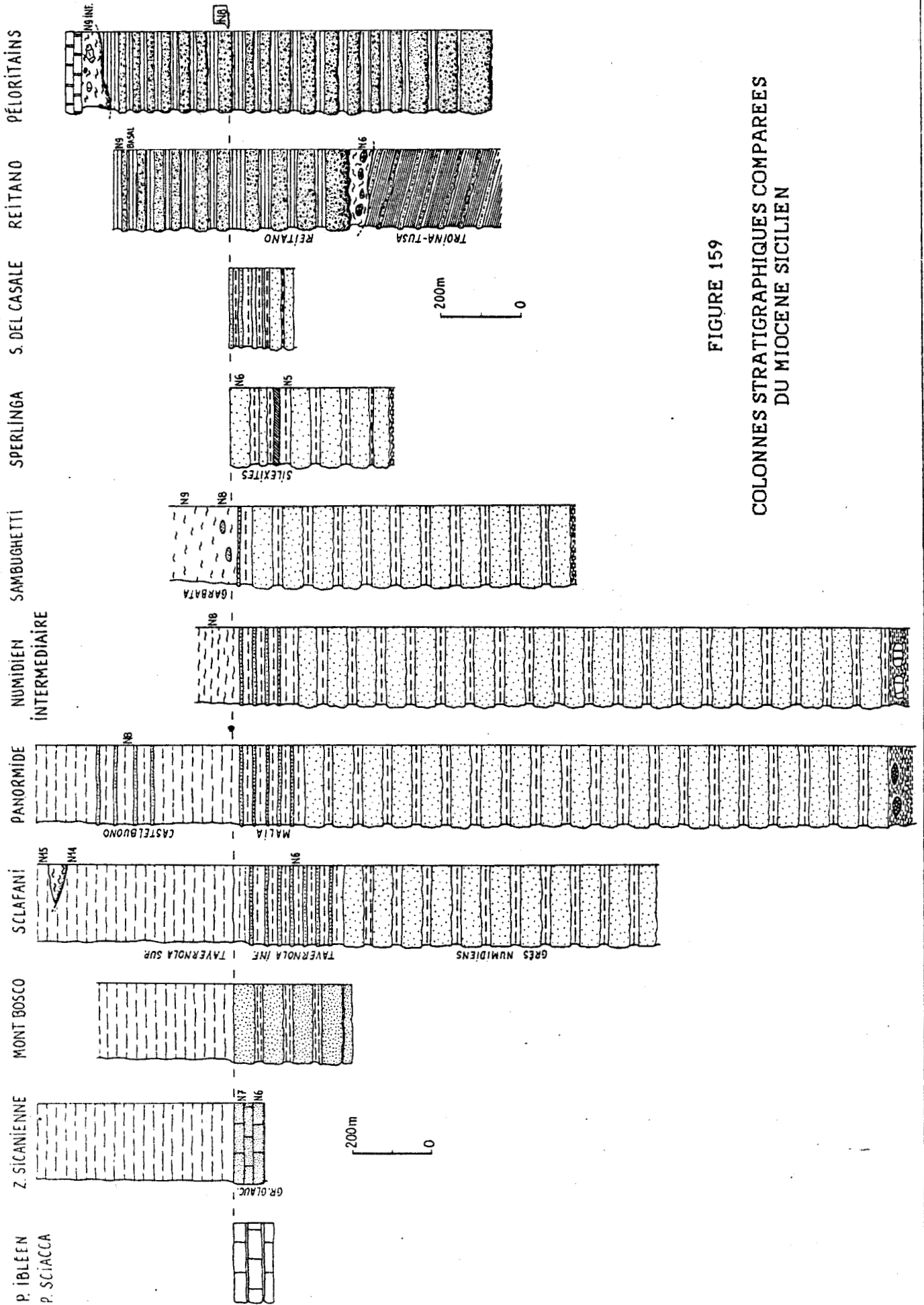


FIGURE 159
 COLONNES STRATIGRAPHIQUES COMPAREES
 DU MIOCENE SICILIEN

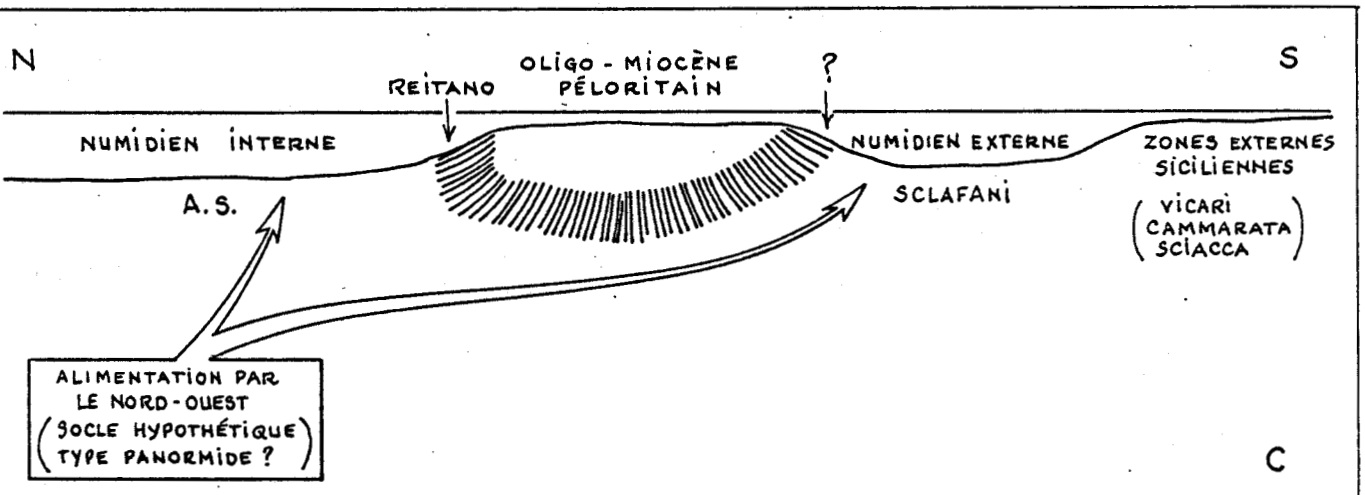
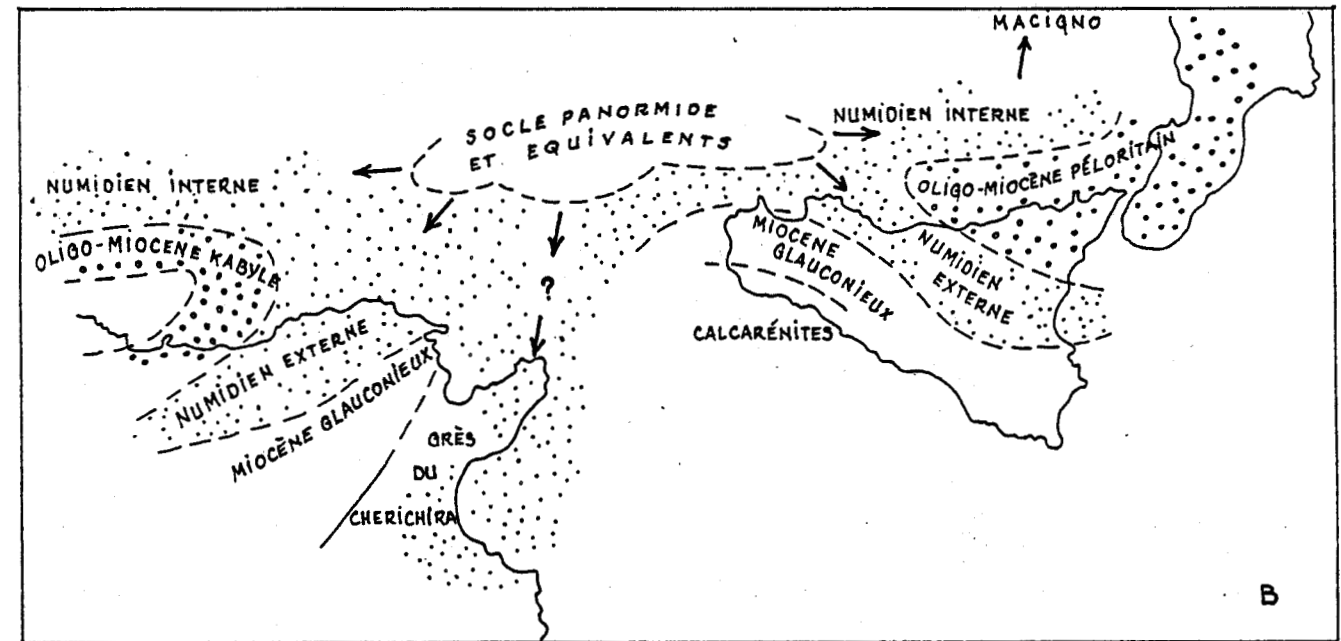
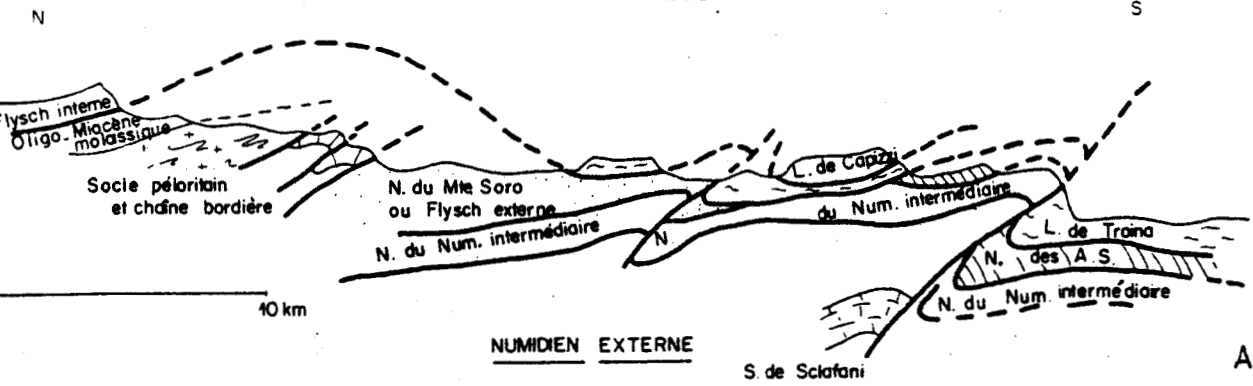
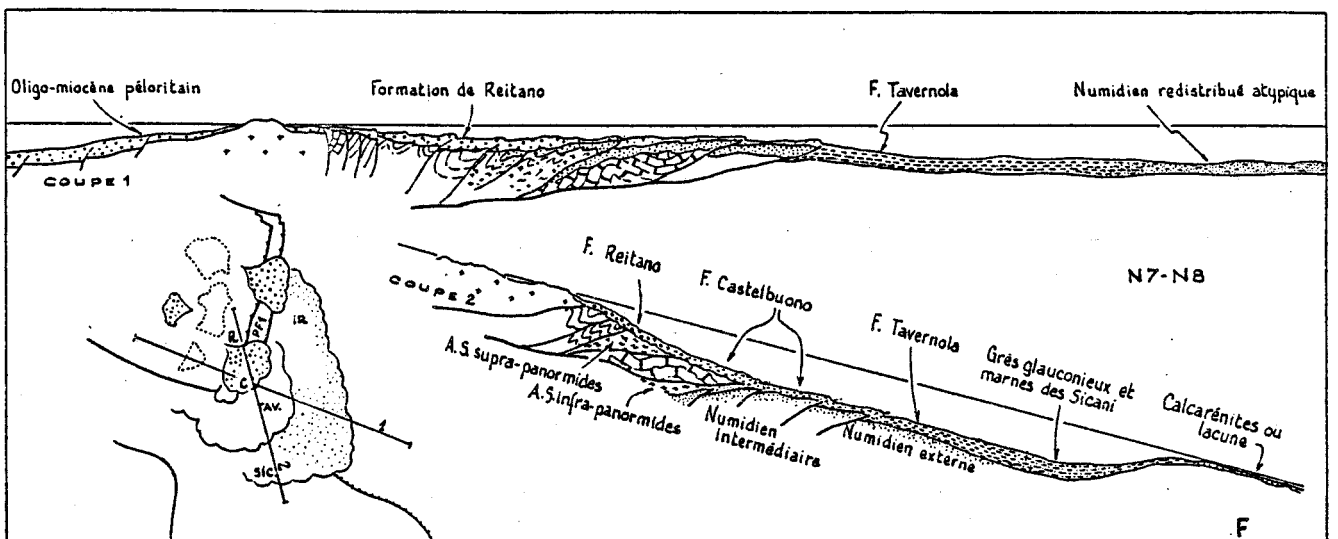
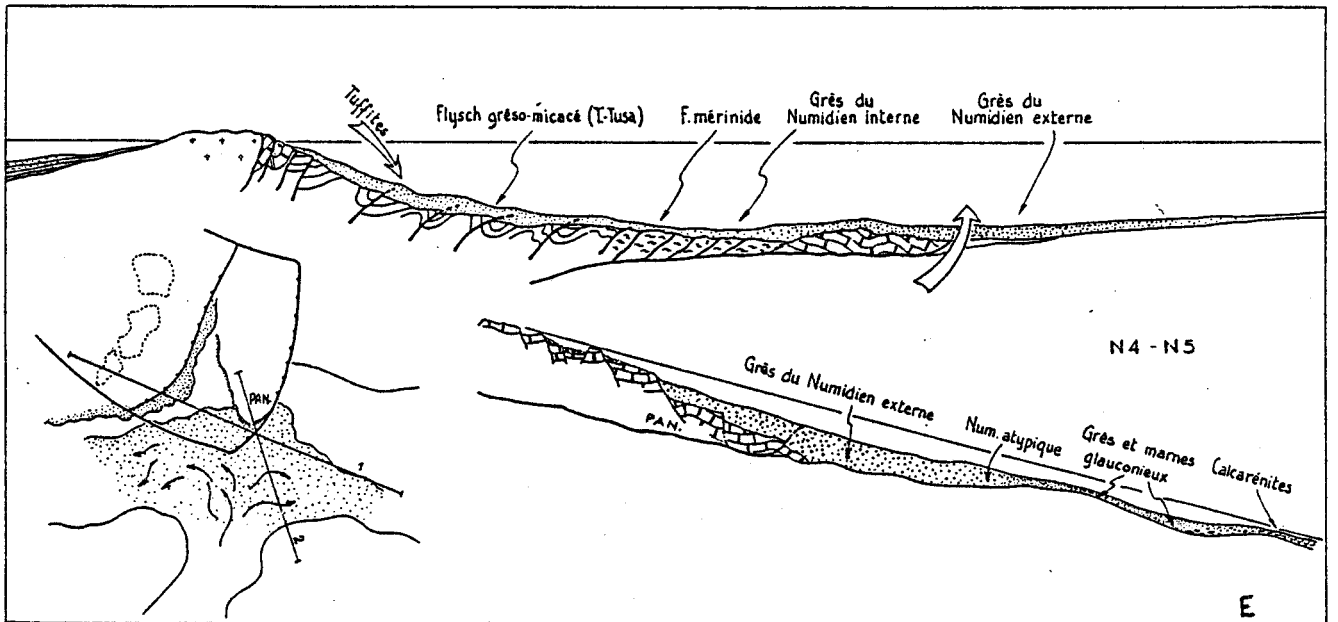
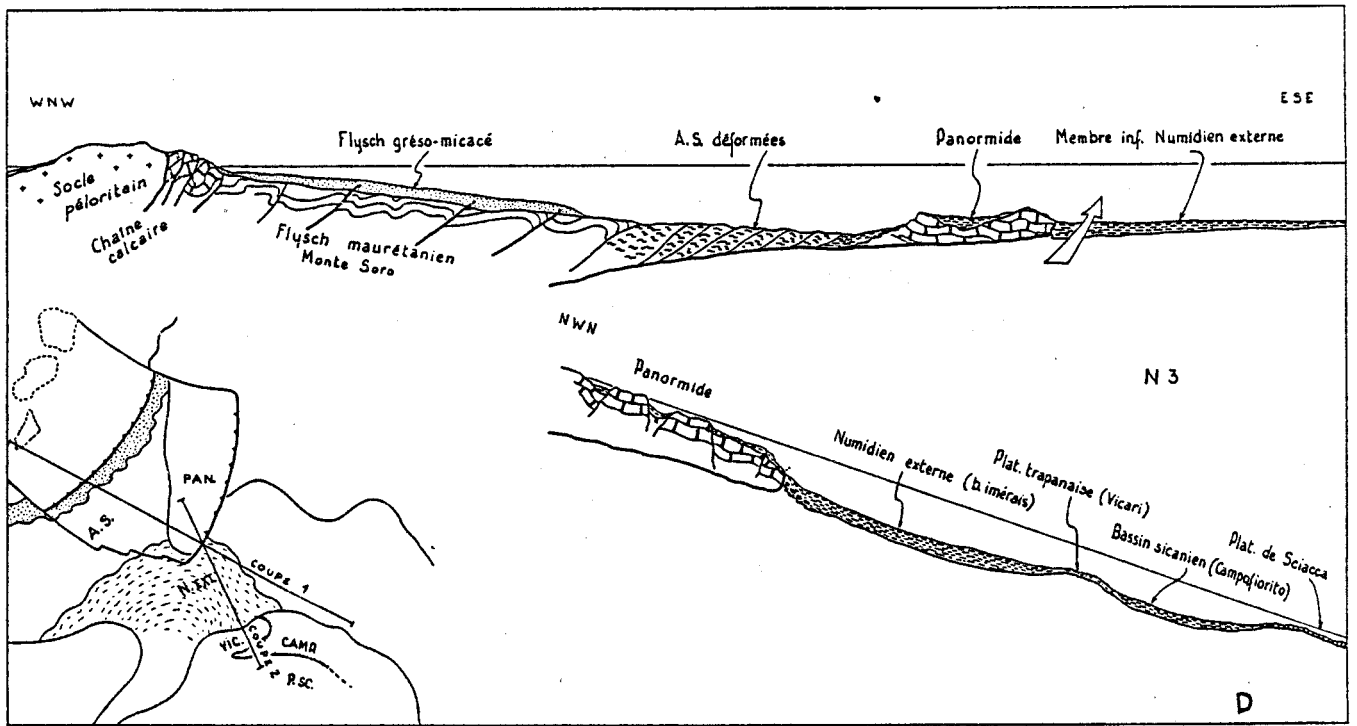


FIGURE 160 A : COUPE STRUCTURALE SCHEMATIQUE SUR LA TRANSVERSALE DES NEBRODI, d'après DUEE (1969).

FIGURE 160 B et C : RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DE LA REGION SICULO-TUNISIENNE A L'OLIGO-MIOCÈNE, d'après BROQUET et al. (1967). Illustration de l'hypothèse d'un bassin du Numidien interne situé au N des massifs kabyle et péloritain, ainsi que de l'alimentation septentrionale du Numidien.

FIGURE 160 D, E et F (page suivante) : COUPES PALEOGEOGRAPHIQUES DU BASSIN DES FLYSCHS SICILIENS, ENTRE L'OLIGOCÈNE SUPERIEUR ET LE MIOCÈNE MOYEN. Cette conception alternative à la précédente est adoptée dans l'ouvrage.



LES CHAINES D'APENNIN MERIDIONAL

L'Apennin est généralement divisé en Apennin septentrional et en Apennin méridional de part et d'autre de la ligne Anzio-Ancone (fig.161). L'Apennin méridional dont il sera uniquement question ici résulte du rapprochement tectonique d'un domaine de plate-formes et de bassins constituant un "avant-pays" et de domaines divers (cratonique, océanique), dits pré-apenniniques, représentés par des nappes charriées sur l'avant-pays.

Des sédiments à faciès flysch se sont déposés à la fois dans des bassins implantés sur l'avant-pays et dans des bassins pré-apenniniques. Aujourd'hui, ils se trouvent confrontés géographiquement et il est donc nécessaire de débrouiller l'écheveau structural avant de les analyser. Le Numidien fait partie de ceux-ci.

Au cours de l'intervalle de temps pendant lequel le Numidien se dépose (Miocène inférieur) des déformations tectoniques se succèdent et sont responsables de modifications profondes de la paléogéographie antérieure. Les bassins et les plate-formes édifiés au Mésozoïque subissent un raccourcissement et sont recouverts par des nappes progressant vers l'E. La définition d'ensembles dans cette paléogéographie mouvante est nécessairement schématique, nous suivrons ici le modèle et la terminologie développés par les universitaires italiens.

I. GENERALITES

A) L'héritage mésozoïque

Trois plate-formes récifales s'individualisent à partir du Trias supérieur (fig.161 et 162). On distingue d'W en E:

- une plate-forme interne ou plate-forme campano-lucanienne (= plate-forme calabro-campanienne = PF1 de GRANDJACQUET et MASCLE, 1978).
- une plate-forme intermédiaire ou plate-forme abruzzo-campanienne (=PF2).
- une plate-forme externe ou plate-forme apulienne (=PF3).

Entre ces plate-formes se situent deux bassins:

- le bassin du Lagonegro, à sédimentation calcaro-silico-argileuse. Son Jurassique - Crétacé inférieur affleure presque continûment de Lagonegro au S à Pescopagano au N. Seul le Crétacé supérieur - Paléogène se poursuit plus au N jusque vers Campobasso. Son prolongement vers le N n'est pas assurée: les plate-formes interne et intermédiaire pourraient se rejoindre dans cette direction.
- le bassin du Molise. Ce bassin est mal individualisé car le fossé néotectonique du Bradano s'y est superposé et il n'est connu que par sondage ou par des variations de faciès en bordure des plate-formes. Il s'y dépose essentiellement des calcaires à silix, des marnes et des calcaires de type scaglia. On peut envisager que ce domaine se rattache à celui d'Ombrie - Marches de l'Apennin septentrional.

A l'W du domaine apenninique s'étend le domaine pré-apenninique constitué d'un vaste bassin, la Téthys ligure, partiellement à croûte océanique. Sa marge occidentale est formée par le bloc corso-sarde, partie intégrante de la plaque européenne.

La place primitive de la Sila n'est pas unanimement fixée. Certains (GRANDJACQUET et al., 1972; DERCOURT et al., 1984) voudraient y voir à l'origine un haut-fond prolongeant la ride insubrienne, proche du domaine

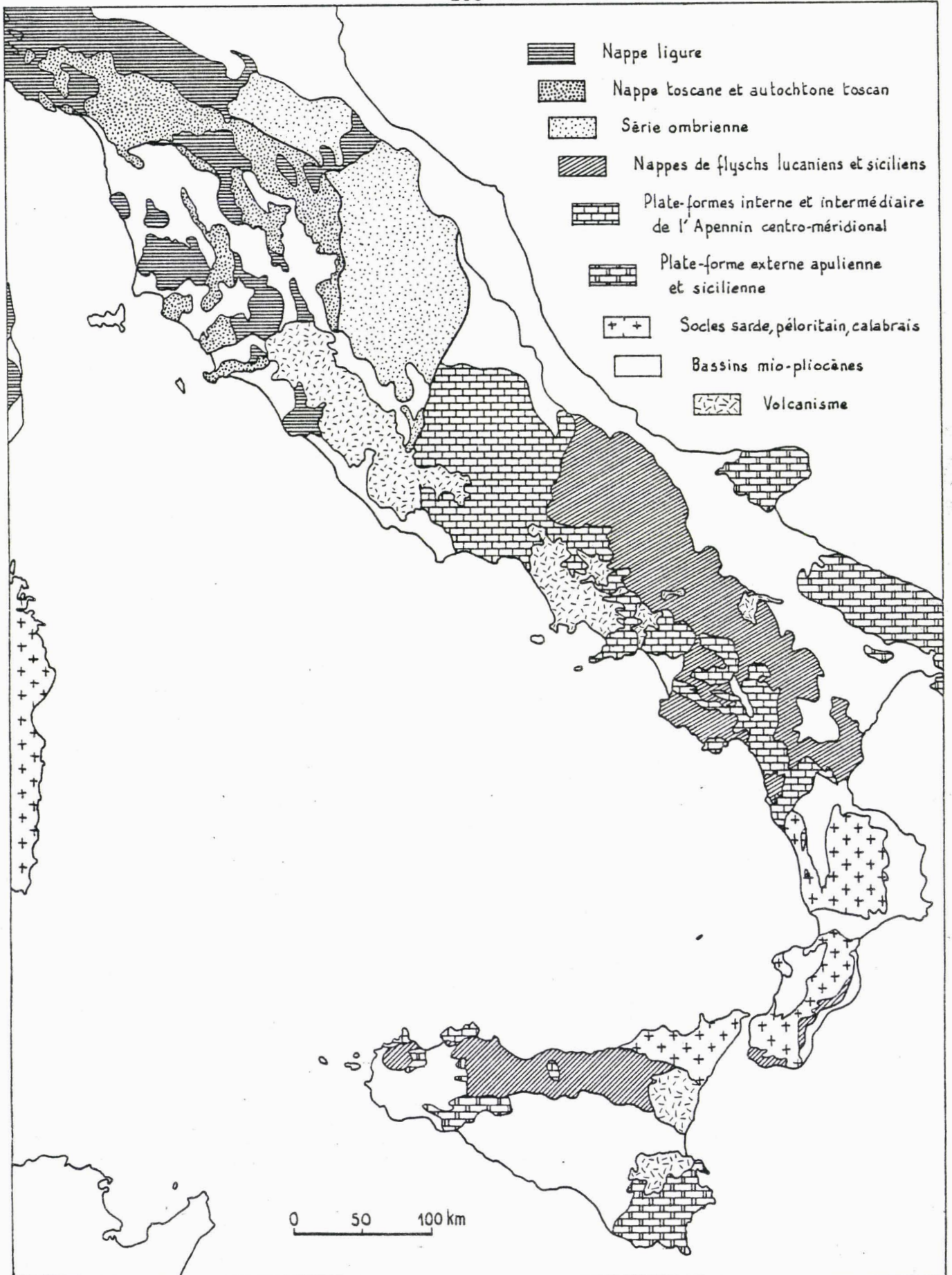


FIGURE 161

CARTE GEOLOGIQUE SCHEMATIQUE DES APENNINS ET DE L'ARC CALABRAIS

apenninique (= promontoire apulien) ou appartenant à celui-ci. A l'Albien supérieur, en même temps que s'ouvrirait la Mésogée, la Sila s'écarterait de l'Apulie en se refermant sur les ophiolites et se souderait à la plaque européenne. D'autres auteurs (BOUILLIN, 1986; BOUILLIN et al., 1986) considèrent au contraire que le socle calabrais appartient à l'origine à la marge européenne et qu'il n'existe qu'un seul bassin de flyschs, du bassin maghrébin au bassin ligure. C'est cette seconde hypothèse que nous suivrons.

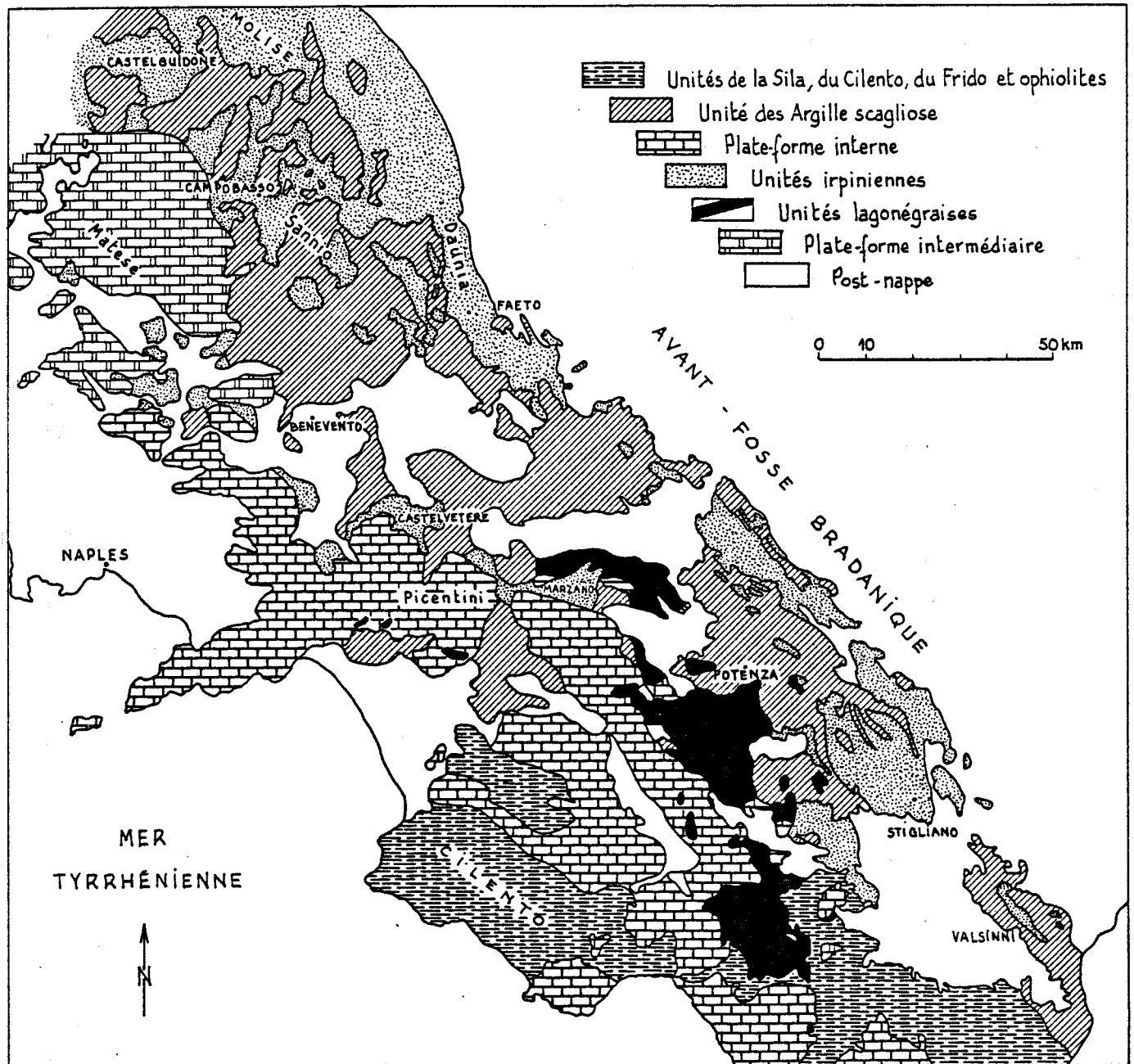


FIGURE 162

SCHEMA STRUCTURAL
DU BASILICATE, DE LA CAMPANIE ET DU MOLISE

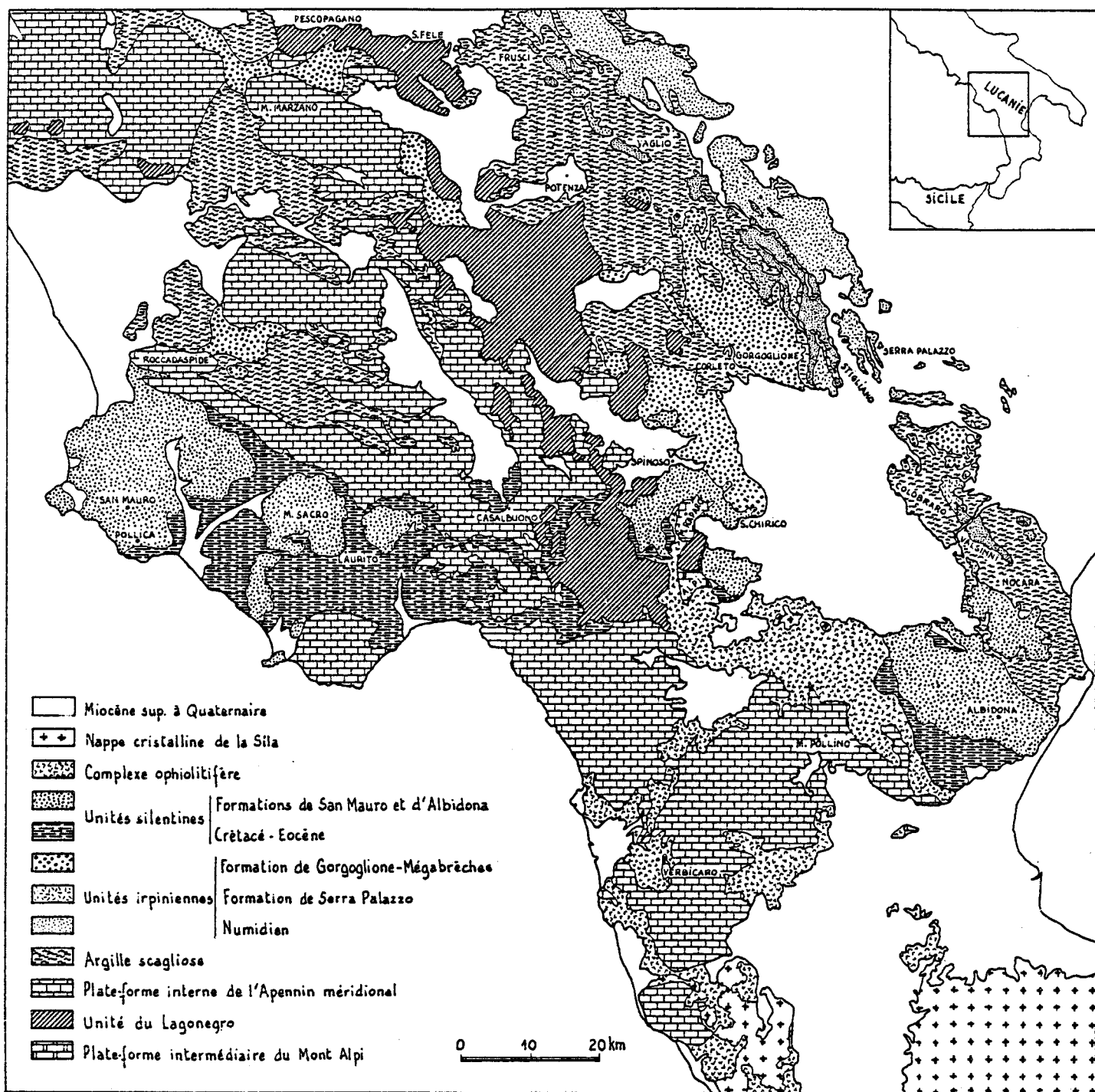


FIGURE 163

CARTE GEOLOGIQUE DES FLYSCHS CAMPANIENS ET LUCANIENS
 d'après documents cartographiques de GRANDJACQUET et de l'université de Naples

B) L'évolution miocène

Au cours de l'Eocène une partie de l'espace océanique ligure a déjà pu se résorber, mais c'est à l'Oligocène et au début du Miocène (-30 à -18 Ma) avec l'ouverture du bassin baléare et la rotation du bloc corso-sarde que cette fermeture va s'accroître et s'achever. Vers la fin de l'Oligocène, la paléogéographie est donc profondément bouleversée à l'W du domaine apenninique. Un empilement de nappes actives, émergées ou partiellement sous-marines, s'édifie à l'emplacement de l'ex-bassin. Leur vergence et même leur contenu exact est assez mal documenté.

Nous essaierons d'apprécier l'instant où le bloc apenninique enregistre les premiers effets du raccourcissement, ce qui peut traduire la consommation de l'espace océanique. A cette fin, on examinera la sédimentation sur la plate-forme interne, mais également dans le bassin du Lagonegro. Ce dernier bien que plus éloigné constitue une zone de fragilité crustale et donc peut-être plus sensible aux contraintes.

Le Langhien, au cours duquel une phase tectonique importante se produit, est généralement pris comme référence pour la définition des nouvelles unités paléogéographiques.

A l'E se dresse une intumescence créée par l'empilement des nappes qui recouvrent largement l'ex-plate-forme interne. Tout cet ensemble s'est lui-même déplacé sur la marge occidentale de l'ex-bassin du Lagonegro. Un nouveau bassin prend naissance : le bassin irpinien. Il englobe la marge orientale effondrée de l'ex-plate-forme interne et l'ex-bassin du Lagonegro. Le déplacement progressif vers l'E de son axe entraîne le basculement, puis l'effacement, de la plate-forme intermédiaire.

Les grès numidiens se sédimentent à une étape charnière dans cette mutation. Etrangers par rapport aux flyschs tectoniques, ils constituent un marqueur privilégié pour la reconstitution du bassin irpinien (fig.164 et 165).

Dans ce qui suit, nous examinerons les formations, principalement flyscholides, qui se répartissent d'W en E à l'Oligocène et au Miocène:

- Les formations pré-apenniniques: l'Oligo-Miocène calabrais, la formation de San Mauro - Albidona et le complexe des Argille scagliose.
- Les formations apenniniques : le Miocène de la plate-forme interne et les formations du bassin irpinien avec leur variations latérales.

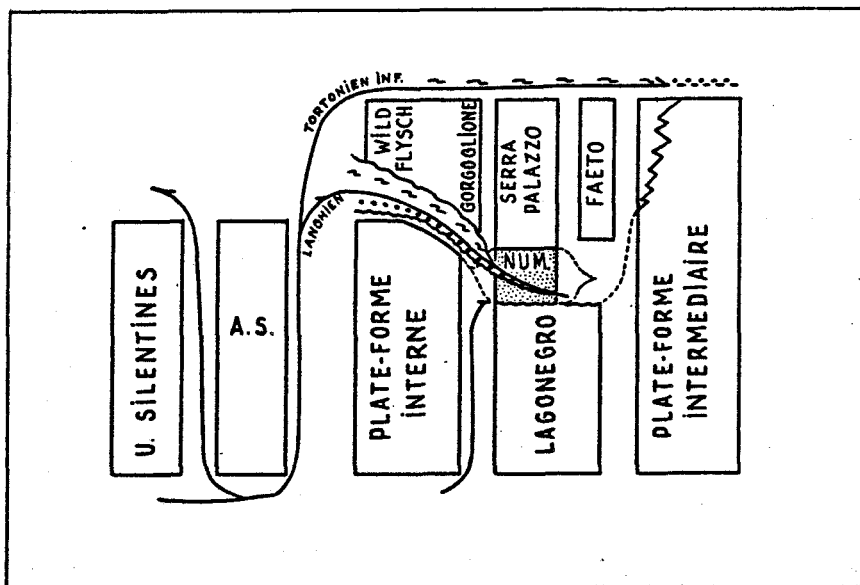


FIGURE 164

RELATIONS
SCHEMATIQUES
ET
MISE EN PLACE
DES
GRANDES UNITES
STRUCTURALES

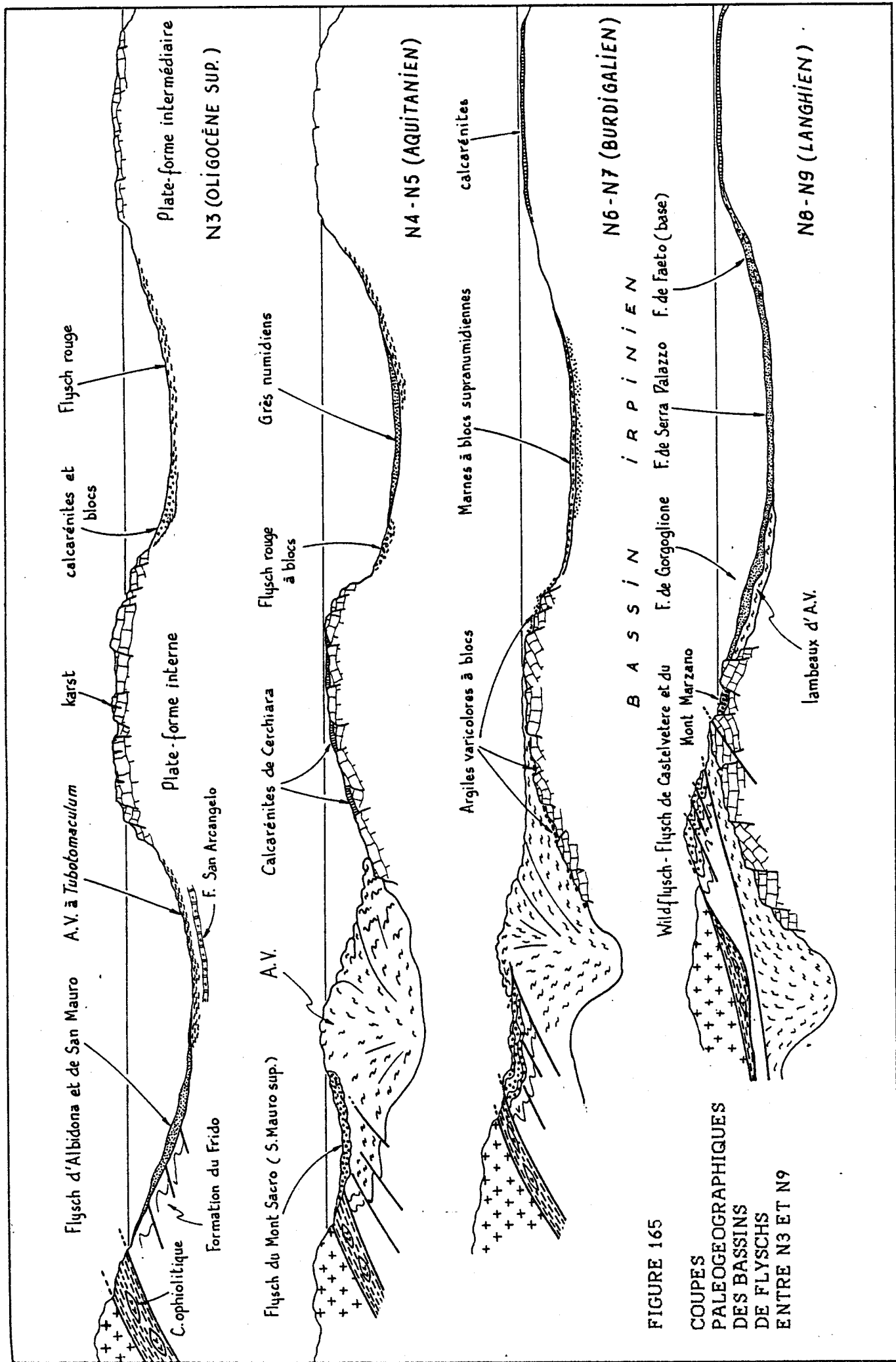


FIGURE 165

COUPES
PALEOGEographiques
DES BASSINS
DE FLYSCHS
ENTRE N3 ET N9

II. LES FORMATIONS PRE-APENNINIQUES

A) L'Oligo-Miocène calabrais

Les nappes à socle cristallin, de l'Aspromonte à la Petite Sila, sont recouvertes en discordance par une couverture essentiellement détritique. Les affleurements en sont localisés sur le revers oriental (ionien) du massif calabrais. Ils constituent le prolongement de l'Oligo-Miocène péloritain ou formation du Capo d'Orlando. Des données stratigraphiques récentes (BONARDI et al., 1981; BOUILLIN et al., 1985) apportent des précisions sur l'évolution paléogéographique des zones internes de l'arc calabrais.

- 1) Localement, dans le S de l'Aspromonte, il existe une formation marneuse, calcaire et bréchique à faciès lagunaire ou néritique, dite formation de Palizzi (BOUILLIN et al., 1985). Elle fossilise un ancien karst rempli de bauxites et est datée de l'Oligocène inférieur.
- 2) Localement encore, dans la Serra S. Bruno près de Stilo et au N du fossé de Catanzaro près de Tiriolo, la transgression est marquée par quelques dizaines de mètres de calcarénites à Lithothamniées et à Lépidocyclines (BROSSE, 1968; BONARDI et al., 1981). Un niveau argileux sus-jacent livre des Planctoniques et une nannoflore de l'Aquitanién supérieur - Burdigalien (N5-N6).
- 3) Généralement, la transgression débute par des conglomérats et se poursuit par des turbidites gréseuses ou conglomératiques, sur une épaisseur de 400 à 700 mètres. Les éléments des conglomérats proviennent essentiellement du socle: granites, microgranites, porphyres, phyllades, gneiss oillés, quartz et en moindre proportion de sa couverture sédimentaire: grès de type Verrucano, dolomies, calcaires oolitiques, calcaires à Rudistes, calcaires à Clypéines, calcaires à Alvéolines, calcaires à Nummulites et Lépidocyclines. Mis à part le conglomérat basal, il n'existe pas nécessairement d'analogie entre les éléments remaniés et le socle local. Aucun élément des unités silentines et ophiolitifères n'est reconnu.

Selon BONARDI et al. (1981), la base de cette formation qu'ils dénomment "formation de Stilo - Capo d'Orlando" serait de l'Aquitanién supérieur (N5) d'après la présence de Globorotalia continuosa et de Globorotalia obesa, associées au Coccolithe Helicosphaera ampliaperta. Le sommet, sous le contact avec les olistostromes, appartiendrait au Langhien (zones N8-N9) avec Globigerinoides trilobus, G. bisphaericus et Globorotalia mayeri, les Orbulines étant absentes.

B) La formation silentine de San Mauro - Albidona

Cette formation se rencontre principalement dans 3 zones (fig.163):

- 1) entre le rivage ionien et la vallée du Sinni,
- 2) autour du Mont Raparo dans la haute vallée de l'Agri,
- 3) dans le Cilento (Monts de la Stella, Sacro et Centaurino).

Très épaisse (près de 2200 mètres), elle constitue le sommet de la colonne stratigraphique des flyschs silentins (= du Cilento) dont les termes inférieurs prennent les noms de formation du Frido-Crete Nere et de formation de Pollica-Saraceno. La question majeure, à mon sens, que soulève cette formation est son âge et, malgré une tentative personnelle d'y répondre, le problème reste ouvert.

Structuralement, les flyschs silentins sont clairement charriés sur la plateforme interne, les unités lagonégraïses et la plate-forme intermédiaire. Ils sont recouverts partiellement à l'E par la nappe des Argille scagliose.

D'après VEZZANI (1970), la formation se subdivise en 3 membres:

- un membre inférieur gréso-argileux (850 m),
- un membre médian calcaro-argilo-gréseux (850 m),
- un membre supérieur conglomératico-gréseux (600 m).

Les turbidites ont généralement une granulométrie fine à moyenne et sont formées de fragments de roches diverses (granites, gneiss, phyllades, vulcanites: rhyolites, rhyodacites et roches hypoabyssales d'après CRITELLI, 1987, calcaires micritiques, silex, quartzites). Dans la partie haute, fortement régressive, ces roches (surtout les granites) se rencontrent à l'état de blocs décimétriques. Accessoirement, il s'y mêle quelques Macroforaminifères (Nummulites, Discocyclines, Assillines).

L'attribution stratigraphique varie selon les auteurs de l'Eocène au Langhien, plus ou moins bien étayée par des déterminations microfaunistiques. Sur la foi des études très détaillées des universitaires de Catane (VEZZANI, 1966, 1970; OGNIBEN, 1969), on pourrait croire à une zonation parfaitement définie à l'intérieur de l'Eocène:

- zones à Globorotalia rex, G. formosa formosa (partie basse de l'Eocène inférieur),
- zone à Globorotalia aragonensis (partie médiane de l'Eocène inférieur),
- zone à Globorotalia palmerae (partie haute de l'Eocène inférieur),
- zone à Hantkenina aragonensis (partie basse de l'Eocène moyen),
- zones à Globigerinopsis kugleri et Globorotalia lehneri (partie médiane de l'Eocène moyen).

Toujours selon les mêmes auteurs, la formation d'Albidona succède à la formation du Saraceno datée de l'Albien-Danien. L'argumentation est assez forte pour être acceptée par de nombreux géologues (GRANDJACQUET et MASCLE, 1978; COCCO et PESCATORE, 1975). Je ne partage cependant pas cette opinion pour des raisons paléontologiques et sédimentologiques.

Des études anciennes signalent d'abord des faunes miocènes. Ainsi, GHEZZI et BAYLISS (1963) citent dans leur "unité Alessandria del Carretto" correspondant au membre médian argilo-calcaire-gréseux de la formation d'Albidona : Globorotalia cf. menardii, Globigerinoides trilobus et Orbulina universa, associées à des formes crétacées et tertiaires. C'est également CRESCENTI (1966) qui rapporte dans la formation d'Albidona : Globorotalia mayeri, Globogadrina sp., Globigerinoides trilobus, ainsi qu'au sommet de probables Orbulina universa. Ceci corroborerait l'âge langhien supérieur - helvétien inférieur proposé par SELLI (1962).

Des études plus récentes démentiraient également l'âge proposé par VEZZANI. Les travaux de DE BLASIO et al. (1978) concernent la formation du Saraceno sous-jacente à la formation d'Albidona. Ils mettent en relief l'abondance des remaniements de microfaune grâce à un échantillonnage serré et à l'examen parallèle de la nannoflore. Leur conclusion, étayée par la liste des espèces déterminées, est que la formation du Saraceno est d'âge éocène moyen et vraisemblablement éocène supérieur. Il s'ensuit que la formation d'Albidona ne peut donc pas débuter avant l'Eocène supérieur. Les travaux de GUERRERA (1978) soulignent également que la microfaune est rare, naine et remaniée. Il cite néanmoins dans la partie basse de la formation de San Mauro, au NW de Pollica: Globigerinita unicava unicava, Globigerina woodi connecta, G. praebulloides, Globorotalia acrostoma, G. cf. kugleri, G. obesa, G. opima nana. A 192 mètres de la base de la formation, un échantillon livre Globigerinoides immaturus. Ceci permet de retenir un âge N3 supérieur et N4 pour une portion encore peu élevée de la formation d'Albidona. SELON IPPOLITO et al. (1975), la formation s'étendrait jusqu'à l'Oligocène supérieur.

Les études les plus récentes (CIAMPO et al., 1984; BONARDI et al., 1985) sont basées sur l'étude de la nannoflore. La première diagnostique l'intervalle Eocène supérieur - Oligocène supérieur, la seconde le Burdigalien franc (base de la zone à Helicosphaera ampliaperta équivalente de la zone N7). Cette dernière indiquerait en outre que la formation d'Albidona ne reposerait pas seulement sur les unités ligurides déformées, mais également sur divers termes de la plate-forme interne et de la série lagonégraïse. On trouverait, à la base, des conglomérats ou des olistolithes empruntant leur matériel à ces séries. La formation d'Albidona apparaîtrait donc comme un "mésoautochtone". Je ne partage cependant pas cette opinion.

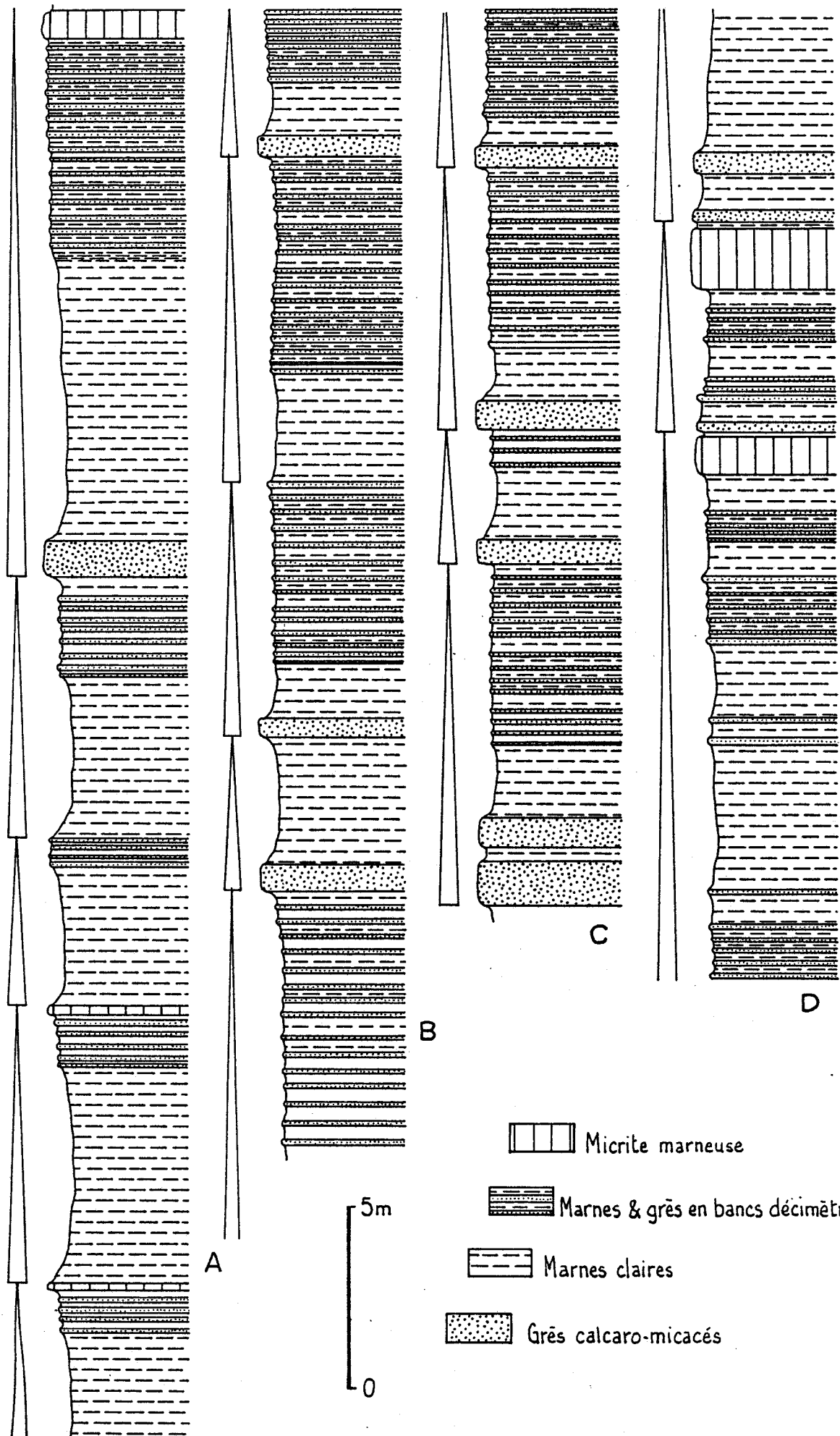


FIGURE 166 - COUPES PARTIELLES DANS LE FLYSCH DE SAN MAURO-ALBIDONA
 A: base de la formation de San Mauro, 400 m au NW de l'église de Celso - B: formation de San Mauro, entre Galdo et le pont au N - C: formation d'Albidona, route de S. Chirico à Castelsaraceno, W de Ma. Simonetti - D: sommet (?) de la formation d'Albidona, route de Spinoso à la Croce di Raparo

Les quelques échantillons fossilifères que j'ai récoltés ne m'ont pas permis de trancher. Ainsi, sur la route de Spinoso à la Croix du Raparo, FEINBERG n'a reconnu que des formes éocènes très abîmées. Dans la coupe de San Mauro Cilento, le nannoplancton indique le Lutétien (NP 26) remaniant le Crétacé et l'Eocène inférieur. Un échantillon a fourni des Foraminifères d'abord identifiés par FEINBERG comme Globigerinoides, mais tellement encroûtés que celui-ci n'exclut pas la confusion avec un genre de l'Eocène.

Un argument sédimentologique appuie ma conviction que la formation de San Mauro - Albidona s'étend largement sur l'Oligo-Miocène est sa ressemblance avec la formation sicilienne de Troina et par extension avec les flyschs maghrébins "gréso-micacés". La partie moyenne de la formation, ou membre calcaro-argilo-gréseux de VEZZANI, montre en effet la superposition de séquences hémi-décamétriques (en moyenne) dans lesquelles se succèdent:

- 1) Un grès calcaire en un banc de l'ordre de 0,5 à 1 mètre d'épaisseur;
- 2) Une marne claire, de l'ordre de 1 à 5 mètres;
- 3) Une alternance de bancs décimétriques de grès fin calcaro-micacé et de marne sableuse (1 à 5 mètres);
- 4) Une micrite plus ou moins marneuse, souvent absente et d'épaisseur variable. Ces niveaux micritiques ont parfois été qualifiés de "tripolacés" par GUERRERA (1978) bien que sans rapport avec l'authentique tripoli et pour la seule raison qu'ils contiennent de nombreux Radiolaires et des Diatomées. La figure 166 illustre de telles successions.

Bien que partageant certains caractères avec le flysch de Troina, la formation de San Mauro - Albidona s'en distingue par d'autres. D'abord, son substratum éocène du Saraceno est épais (600 m) et renferme, à côté de niveaux calcaires, de nombreux niveaux gréseux. Ensuite, le membre basal de la formation de San Mauro est encore très épais (900 m) et est à dominante arénacée. Il s'y intercale de puissants horizons de slumping ou de conglomérats remaniant outre des éléments de la série (San Mauro, Saraceno, Frido) des éléments stratigraphiquement assez profonds, parfois de socle granitico-métamorphique ou de roches vertes. Le haut-fond qui bordait alors le bassin et alimentait en turbidites la formation de San Mauro devait vraisemblablement avoir une structure assez complexe (un empilement de nappes). Le membre supérieur conglomératique, encore appelé "unité Manganile", peut être mis en parallèle avec la formation de Reitano.

D'après PESCATORE (1966), une double provenance du matériel détritique peut être déduite de l'étude des paléocourants: une source occidentale cristalline et une source orientale calcaire, ce qui placerait, selon cet auteur, le bassin des flyschs du Cilento entre une ride interne tectonisée à l'W et la plate-forme campano-lucanienne à l'E.

C) Le complexe des Argille scagliose (A.S.)

En position géographique externe (orientale) dans la chaîne apennino-calabraise, mais surmontant les autres unités structurales, s'étale un épais complexe à dominante argileuse.

1. Les A.S. de l'Aspromonte et de la Serra San Bruno

Le versant ionien de la Calabre ultérieure (fig.161) montre le recouvrement tectonique des A.S. sur l'Oligo-Miocène péloritain (formation de Stilo - Capo d'Orlando). Ces argiles supra-calabraises offrent les mêmes faciès qu'en Sicile (PATA, 1955; CAIRE et MATTAUER, 1960; AFCHAIN, 1967): Cénomaniens argilo-marneux à Huftres, Céphalopodes et Oursins (dit "africain"), Sénonien supérieur argilo-calcaire, Yprésien argilo-microbréchiq. à Nummulites et Orthophragmines, Eocène supérieur-Oligocène argileux à Tubotomaculum. Des panneaux de grès numidiens sont fichés dans ces argiles chaotiques, entre le Cap Spartivento au S et Roccela Ionica au N.

2. Les A.S. de la Lucanie

En Lucanie, on retrouve un même complexe argileux chaotique (fig.162 et 163) dans lequel sont inclus:

- des turbidites arkosiques, micacées et carbonatées: le "flysch de Nocara", d'âge infra-crétacé. Ce flysch, parfois conglomératique, n'offre pas de ressemblance avec les flyschs maghrébins contemporains.
- des argiles varicolores et des phthanites noirs à patine blanche, d'âge vracono - cénomanién.
- des argiles et des calcaires à Siderolites et à Globotruncana du Maestrichtien et du Danien.
- des calcaires marneux, des micrites, des biomicrites et des calcarénites, souvent en bancs métriques jointifs alternant avec des marnes claires. Cet intervalle épais (jusqu'à 500 mètres) et à dominante calcaire est désigné sous le nom de "formation de Sant'Arcangelo". Un âge éocène inférieur-moyen est donné par la microfaune à Globorotalia. Une mouture de Mollusques, d'Echinides et de Foraminifères benthiques indique la provenance d'une zone néritique. Les bancs de calcarénite fine portent souvent à leur sole des flute-marks plats décimétriques témoignant d'une sédimentation turbiditique. Localement, GRANDJACQUET et MASCLE (1978) signalent des calcarénites grossières à débris de Rudistes et des conglomérats à éléments de chert rapportés à l'unité de Verbicaro (zone occidentale de la plate-forme interne). Dans la série-type, des bancs de grès calcaire et micacé s'intercalent parfois dans la sédimentation calcaire. Dans la série de Corleto Perticara, un banc de grès micacé et granoclassé forme la base de séquences ayant à leur sommet des calcaires micritiques, souvent à stratification irrégulière.
- des argiles varicolores et des microbrèches à Nummulites, Alvéolines et Orthophragmines (Eocène supérieur).
- des argiles varicolores à plaquettes ferro-manganésifères et à bancs décimétriques de calcarénite finé, livrant des Tubotomaculum. On peut observer ce fossile, par exemple au NW de Stigliano dans le Vallone S. Barbara près de Masseria Gesualdo ou encore sur l'ancienne route de Potenza à Vaglio Basilicate sur la rive droite du Fiume Tiera au km. 470,5.
- des tuffites, assimilées par OGNIBEN aux tuffites de Tusa (cf. Sicile).

On constate donc que le sommet des A.S. est dans ce cas représenté par des tuffites et non par des grès numidiens. L'association des argiles à Tubotomaculum et des grès numidiens est cependant fréquente, par exemple dans la région de Stigliano, mais le contact s'est avéré tectonique chaque fois que les conditions d'affleurement permettaient de l'analyser.

Je ne peux exclure toutefois qu'il existe des grès numidiens liés stratigraphiquement aux argiles à Tubotomaculum de Lucanie.

3. Les A.S. dans le reste de l'Apennin

Dans le bassin du Molise, CLERMONTÉ (1975) décrit des A.S. qui présenteraient une certaine originalité.

- a) Elles contiendraient des blocs de calcaire à Rudistes et des fragments de conglomérats éocènes.
- b) Elles ne seraient pas couronnées par des tuffites (et j'ajoute par des grès numidiens).
- c) A leur sommet (couverture anté ou post-tectonique ?) reposeraient des calcaires de l'Aquitanién supérieur - Burdigalién, des calcaires et des marnes de l'Helvétien. Cette couverture est vraisemblablement un méso-autochtone reposant sur les A.S. charriées à l'Aquitanién supérieur (ou plus tard si les premiers niveaux sont remaniés).

On ne peut exclure également un amalgame entre les authentiques A.S. et le Flysch rouge du bassin irpinien (voir ci-après).

Pour ma part, j'ai observé les classiques Tubotomaculum dans diverses coupes:

- dans la zone de Castropignano (NW de Campobasso),
- dans la zone de S. Elia a Pianisi à Riccia (E de Campobasso),
- à 500 m au NE de S. Angelo Limosano (N de Campobasso),
- sur la route entre Lucito et Civitacampomarano (N de Campobasso).

Il m'a semblé qu'il existait un lien stratigraphique entre les A.S. à Tubotomaculum et les grès numidiens sur la route de Campobasso à Volturara Appula, au S de Pietracatella.

Dans l'Apennin septentrional, les argiles à Tubotomaculum sont encore présentes dans le Frignano, au S de Parme, ainsi les ai-je observées sur la route de Castelnovo nei Monti à Felina (borne 71,3) et également plus au N au lieu-dit Corrada près de la rivière Enza.

D) Le Numidien calabrais

Les grès numidiens de la péninsule se répartissent en deux ensembles géographiques et structuraux: en Calabre méridionale, d'une part, liés aux A.S. charriées sur l'Oligo-Miocène calabrais et dans la dépression molisano - sannitico - lucanienne, d'autre part, liés aux unités lagonégraïses. Il s'agit ici du premier ensemble, le second ensemble est décrit ensuite parmi les formations apenniniques.

Les grès numidiens observés à Brancaleone, Ferruzano, Plati et Ciminà ont en commun d'être friables et relativement fins (je n'ai pas noté de véritables grès à dragées ainsi que les décrit AFCHAIN, 1967).

Une coupe SE-NW, entre l'agglomération de Brancaleone et le relais hertzien est intéressante car elle montre un niveau fossilifère. De bas en haut, on relève:

- Une barre gréseuse numidienne (20 mètres visibles),
- Un niveau de 25 mètres d'épaisseur formé d'argiles brunes contenant plusieurs bancs de grès gris micacé à lamination convolutive. Vers la base se trouve un banc de calcaire bioclastique et glauconieux pétri de Lépidocyclines. LORENZ y a déterminé: d'abondantes Néphrolépidines, des Pararotalidés, Eulepidina sp., des Miogypsinoides à 15 loges, ce qui daterait la zone de transition Stampien - Aquitanien, selon LORENZ ou encore l'Oligocène terminal.
- Une seconde barre gréseuse numidienne (60 mètres).

Ce faciès me paraît appartenir à une zone distale du bassin numidien, contaminée par le flysch grés-micacé.

III. LES FORMATIONS APENNINIQUES

A) Le Miocène de la plate-forme interne

1. Au-dessus de l'Éocène (formation de Trentinara) ou ravinant divers niveaux jusqu'au Trias, repose une formation à dominante calcarénitique, en accordance ou en discordance (fig.165). Elle est désignée sous différents noms: formation de Cerchiara et de Roccadaspide (SELLI, 1958), formation de Pietra San Angelo (BOUSQUET, 1965). Il s'agit généralement de calcarénites organogènes à Algues calcaires et Bryozoaires, parfois à Huîtres et Oursins, plus ou moins sableuses. Nous désignerons la formation sous le nom de Miocène calcarénitique. A sa partie inférieure, il peut exister un conglomérat. On constate des variations de faciès avec un enrichissement en intercalations de marnes brunes ou d'argiles vertes et rouges, ou de minces lits quartzitiques. L'épaisseur est variable, de 0 à 80 mètres. Elle est datée par certains (GRANDJACQUET, 1971) de l'Aquitaniens inférieur avec Miogypsina gunteri et par d'autres (COCCO et al., 1974) du Langhien, zone N8, avec Globigerinoides trilobus et G. sicanus.

2. En discordance sur des niveaux plus ou moins profonds de la plate-forme repose une formation à dominante argileuse ou marneuse qui empâte des dépressions morphologiques fossiles. Ces argiles s'injectent fréquemment dans des fissures affectant les calcaires sous-jacents cataclasés, en donnant des filons sédimentaires. Elles comportent des intercalations souvent lenticulaires de grès arkosiques et de biocalcarénites et contiennent en abondance des blocs de nature et d'âge divers. OGNIBEN (1969) utilise le terme de paraconglomérat, tandis que GRANDJACQUET (1971) les qualifie d'Argiles à blocs (fig.165). Dans la partie basale, ce sont surtout des éléments de la plate-forme interne qui sont remaniés, alors qu'à la partie supérieure les éléments de nappes pré-apenniniques prévalent. Les blocs de calcaire peuvent atteindre une taille extrêmement volumineuse autorisant à les considérer comme de véritables klippes sédimentaires. GRANDJACQUET (1971), ainsi que GRANDJACQUET et MASCLE (1978) admettent un âge aquitain supérieur - burdigalien basal d'après la faune de Miogypsines; néanmoins comme il a été vu précédemment les Planctoniques indiqueraient plutôt le Langhien.

B) Le Miocène moyen de la zone interne du bassin irpinien :
la formation de Gorgoglione

Il s'agit d'une formation essentiellement détritique qui recouvre anormalement un édifice de nappe (fig.163, 165) comportant le flysch grés-micacé d'Albidona, des A.S. à calcaires éocènes (formation de Corleto Perticara), et même en bordure le Numidien (feuille de Tricarico à 1/100 000). La structure interne plus calme suggère que la formation ait pu constituer à l'origine une couverture discordante, après la phase tectonique langhienne. Une épaisseur totale de l'ordre de 1400 m a été mesurée par BOENZI et al. (1970). De fortes variations de faciès, tant latérales que verticales, sont observées, de turbidites fines à des conglomérats chenalisés renfermant des blocs d'une soixantaine de centimètres. La direction des courants, selon les mesures de flute-marks effectuées par divers auteurs, est en moyenne NNW - SSE. A la suite d'une étude détaillée s'inspirant du modèle de MUTTI et RICCI LUCCHI, PESCATORE (1978) interprète la formation comme un dépôt de cône sous-marin profond.

Outre les conglomérats à éléments généralement arrondis, s'intercalent parfois de véritables olistostromes à matrice sableuse ou argileuse et à éléments anguleux. Les éléments remaniés sont constitués de quartzites, de granites, de gneiss, de phyllades, de gabbros, et en minorité de calcaires.

D'après les déterminations de BOENZI et CIARANFI (1970), on peut reconnaître les divisions suivantes:

- sur 250-300 m, la zone à Globigerinoides bisphericus (N8) avec: Globigerina falconensis, Globigerinoides trilobus, G. trilobus immaturus, G. trilobus bisphericus, G. trilobus sacculifer, Globoquadrina dehiscens, G. altispira, Globorotalia mayeri, G. obesa. Il s'agit encore de Burdigalien terminal - Langhien inférieur.
- sur 100-200 m, apparaissent Praeorbulina transitoria et Praeorbulina glomerosa, indiquant la partie supérieure de la zone à Globigerinoides bisphericus (N8 supérieur, Langhien inférieur).
- sur 250-300 m, apparaît Orbulina suturalis (N9).
- sur 400 m, apparaît Orbulina universa sans Globorotalia praemenardii (N9 sup. à N 12, Langhien supérieur - Serravalien inférieur).
- sur 200 m, apparaît Globorotalia praemenardii, G. fohsi barisanensis et Globigerinoides obliquus (N 13, Serravalien moyen).
- sur 50 m, apparaît Globorotalia menardii (N14 ou N15, Serravalien supérieur - Tortonien basal).

Les unités irpiniennes internes, plus septentrionales (fig.163), dans la région du Mont Marzano (COCCO et al., 1974) apparaissent moins épaisses (400 mètres au maximum) que dans la région-type de Gorgoglione. La base conglomératique serait



plus tardive: Langhien supérieur (zone N10 avec Orbulina suturalis et Globorotalia archeomenardii) et le sommet atteindrait le Tortonien (zone N16). Latéralement, la formation du flysch de Castelvetera contient de grosses klippes sédimentaires empruntées à la plate-forme calcaire.

C) Les formations de la zone médiane du bassin irpinien

1. Les formations sous-jacentes aux grès numidiens

Les relations du Numidien et de son substratum originel sont généralement profondément altérées par la tectonique. Chaque fois qu'elles semblent préservées, le Numidien a l'air de reposer en discordance légère sur les termes élevés des unités lagonégraïses. De manière synthétique, ces unités comportent:

- Un Trias supérieur (Carnien - Norien) et peut-être un Lias avec des dolomies et des calcaires à silix;
- Un Dogger - Malm avec des argilites siliceuses et des radiolarites. De nombreuses turbidites calcaires ou des coulées en masse d'intraclastites ou d'oolitites s'intercalent dans la sédimentation fondamentale siliceuse. C'est la "formation des schistes siliceux".
- Un Crétacé inférieur (Berriasien supérieur - Valanginien daté par BRONNIMAN et al., 1972; j'ai également identifié dans les monts du Sannio, au SW de Riccia, un banc de micrite avec Calpionella alpina et Calpionellites darderii) constitué d'argiles brunes, de bancs de micrite peu nombreux et de rares calcarénites. C'est la "formation des galestri" ou "flysch galestrino". Elle est d'une épaisseur variable qui peut atteindre 600 mètres. Cet influx pélitique s'explique difficilement si l'on considère que le bassin lagonégraïs est cerné de plate-formes néritiques (cas de l'hypothèse d'un promontoire adriatique soudé à l'Afrique). Cela s'avère plus facile, si à la fin du Jurassique s'ouvre un bassin océanique entre les zones externes sud-apenniniques et siciliennes (DERCOURT et al., 1984). Cette ouverture aurait permis la communication du bassin lagonégraïs avec l'océan ligure d'une part (cf. formation argileuse des Crete Nere) et avec le bassin maghrébin d'autre part.
- Un Crétacé supérieur - Aquitanien à dominante d'argiles rouges et vertes et à niveaux siliceux à la base. Dans l'unité lagonégraïse supérieure, il prend le nom de "Flysch rouge" et, dans l'unité inférieure moins complète, celui d'"Argiles de Pecorone". Des turbidites calcaires, conglomératiques à certains niveaux, se mettent en place dans les argiles. Parfois, il s'agit de coulées boueuses à matrice marneuse rouge et à blocs calcaires disposés chaotiquement. L'unité lagonégraïse supérieure montre des caractères plus proximaux que l'unité inférieure. On subdivise ce "Flysch rouge" en un membre inférieur silico-calcaro-marneux d'environ 200 mètres d'épaisseur (Crétacé - Oligocène) et un membre supérieur marno-argileux d'environ 100 mètres (Oligocène supérieur - Aquitanien).

Parmi les différents niveaux datés (ZOJA, 1957; PESCATORE, 1965; CRESCENTI, 1966; COCCO et al., 1974): des calcaires recristallisés ("calcaires pseudosaccharoïdes") à Lamellibranches et Orbitolines (Cénomaniens?), des calcaires à ciment spathique à Orbitoides, Siderolites, Dicyclina, Cuneolina, Rudistes et quelques Globotruncana (Turonien - Maestrichtien), des calcaires à Thaumatoporella parvovesiculifera, Disticoplax, Miscellanea, Alvéolines, Orthophragmines et Globorotalia dont G. aragonensis (Paléocène - Eocène inférieur), des calcaires à Amphistégines, Operculines, Chapmanines alternant avec des marnes à Globorotalia increbescens, G. opima, Globigerina ampliapertura, G. angulisuturalis, G. praebulloides, G. sellii, Globorotaloides suteri (Oligocène, zone N2 au moins), enfin au passage avec les grès numidiens dans des alternances calcaro-marno-quartzitiques Globorotalia obesa, G.

siakensis, G. ampliapertura, G. sellii, Globigerinita stainforthi, Globoquadrina dehiscens, Globigerinoides ex gr. trilobus (N5 au moins).

- Le Numidien avec Globigerinoides trilobus.

La ressemblance lithologique du "Flysch rouge" avec les A.S. varicolores fait qu'on les a pendant longtemps confondus dans un seul même ensemble. SCANDONE (1972) et l'école de Naples ont démontré qu'il fallait rapporter le premier au bassin externe du Lagonegro, les seconds au bassin interne des Argille scagliose. ORTOLANI et al. (1975) considèrent, d'après une cartographie sommaire, que le flysch rouge s'étend jusque dans le Molise (Civitacampomariano).

Voici, à titre d'illustration, une coupe relevée à l'E de Vaglio Basilicate (Lucanie) montrant la superposition stratigraphique du Numidien sur le "Flysch rouge". La petite ville de Vaglio est construite sur des grès numidiens en position renversée. Vers l'W, sur la route de Potenza et en apparente continuité bien que le contact ne soit pas visible, les grès numidiens passent à la formation de Serra Palazzo constituée de grès calcaires et micacés et montrant une altération typique en boules ("cogoli" des auteurs italiens). Vers l'E, sur la route de Tricarico, une coupe partielle est possible sur la rive gauche du Fiume Rummolo. Elle est complétée plus au N par une coupe W-E passant par le lavoir communal. Celle-ci montre, stratigraphiquement de haut en bas (fig.167):

- a) Sur le flanc droit de la vallée, les grès numidiens sont typiques avec des grains ronds-mats atteignant au maximum la taille d'un grain de poivre. Des pélites grises, plus ou moins marneuses, s'intercalent entre les bancs gréseux.
- b) Les intercalations deviennent prépondérantes à l'aplomb du ruisseau. On remarque par endroits des lentilles conglomératiques avec des galets de l'ordre de 1 à 5 cm. Les éléments de ces conglomérats ont fourni (dét. J.J. FLEURY): des Algues (Lithothamniées, Mélobésiées), des Madrépores, des Orthophragmines, des Alvéolines, Girodinella magna, Pellatispira madaraszii, Chapmanina gassinensis, Truncorotalia sp.. Ils témoigneraient du Priabonien supérieur, en fait ils sont remaniés dans l'Oligocène.
- c) Sur la rive droite, on distingue sur une cinquantaine de mètres d'épaisseur, une série argilo-gréseuse montrant successivement des bancs gréseux jaune verdâtre sale avec de petits grains d'argile (1 à 2 mm). La taille des grains de quartz ne dépasse pas 2 mm. Certains bancs offrent à leur base une croûte ferrugineuse et des chenaux d'affouillement. Puis les grès se raréfient et disparaissent, faisant place à des marnes grises ou brunâtres entrelardées de bancs de marne silteuse indurée (30 cm en moyenne) et de plaquettes calcaires micritiques grises, finement litées. La microfaune rare est peu significative.
- d) Une barre calcaire, formée de bancs de calcarénite fine de 10 à 60 cm d'épaisseur beige clair avec des intercalations marneuses, passe vers le haut à des calcarénites assez grossières en gros bancs (40 cm à 1 m). On y trouve en abondance des Foraminifères benthiques (Discocyclines) et quelques Pélagiques (Globorotalia). Ces microfaunes semblent très nettement remaniées. De plus, quelques niveaux microbréchiques livrent des Lépidocyclines attestant l'âge oligocène.
- e) Des argilites grises passent localement à des argiles varicolores dans lesquelles s'observent des niveaux phanériques clairs et poreux. Ces niveaux siliceux, d'après l'avis de A. CAIRE, offre une ressemblance avec ceux du "flysch interne" algérien.
- f) Après un hiatus d'observation, de nouvelles barres calcaires et nettement conglomératiques apparaissent, formant plusieurs reliefs du mont Macchia di Rossano. Parmi les éléments reconnus se trouvent de gros galets (10 cm) de calcaire blanc finement détritique du type "calcaire pseudocristallin", faciès connu dans le Crétacé supérieur de l'Apennin calcaire méridional.

La série peut être poursuivie par une autre coupe, 2 km plus au N (Masseria Scarfiello), dans laquelle on retrouve les mêmes calcaires conglomératiques. La coupe est la suivante:

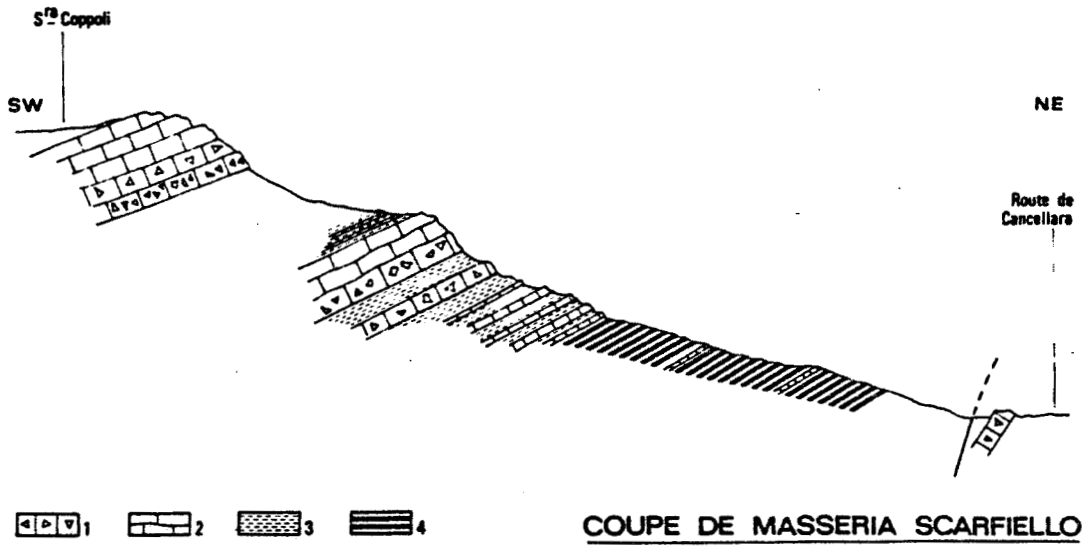
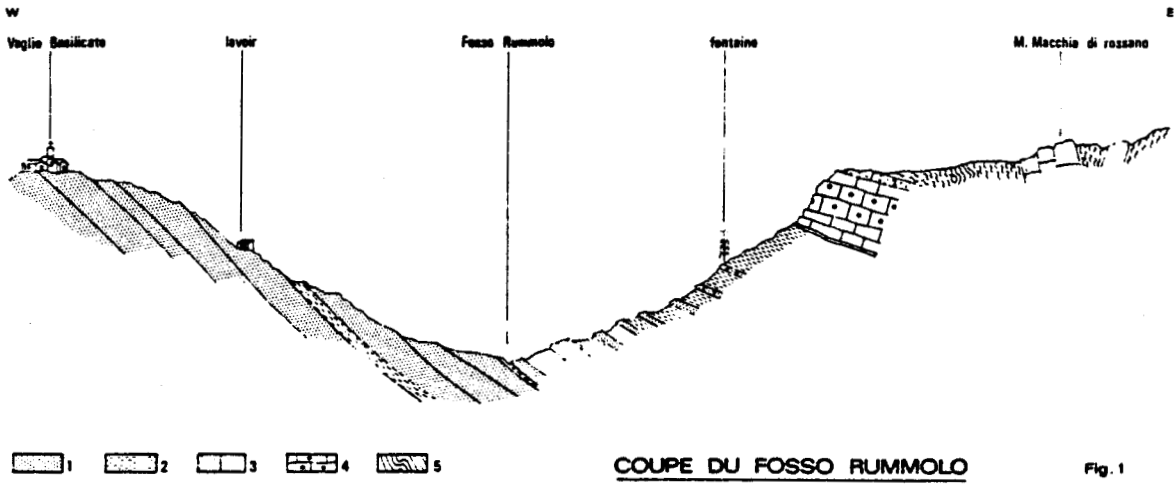


FIGURE 167

COUPES DU FOSSO RUMMOLO ET DE MASSERIA SCARFIELLO

- a) Une barre calcaire (20 m) globalement granoclassée, constituée de bancs de calcarénite. En lame mince, on note : des Mélobésiées, des Nummulites, des Alvéolinidés, des Gypsinidés, des débris d'Orthophragmines, Miscellanea sp., Orbitolites gr. complanatus, Dystichoplax sp. (Yprésien ou Lutétien).
- b) Une zone d'affleurement médiocre de 20 mètres, de nature pélitique. La base est constituée sur 2 mètres d'épaisseur d'un niveau argileux rouge et vert avec des plaquettes de calcaire bioclastique fin. Ces plaquettes montrent en lame mince des sections de Globotruncana sp. et de Globotruncana gr. stuarti (Sénonien élevé).
- c) Une barre massive (6 m), granoclassée, nettement bréchique à la base et livrant de nombreux débris de Rudistes, des fragments de calcaire fin foncé contenant des Miliolidés et une microfaune du Sénonien inférieur remaniée, des fragments d'Orbitoides, des Hedbergelles, Cuneolina sp., Planorbulina sp., Omphalocyclus sp., Siderolites calcitrapoides. Il s'agirait donc de Maestrichtien. Un banc contient en outre Aeolisaccus sp..
- d) Une zone rythmique d'environ 15 mètres, avec des séquences de l'ordre de 50 cm constituées d'un calcaire intraclastique évoluant vers une micrite feuilletée à délités onduleux et à débris argileux. Le sommet de la séquence est une argile feuilletée rouge lie-de-vin. Les calcaires fournissent des Alvéolinidés du Crétacé, Orbitoides sp., Globotruncana gr. stuarti qui indiquent un Sénonien élevé.
- e) Une zone de silixites rouges et vertes, en plaquettes, avec des intercalations d'argiles rouges feuilletées. On peut la suivre sur une cinquantaine de mètres, sa base étant interrompue par un contact anormal. Dans d'autres coupes locales ou nettement plus au N (par exemple, coupe de Masseria Coscia au mont S. Angelo WF 648 109, coupe du barrage de Saetta près de Pescopagano), ces silixites passent vers le bas à des calcaires finement bioclastiques à silix avec des Orbitolines rapportées au Cénomanién.

Le Numidien de Lucanie repose donc sur la série lagonégraïse (fig.162 et 163), encore appelée série de la dépression molisano - sannitique (PESCATORE, 1965) ou série calcaréo - silico - marneuse (SCANDONE, 1967). On ne peut que remarquer les analogies avec le Numidien externe sicilien reposant sur la série iméraise (= de Sclafani). En commun, ces séries partagent: un Trias supérieur dolomitique, un Dogger - Crétacé inférieur périto-siliceux à turbidites calcaires, un Cénomanién (?) calcaro-siliceux manganésifère, un Eocène conglomératique. Par contre, quelques différences les séparent:

- La série de Sclafani est dans l'ensemble moins épaisse que celle de Lagonegro - San Fele. Elle semble avoir été moins nourrie par des apports détritiques. Certains niveaux y sont réduits ou absents, comme le flysch galestrino ou le sommet du Crétacé supérieur.
- Inversement à l'Oligocène les apports terrigènes sont très importants en Sicile (argillites tabac ou grises associées à des microbrèches à Lépidocyclines) et ils se réduisent à guère plus d'une centaine de mètres d'argiles et de marnes en Lucanie.
- Le faciès à turbidites calcaires, conglomératiques parfois, est un peu mieux représenté en Lucanie qu'en Sicile, traduisant l'existence d'une plate-forme carbonatée proche et d'activité constructrice permanente jusqu'à l'Oligocène. Les éboulements catastrophiques (klippes, mégabrèches) de la fin de l'Oligocène à la marge de la plate-forme panormide sicilienne peuvent trouver leur équivalent en Lucanie dans les conglomérats oligocènes de la coupe de Vaglio (il n'est pas démontré que le Flysch rouge souvent chaotique puisse être globalement une formation remaniée).

2. Le membre numidien gréseux

La "formation de Stigliano" (SELLI, 1962), identifiée au Numidien siculo - africain (OGNIBEN, 1964), s'étend en un long chapelet de massifs (fig.163 et 169) depuis Nocera près du rivage ionien, au S, jusqu'à Castelguidone près du Fiume Trigno, au N (soit environ 250 kilomètres). Plus précisément, ce chapelet, serré et linéaire au S, s'égrène et se disperse vers le N.

Les rapports stratigraphiques primitifs de ce Numidien avec son substratum sont souvent bousculés par la tectonique. La nappe des Argille scagliose qui a déferlé jusque dans l'avant-fosse bradanique a recouvert le Numidien, puis dans un second temps le Numidien s'est désolidarisé de son substratum et a chevauché les A.S. De là, la situation souvent réalisée de lames redressées, chevauchantes et chevauchées, par rapport aux A.S. (Stigliano, par exemple). Si dans un certain nombre de cas, la superposition stratigraphique du Numidien sur le Flysch rouge peut être démontrée (cf. coupe de Vaglio ci-dessus et les travaux des universitaires napolitains), dans d'autres cas elle reste incertaine. Il ne m'est pas possible d'affirmer qu'il existe ou qu'il n'existe pas de Numidien lié aux A.S.

D'après les travaux d'ORTOLANI et al. (1975) dans la région des Monts du Sannio, une distinction géographique pourrait être faite entre un Numidien occidental et un Numidien oriental. Tous les deux possèderaient le même substratum, le Flysch rouge. Par contre, le Numidien de faciès occidental est tronqué à son sommet par la surface de charriage langhienne des A.S. alors que le Numidien de faciès oriental est relayé par le dépôt des formations irpinienes langho-tortonienes.

Le début de la sédimentation gréseuse est assez peu documenté. COCCO et al. (1974) ont montré que le sommet du Flysch rouge s'enrichissait progressivement en bancs de quartzarénites. Ce terme de passage, nous l'avons déjà dit, appartient déjà au moins à la zone N5 par la présence de Globorotalia obesa, Globoquadrina dehiscens, Globigerinoides gr. trilobus, Globigerinita stainforthi. Un décalage stratigraphique existe donc entre le Numidien gréseux de l'Apennin méridional et le Numidien gréseux siculo-maghrébin, le début de ce dernier étant généralement daté de la zone N4. Les premiers niveaux gréseux se mettent en place plus tardivement dans le bassin du flysch rouge, sans doute du fait de son éloignement de la source dispensatrice.

Le membre gréseux, numidien au sens strict, peut être analysé avec un certain détail dans les régions de Colobrarò et de Stigliano. Plus au N, les affleurements s'ammenuisent et l'on constate une évolution sur laquelle nous reviendrons ensuite. Les descriptions suivantes concernent donc le Numidien des zones méridionales.

L'épaisseur estimée du membre gréseux est de plusieurs centaines de mètres, atteignant peut-être 1000 mètres d'après OGNIBEN. Il se présente souvent en écaillés à pendage interne redressé ou inverse, fichées dans les Argille scagliose. OGNIBEN rapporte par exemple que le forage Colobrarò 1 est resté jusqu'à 3108 m dans les grès numidiens sub-verticaux.

La pétrographie des grès est assez voisine de celle du Numidien de Sicile, avec parfois de petites dragées de quartz. On note toutefois un peu de glauconie et accessoirement un ciment de CO₃Ca autour des grains. Les grès prennent fréquemment une coloration grise et un aspect terreux dûs à un mélange avec une fraction argileuse. A la partie sommitale du membre gréseux, OGNIBEN (1969) indique un pourcentage de 10 à 20% de granules de glauconite, feldspath, calcaire, fragments de Bryozoaires et de Foraminifères. J'ai observé dans les paquets de Numidien les plus méridionaux, sur la rive gauche du Torrente Canna à proximité du pont, un faciès bréchique comparable à celui que BOUILLIN et RAOULT m'ont fait découvrir au N de Texenna (Algérie). J'attribue cette bréchification à des franes sous-marines précoces affectant un sédiment partiellement consolidé.

En fait, l'originalité du Numidien lucanien ne s'exprime pas dans les barres gréseuses, mais plutôt dans les intercalations entre celles-ci:

- a) Accompagnant les argiles grises numidiennes se développent des niveaux marneux, silteux ou sableux, gris moyen en patine et gris foncé en cassure. Ces marnes sont fossilifères. Par exemple, un échantillon récolté entre 2 barres gréseuses, au S de Colobrarò sur la rive gauche du Fiume Sinni à 2 km du pont, a livré à FEINBERG : Globigerinoides gr. trilobus, G. subsacculifer, G. subquadratus, Globigerinita unicava (TR), indiquant le Burdigalien franc, zone N6. La nannoflore comporte: Dictyococcites abisectus, Cyclicargolithus

floridanus, Reticulofenestra pseudoumbilica, Sphenolithus belemnos (F), Helicosphaera cf. recta (remanié), H. intermedia, H. ampliapertura indiquant au moins la zone NN2 (Burdigalien inférieur).

Cette datation de niveaux marneux intranumidiens corrobore celle fournie par OGNIBEN (1969) avec: Globigerina bulloides, Globigerinoides trilobus, Globorotalia mayeri, G. opima continuosa, Globoquadrina altispira, G. dehiscens, G. cf. larmeyi et celle de GRASSO et al. (1987).

CIARANFI et LOIACONO (1983) subdivisent les grès numidiens lucaniens en 4 biozones:

- (1) N6 avec Globigerina venezuelana, G. praebulloides, Globoquadrina dehiscens, Globigerinoides trilobus, G. cf. primordius (il n'est pas clair dans leur description que ces faunes soient au contact du flysch rouge).
- (2) N7 avec Globigerina praebulloides, G. woody, Globoquadrina dehiscens, Globigerinoides trilobus.
- (3) N8 avec Praeorbulina glomerosa, P. transitoria, Globigerinoides bisphericus, G. trilobus, Globoquadrina langhiana, G. dehiscens, Globigerina praebulloides, G. woody, Globorotalia obesa, G. siakensis.
- (4) N9 (pro parte) avec Orbulina suturalis, Globoquadrina langhiana, G. altispira, Globigerina praebulloides, G. falconensis, Globorotalia praescitula, G. peripheronda.

b) Les niveaux marneux prennent parfois une grande importance et ils sont alors clairement associés à des olistostromes. J'ai constaté ce phénomène en plusieurs endroits:

- (1) Sur la route de Valsinni, des argiles brunes intercalées de grès fins contiennent des blocs interstratifiés de micrite assez fragile de teinte crème et dont la taille peut atteindre 1 mètre.
- (2) A 4 km au N de Colobraro, dans des marnes à minces bancs gréseux sont englobés des blocs de calcaire à pellets atteignant 1,5 m de diamètre.
- (3) A 2 km au N de Colobraro, à la Serra Cortina servant de localité-type à la définition de la formation supra-numidienne de Serra Cortina, on retrouve un olistostrome. Là encore, la matrice est formée de marnes sableuses, finement micacées, gris foncé en cassure fraîche. La stratification de ces marnes est soulignée par de minces bancs de grès micacés tapissés parfois de rides de courant. Les blocs sont constitués de grès calcaires durs et sombres, de biomicrites grise ou rosée à débris de Lamellibranches et à alvéoles remplies de calcite spathique, de galets d'argile enrobés d'un cortex carbonaté. Des dragées de quartz d'une taille de 2 cm sont dispersées dans les marnes.

- (4) L'exemple le plus démonstratif que j'ai pu observer est celui du Timpone del Caprio, sur la piste de Nocara à Rotondella (voir fig. 168)

Cette coupe montre, en continuité stratigraphique indubitable avec les grès numidiens et sur une épaisseur d'environ 200 mètres, une assise à caractère d'olistostrome.

L'échantillon 79636 livre (dét. FEINBERG) : Globigerinoides trilobus, Globoquadrina dehiscens (au moins N5); le 79635 : Globigerinoides gr. trilobus, G. cf. bisphericus (N8, Burdigalien terminal - Langhien inférieur); le 79633 : Globigerinoides trilobus trilobus, G. cf. immaturus, Globoquadrina sp. (N5 au moins), ainsi qu'une nanoflore à Dictyococcites bisectus (remanié), D. abisectus, Sphenolithus belemnos, S. heteromorphus (R) (au moins NN4).

Ces exemples montrent à l'évidence que pendant la sédimentation des grès numidiens se mettent en place de manière concomitante des coulées boueuses. L'énergie de ces masses turbides est plus ou moins élevée: forte, elle donne des marnes à blocs chaotiques; faible, elle donne un courant tractif fortement dilué avec une charge solide constituée de particules terrigènes fines et qui conduit à une stratification.

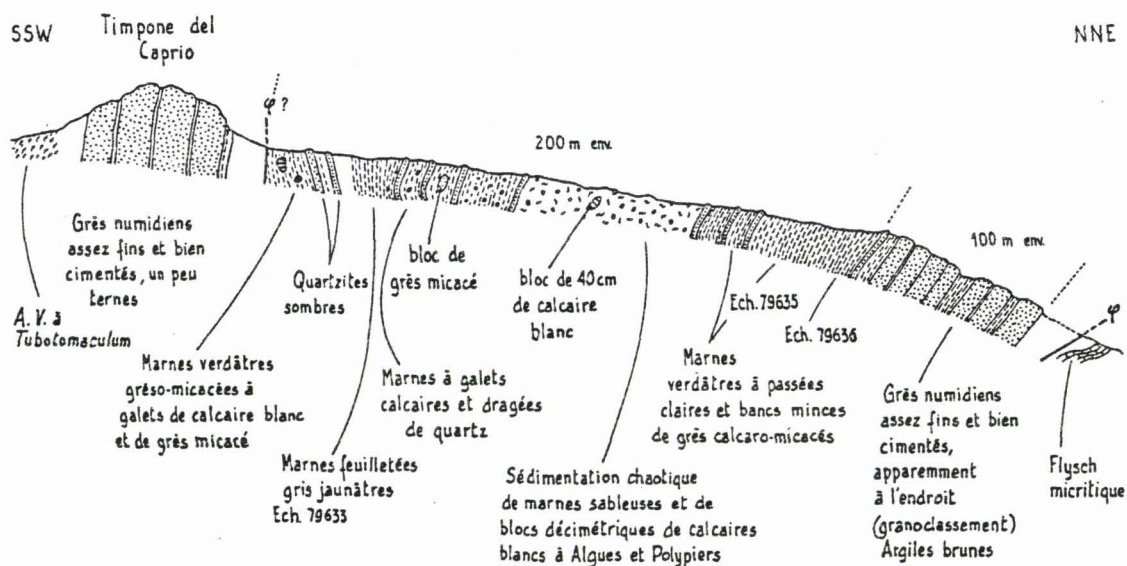


FIGURE 168

COUPE DU TIMPONE DEL CAPRIO

Alors que les sables numidiens se trouvent partiellement remaniés dans les olistostromes, les coulées boueuses contaminent très peu les sables numidiens. La provenance et le trajet de ces deux matériels semble donc différents.

- (5) Je rattache les descriptions précédentes à celles publiées par BOENZI, CIARANFI et PIERI (1968) et BOENZI et CIARANFI (1968). Ces auteurs décrivent un passage stratigraphique des Argiles varicolores à la formation de Stigliano. En d'autres termes et selon ceux-ci, le Numidien constituerait donc la couverture stratigraphique des Argille scagliose (les auteurs semblent avoir abandonné cette conception aujourd'hui...). En certains points (Fiume Basento, Vallone S. Barbara), ils notent la présence de glissements sous-marins (olistostromes) dans la zone de passage aux grès numidiens. Ceux-ci se matérialisent par des blocs arrondis (du dm³ au m³) dispersés chaotiquement dans une matrice de sable numidien (épaisseur: 45 m). Parmi les blocs, ils reconnaissent des calcaires détritiques à Algues, Milliolidés et Textularidés, des microbrèches calcaires blanches ou grises à fragments de Nummulites, Alvéolines, Miogypsines, Lépidocyclines et petits Globigérinidés, des grès numidiens, des paquets de marnes ou de marnes silteuses à petits Globigérinidés. La provenance des blocs calcaires peut être recherchée dans les séries de la plate-forme interne ou du Flysch rouge. Le glissement se serait produit pendant la sédimentation des premiers niveaux de sable numidien.

Les termes de passage stratifiés qui surmontent l'olistostrome sont constitués de marnes silteuses grises, de siltstones quartzo-micacés, de calcarénites grises, de grès quartzeux gris et de calcaires marneux verdâtres. Progressivement les marnes cèdent la place à des argiles et les grès deviennent prépondérants. Cette transition assure totalement

la continuité. On pourrait donc être tenté de croire à une série continue A.S, olistostrome, grès numidiens.

Or, nous avons vu que le phénomène olistostrome pouvait se produire à différents niveaux du membre gréseux numidien, en conséquence on ne peut le cantonner à sa base. Les faunes récoltées par BOENZI, CIARANFI et PIERI dans les termes de passage de l'olistostrome aux grès numidiens indiquent la zone N8 attestée par Globigerinoides trilobus bisphericus accompagnant Globigerinoides trilobus immaturus, G. trilobus irregularis, G. trilobus sacculifer, Globigerina falconensis, Globorotalia mayeri. Les olistostromes semblent donc apparaître de manière synchrone pendant la zone N8 (Burdigalien terminal - Langhien inférieur).

Les coupes et la cartographie de BOENZI et al. peuvent alors s'interpréter différemment, si l'on considère comme valide la liaison stratigraphique entre les A.S. et les olistostromes. Ces A.S. peuvent représenter des klippes sédimentaires effondrées dans le bassin des grès numidiens. Elles constitueraient des corps étrangers, glissés, issus de l'empilement de nappes formant le rebord occidental du bassin irpinien.

En ce qui concerne la nature des matériaux participant aux olistostromes:

- Les calcaires blancs ou gris ont un faciès pararécifal et proviennent soit directement de la plate-forme interne, soit indirectement de celle-ci par remaniement du Flysch rouge.
- Les sables numidiens alimentent en partie les marnes à blocs par érosion du fond et entraînement dans la coulée.
- La matrice marneuse est un mélange en proportions variables d'argile varicolore, de marne verdâtre, de silt ou de sable fin.
- Les grès fins, felspathiques, micacés et glauconieux, à ciment calcaire et à petites Globigérines résultent d'un remaniement de nappes (nappe silentine d'après la nature immature des éléments).

En conclusion, deux différences essentielles ressortent d'avec le Numidien sicilien: d'une part, le début et la fin de la sédimentation gréseuse sont plus tardifs et d'autre part, la fin de la sédimentation gréseuse est troublée par l'arrivée d'olistostromes.

La terminaison septentrionale du Numidien est représentée dans la figure 169 qui rassemble la cartographie de CIARANFI et LOIACONO (1983) et de COCCO et al. (1974), les indications schématiques d'ORTOLANI et al. (1975) : lettres A à P, et enfin des observations personnelles : numéros 1 à 49.

Localisation des affleurements représentés

- 1) à l'W de Tolve, route barese km 15,2
- 2) Vaglio Basilicate
- 3) Piano S. Nicola, carrefour des routes n° 93 et 169
- 4) au S de la Cappella Gesu Cristo, au S de Cesaracchio
- 5) Possidente et M. Quattrocchi
- 6) Sarnelli
- 7) Route n° 381 de San Fele à Bella km 7, au NE de la maison forestière
- 8) Route n° 381 km 11, près de Tre Confini
- 9) à 2 km au S de Toppo di Castelgrande, au SE du lac de Saetta
- 10) à 2 km au SSW de Pescopagano
- 11) à 1,5 km à l'E de Santomena
- 12) route entre Aquilonia et la station ferroviaire, près de C. Pesco di Rago
- 13) à 1 km au N de Rocca S. Felice
- 14) à 2 km au SW de Villamaina, le long du Torrente Frédane
- 15) à 500 m au SE de la Cappella Grotta S. Michele, à l'E de Casalbore
- 16) Entre Casalbore et Ginestra degli Schiavoni, à 1 km au N de C. S. Elena

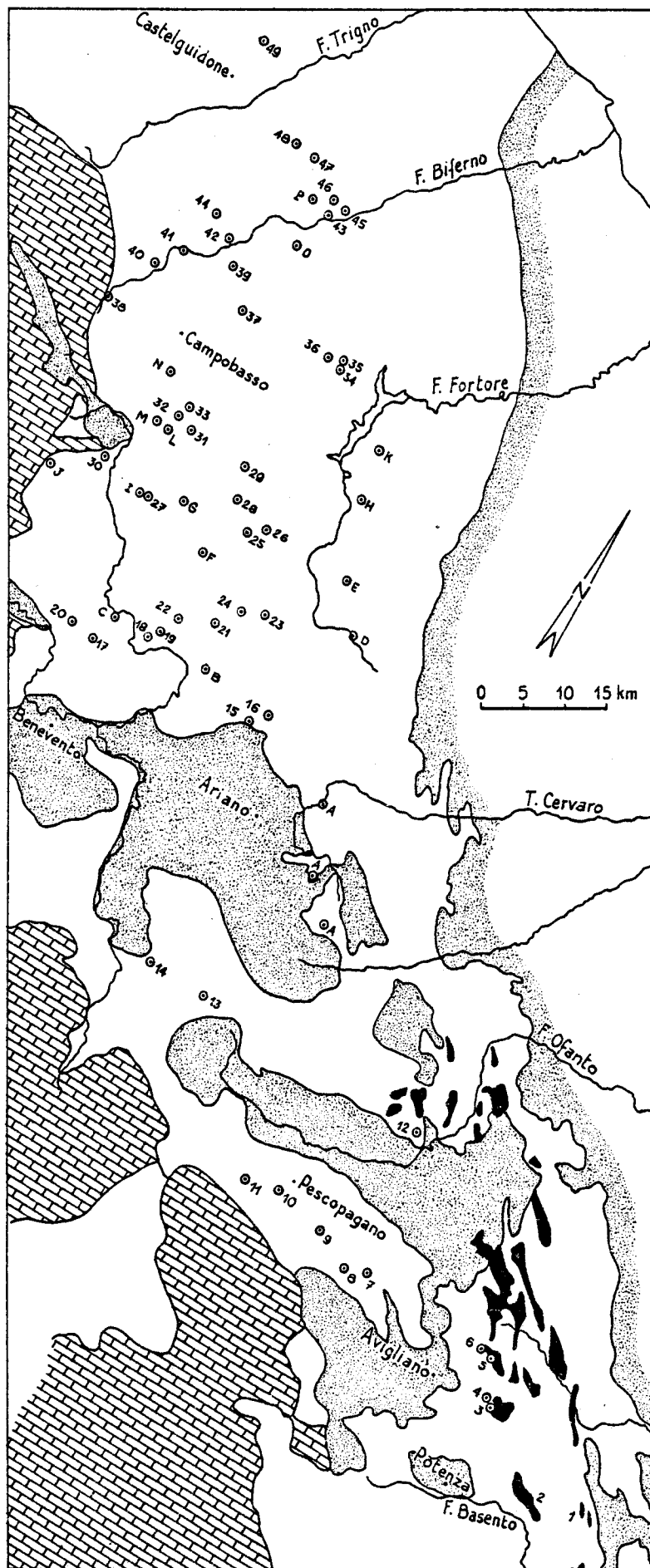


FIGURE 169

LOCALISATION
DES AFFLEUREMENTS
SEPTENTRIONAUX
DE NUMIDIEN
DANS
L'APENNIN
MÉRIDIIONAL

d'après relevés personnels
(points 1 à 49)
et
documents cartographiques de
CIARANFI & LOIACONO (1983)
(en noir)
COCCO et al. (1974)
ORTOLANI et al. (1975)
(points A à P).

Pointillé:
bassins mio-pliocènes.
Briques:
Apennin calcaire.

- 17) Route de Benevento à Fragneto Monforte, à 500 m au N du T. S. Giovanni
- 18) Route de Pesco Sannita à S. Marco, au N de Masseria Gentile
- 19) Route de Pesco Sannita à S. Marco, au N du bivio di Reino
- 20) Entre Toppa Infuocata et Masseria Torre, au NE de Ponte
- 21) Ciannavera et au S vers Molinara, au NE de S. Marco dei Cavoti
- 22) à 2,5 km au SW de S. Marco, près de Masserie Casciani
- 23) à 2 km à l'E de Foiano di Val Fortore, près du pont Zucariello
- 24) au N de Morgie dei Capozzi, au SW de Foiano
- 25) Decorata, au SW de Castelvetere in Valfortore
- 26) Ponte Cervaro, au SW de Castelvetere
- 27) S. Croce del Sannio
- 28) Case Ipalucci, au S de Riccia
- 29) Ponte Escamare, au S de Riccia
- 30) Bivio Sepino et de la route n°3
- 31) I Masoni, au NE de Cercemaggiore
- 32) à 2 km au NNW de Cercemaggiore
- 33) à 2 km au SW de Gildone
- 34) au S de S. Elia sur la route de Pietracatella
- 35) à 1 km à l'W de S. Elia
- 36) au SE du Mont Serrazasilla
- 37) au N de Matrice
- 38) Molino Martorelli, route le long du Fiume Biferno à l'W de Busso
- 39) à l'W de Montagano
- 40) au S de Castropignano, route n° 41
- 41) à 2,5 km au NE de Castropignano, sur la route n°1
- 42) route de Limosano au Fiume Biferno
- 43) Molino del Duca, au S de Lupara, route n°1
- 44) à 1 km au S de S. Angelo Limosano
- 45) à 2,5 km à l'E de Lupara, route n°1
- 46) à l'E et à l'W de Lupara
- 47) Chapelle S. Giovanni, à 2 km au N de Civitacampomarano
- 48) Mont Andrea, entre S. Giovanni et Roccavivara
- 49) à 1 km au N de Torrebruna
- A) Entre le fiume Cervaro et le torrent Calaggio
- B) A l'E du lac de S. Giorgio la Molara
- C) Près de Fragneto l'Abate
- D) le long du fiume Fortore à l'W de Roseto Val Fortore
- E) près de S. Bartolomeo in Galdo
- F) près de Colle Sannita
- G) entre S. Croce del Sannio et Castelpagano
- H) le long du torrent La Catola
- I) à l'W de S. Croce del Sannio
- J) près de la source Acqua Spasa, le long de la route de Pietrarola à Morcone
- K) près de Celenza Val Fortore
- L) à l'W de Cercemaggiore
- M) entre Cercemaggiore et Cercepiccola et au N du mont Saraceno
- N) au S de Ferrazzano
- O) près de Castellino del Biferno
- P) près de Castelbottacio

Evolution sud-nord des grès numidiens

CIARANFI et LOIACONO (1983) ont étudié en détail la sédimentologie des grès numidiens entre Stigliano et Melfi. Ils distinguent quatre lithofaciès:

- un lithofaciès a qui est le faciès classique du Numidien grossier;
- un lithofaciès b de turbidites granoclassées avec un intervalle a de BOUMA bien marqué, alternant avec des argiles silteuses ou des marnes;
- un lithofaciès c de grès fins sans intervalle a de BOUMA;

- un lithofaciès d de marnes silteuses laminées.

Le lithofaciès a est plus développé dans les coupes situées au S (Torrente Salandrella, Monte La Croccia), le lithofaciès d est au contraire plus développé au N (Bosco della Frasca). Le sens des paléocourants possède une nette composante vers le N.

Les différentes coupes que j'ai réalisées jusque dans le Molise montrent que l'épaisseur des grès grossiers diminue vers le N. C'est du moins l'impression générale car les coupes sont toujours incomplètes. Elle atteint au N quelques dizaines de mètres dans ce qui doit être la partie la plus distale du bassin numidien.

La granulométrie devient plus fine. Les dragées de quartz persistent mais deviennent rares et les plus grosses ont un diamètre d'un centimètre. Les grès sont déconsolidés et sont plus fréquemment pollués soit par des fragments d'argile, soit par des débris carbonatés.

Des niveaux marneux, blancs parfois, de plus en plus abondants envahissent les grès. Ceux-ci sont accompagnés de bancs de micrite grise et de calcaires bioclastiques et microbréchiques à éléments d'environ 5 mm à 1 cm. Ces calcaires livrent (dét. LORENZ) selon les endroits:

- beaucoup de Bryozoaires, des débris d'Oursins, des Lithothamniées, des Amphistégines, Gypsina sp., Elphidium sp. (carrière entre Casalbore et Ginestra);
- des Miliolles (Biloculines), des Globigérines, Gypsina sp. (carrière de Masseria Torre au NE de Ponte);
- des nombreux petits Foraminifères, des Lithothamniées, Discorbis sp., Robulus sp., Gypsina sp., Elphidium sp., des Amphistégines et des Globigérines (route de S. Giovanni au N de Matrice);
- des petits Foraminifères, des Globigérines et des spicules (Riccia).

Le faciès de ces biocalcarénites de plus en plus abondantes vers le N s'accorde avec celui des séries carbonatées du Miocène inférieur-moyen du Bassin du Sangro (CLERMONTÉ, 1975) et témoigne de la proximité de plate-formes carbonatées.

Je considère que le matériel numidien qui constitue la partie supérieure des coupes de Lucanie, ainsi que la quasi-intégralité du Numidien molisan est résédimenté. Il aurait été emprunté à des zones plus méridionales, sevrées en sable grossier au Burdigalien, et redistribué à la faveur de courants. Ainsi s'expliquerait l'âge récent (jusque N9), fortement diachronique par rapport au membre gréseux sicilien ou maghrébin, d'après CIARANFI et LOIACONO (1983). Ainsi s'explique l'existence de marnes sableuses à dragées de quartz, mélange de sables propres à dragées (grain-flow) et de marnes dans un courant tractif.

3. Le Miocène moyen supra-numidien du bassin irpinien

Entre Colobrarò et la rivière Basento, le Numidien est constamment en contact soit avec les argiles varicolores, soit avec une formation marno-gréseuse à intercalations calcaires dite "formation de Serra Palazzo" (SELLI, 1962). La nature de ce dernier contact est rarement bien analysable et fréquemment tectonique d'après les documents cartographiques. En certains points cependant, certains auteurs assurent la continuité stratigraphique: WEZEL, 1966; PALMENTOLA, 1967, 1969, 1970; BOENZI, CIARANFI et PIERI, 1968; OGNIBEN, 1969. La cartographie, quand elle vient à l'appui de cette assertion, semble montrer que la continuité n'est pas aussi simple et que l'on peut interpréter le Numidien comme des klippes sédimentaires dans le bassin de la formation de Serra Palazzo.

La formation de Serra Palazzo peut être subdivisée en plusieurs membres, de bas en haut:

- a) des marnes gréseuses et des grès mal cimentés (l'un ou l'autre prédominant), d'environ 150-200 mètres d'épaisseur, livrant à OGNIBEN (1969): Globigerina bulloides, Globigerinoides trilobus, G. bisphaericus, G. conglobatus, Globoquadrina altispira, G. dehiscens, Globorotalia mayeri, G.

obesa, *G. scitula* et à PALMENTOLA (1967): *Hastigerina siphoniphera*, *Globorotalia mayeri*, *G. obesa*, *Globigerina falconensis*, *Globoquadrina altispira*, *G. dehiscens*, *Globigerinoides gomitulus*, *G. trilobus*, *G. trilobus bisphericus*, *G. trilobus irregularis*. Ces faunes caractérisent la zone N8 (zone à *G. bisphericus*) ou Burdigalien supérieur - Langhien inférieur. WEZEL (1966) cite un autre échantillon avec : *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides trilobus*, *G. dinapollii*, *G. irregularis*, *G. ruber*, *G. trilobus immaturus*, *G. trilobus sacculifer*, *Orbulina universa* (rare), *Globigerinella aequilateralis*, *Globoquadrina altispira*, *Globorotalia cf. opima*, *G. mayeri*. La présence d'*Orbulines* pourrait donc étendre au Langhien franc, N9, le sommet de ces marnes.

- b) des calcarénites et des calcaires marneux, d'épaisseur variable (50 à 500 mètres), ayant livré à OGNIBEN (1969): *Nephrolepidina cf. tournoueri*, *Eulepidina* sp., *Miogypsinoides cf. complanatus*, *Miogypsina gunteri*, *Spiroclypeus* sp., *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Rotalia* sp., *Borelis* sp., ainsi que *Orbulina universa* dans les calcaires à grain fin. L'âge est donc au moins N9.
- c) des marnes et des grès micacés, d'environ 200 mètres d'épaisseur. WEZEL (1966) y rapporte: *Globorotalia cf. fohsi fohsi*, *G. praemenardii*, *G. obesa*, *G. mayeri*, *G. cf. opima*, *Globoquadrina dehiscens dehiscens*, *G. altispira globosa*, *G. altispira altispira*, *Globigerina venezuelana*, *G. praebulloides*, *G. falconensis*, *G. foliata*, *G. cf. bulloides*, *Globigerinoides trilobus immaturus*, *G. trilobus trilobus*, *G. ruber*, *Orbulina suturalis*, *O. universa*, *O. bilobata*. Il s'agirait de Serravalien, zone N12 au moins.
- d) des grès fins ou moyens à structures turbiditiques, d'une épaisseur de l'ordre de 1000 mètres selon OGNIBEN ou de 450 mètres selon PALMENTOLA (1969).
- e) des marnes et des silts, d'une épaisseur de 300 mètres. On voit apparaître dans cette partie haute: *Globigerina nepenthes*, *Globigerinoides obliquus*, *Globorotalia menardii* indiquant la zone N15 (Tortonien basal).

D) La zone externe du bassin irpinien : la formation de Faeto

En bordure de l'avant-fosse bradanique, entre les rivières Basento et Fortore, se développent des formations turbiditiques de nature calcaro-marneuse, calcarénitique et marneuse, en bancs généralement inférieurs au mètre, avec des passées grés-micacées à grain fin. Ces formations sont chevauchantes et elles reposent sur une semelle tectonisée composée de calcarénites et d'argiles rouges et vertes. On n'en voit donc pas la base stratigraphique. Elles ont été décrites sous les noms de "flysch marno-calcaire" (IPPOLITO et LUCINI, 1954), de "formation de la Daunia" ou plus généralement de "Flysch de Faeto" (CROSTELLA et VEZZANI, 1964).

L'âge de la formation de Faeto serait Serravalien - Tortonien inférieur d'après PALMENTOLA (1970). Dans une coupe près de Tricarico, il distingue une partie inférieure qui contient notamment: *Praeorbulina glomerosa*, *P. transitoria*, *Orbulina bilobata*, *O. suturalis*, *O. universa*, *Globorotalia praemenardii* et une partie supérieure avec en plus : *Globigerina nepenthes* et *Globorotalia menardii*.

Des faunes plus anciennes ont été récoltées par GUERRERA (1978):

- la partie inférieure de la zone N8 avec *Globigerinoides trilobus*, *G. sicanus*, *G. immaturus*, *G. altiapertura* (Rotello dans le Molise);
- la partie supérieure de la zone N8 avec *Globorotalia scitula praescitula*, *Praeorbulina glomerosa curva*, *P. glomerosa glomerosa*, *P. transitoria* (Montelongo et S. Croce di Magliano dans le Molise);
- la zone N9 avec en plus *Orbulina suturalis* et *O. bilobata* (Colletorto dans le Molise et Faeto dans les Monts de la Daunia).

La formation de Faeto peut être considérée comme une variation latérale de faciès de la partie supérieure de la formation de Serra Palazzo, par un enrichissement progressif vers l'W en détritique carbonaté.

E) Le Miocène de la plate-forme intermédiaire

La plate-forme abruzzo-campanienne constitue la marge orientale du bassin irpinien. Dès le Trias supérieur elle s'individualise avec des zones marginales récifales et une zone centrale d'arrière-récif. Sur son talus occidental, les faciès plus profonds à brèches récifales de l'unité du Mont Croce assurent la transition avec le bassin du Lagonegro. Deux épisodes régressifs principaux l'affectent: l'un au Crétacé moyen avec la formation de bauxites, l'autre au Paléogène qui est souvent lacunaire. L'Eocène, quand il existe, est représenté par des biocalcarénites pouvant passer à des calcaires fins de type scaglia. L'Oligocène - Aquitanien est absent ou peu épais de faciès calcarénitique et organogène à Algues. Le Burdigalien, plus souvent présent et transgressif, est constitué de calcirudites, de calcarénites, de calcaires construits à Miogypsines.

L'épisode marquant est la transgression généralisée du Langhien supérieur qui amorce le basculement et l'effacement de la plate-forme. Ce niveau est souvent discordant sur le Mésozoïque. La succession continue des dépôts comporte:

- Le Langhien supérieur avec des calcarénites, des calcirudites, des calcaires construits à Pectinidés, Ostréidés, Bryozoaires, Echinodermes et Algues calcaires.
- Le Serravallien avec des calcarénites, des calcaires marneux et des marnes à Orbulines et Planctoniques.
- Le Tortonien inférieur avec des argiles, des marnes silteuses à minces passées de grès fins. De petits olistolithes issus de la fragmentation d'unités plus internes s'intercalent parfois dans ce niveau.

IV. CONCLUSION

Les flyschs oligo-miocènes d'Apennin méridional manifestent des ressemblances et des divergences avec leurs homologues maghrébins. La ressemblance essentielle est que l'on retrouve le même duo de flyschs: flysch grésomiacacé et Numidien.

Le flysch grésomiacacé est lié aux formations pré-apenniniques, structurellement et par la nature de ses éléments remaniés. Il occupe donc paléogéographiquement un domaine assez interne. Il s'agit, selon moi, du flysch de San Mauro-Albidona qui offre des similitudes, par ses faciès pétrographiques et par ses séquences, avec le flysch grésomiacacé de Troina-Tusa. Le reste de la colonne stratigraphique des flyschs silentins diffère nettement de celle des flyschs siculo-maghrébins. Par exemple, on ne retrouve pas de pendant au flysch de Pollica-Saraceno.

Le Numidien n'est pas lié aux mêmes formations selon sa position dans l'arc tyrrhénien. Au S, en Calabre, il est lié aux A.S. d'affinité maghrébine. Au N, en Campanie et en Basilicate, il est lié au flysch rouge, c'est-à-dire aux formations du bassin irpinien appartenant au domaine externe apenninique.

La provenance méridionale des sables numidiens est déduite de plusieurs constatations:

- Premièrement, la formation diminue d'épaisseur vers le N et s'éteint. On ne retrouve pas de grès numidiens dans les Apennins septentrionaux.
- Deuxièmement, la formation est de plus en plus atypique vers le N. La granulométrie devient plus fine et la pollution par des sédiments étrangers (grésomiacacé, éléments de plate-forme, olistostromes) est très marquée.
- Troisièmement, ce Numidien est plus tardif, ce qui conjointement avec la pollution peut signifier qu'il est remanié.

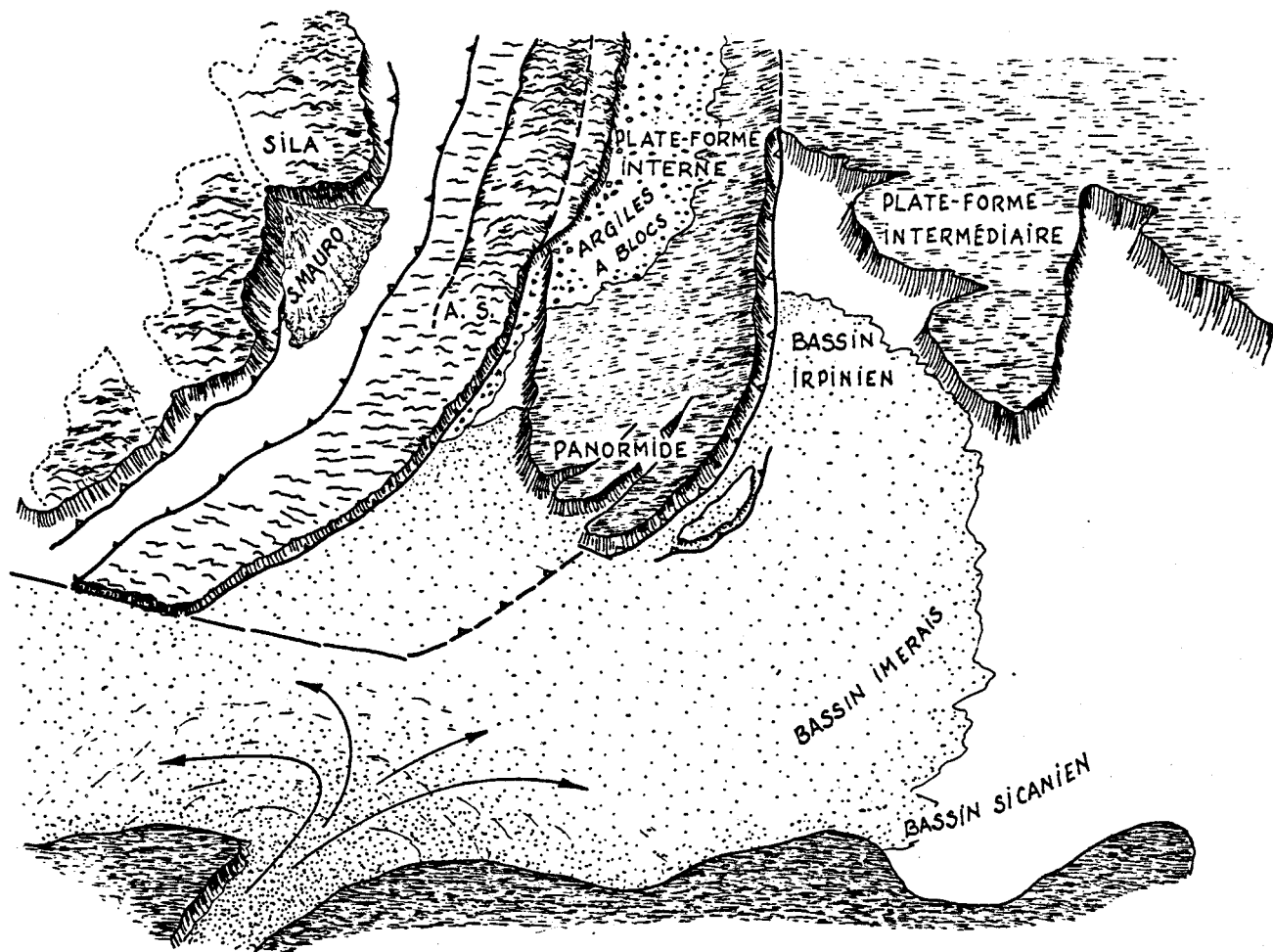


FIGURE 170

SCHEMA PALEO GEOGRAPHIQUE DE L'ARC CALABRAIS PENDANT LE DEPOT DU NUMIDIEN

Un essai de reconstitution des bassins de flyschs, au moment où commence à se sédimenter le Numidien, est proposé dans la figure 170. On y reconnaît :

- Au S, l'apex du grand cône sous-marin numidien. Il prolonge l'axe fluvio-deltaïque de Fortuna implanté à la frontière du bloc atlasique tunisien et du bloc pélagien (plate-forme d'Halk-el-Menzel, plate-forme trapanaise, plate-forme de Sciacca, plate-forme ibléenne).
- Au NE, les plate-formes apenniniques.
- Au NW, le domaine pré-apenninique qui englobe les massifs péloritano-calabrais et un édifice de nappes pré-apenniniques (complexe ophiolitifère, flyschs argileux chaotiques ou A.S.).

Le domaine pré-apenninique est entré en collision, au moins partiellement et obliquement, avec la plate-forme apenninique interne. La subduction du domaine apenninique sous le domaine pré-apenninique est vraisemblablement lié à l'ouverture du bassin provençal et à la dérive vers l'ESE du bloc corso-sardo-calabrais. C'est l'amorce de l'arc tyrrhénien. Une zone transformante, passant au S de la Sardaigne, relie la zone de subduction calabraise à la zone d'expansion du bassin provençal.

Dans notre hypothèse, un espace marin profond, sinon océanique, sépare le bloc pélagien des plate-formes apenniniques. Nous partageons en cela le modèle de DER COURT et al. (1985) dans lequel une Mésogée se forme au Mésozoïque par dérive vers le N de la plaque apulienne. La communication est possible entre le bassin maghrébin et la Mésogée. Le bassin imérais et le bassin irpinien sont des parties de cette jonction. Le blocage de l'Apulie au N et le rapprochement des plaques européenne et africaine font que cet espace a tendance à se résorber.

Au niveau de la plate-forme apenninique interne, on assiste à différents phénomènes. Sur sa partie interne occidentale, des fragments de nappes et des argiles à blocs s'étalent avant d'être recouverts par les nappes mouvantes. La collision a entraîné d'autre part un décollement général de la plate-forme, ce qui fait que le bord externe, oriental et méridional, vient chevaucher le bassin adjacent. Des mégabèches et des turbidites calcaires se mettent ainsi en place dans les bassins irpinien et imérais à l'Oligocène terminal.

Les flyschs de San Mauro et d'Albidona représentent, à mon sens, des éventails détritiques colmatant des zones effondrées situées sur les nappes pré-apenniniques. Enfin, la fermeture de l'océan ligure entre le bloc péloritano-calabrais et la plate-forme apenninique interne interdit la dispersion directe vers le N des sables numidiens qui ne peuvent s'étaler qu'en contournant vers le NE l'extrémité méridionale du Panormide.

Seconde Partie

Etude thématique

Les flyschs oligo-miocènes
et leur contexte géodynamique

Cette seconde partie de l'ouvrage traite, d'une part, des méthodes sédimentologiques qui ont été retenues pour l'étude des flyschs oligo-miocènes (essentiellement le Numidien) et, d'autre part, expose les différents problèmes d'ordre général (stratigraphiques, tectoniques, paléogéographiques et géodynamiques) soulevés par le Numidien.

Les méthodes sédimentologiques classiques de l'étude des flyschs ont été testées sur le Numidien et le flysch grés-micacé. Certaines d'entre elles se sont révélées peu adaptées.

- L'analyse séquentielle, uniquement basée sur les variations d'épaisseur et de granulométrie des bancs, ne peut s'appliquer avec profit qu'au flysch grés-micacé. Ce sujet a été abordé dans l'étude du flysch d'Algesiras en Andalousie. Dans le Numidien, l'absence de coupes continues détaillées due à la médiocrité des affleurements ne nous a pas encouragés à poursuivre dans cette voie. Les quelques essais pratiqués sur les coupes de Tanger, de Tabarka, de Ben Métir ou des Madonies ont été peu concluants et n'ont donc pas été relatés. Le lecteur intéressé par cet aspect sédimentologique peut trouver des coupes partielles dans PENDON (1978) ou WEZEL (1970). De même, les intervalles de BOUMA des turbidites classiques étant invisibles ou absents dans les grès numidiens, il n'est pas possible d'en décrire les variations spatiales. Il paraît donc difficile d'appliquer au Numidien les méthodes d'étude et les modèles sédimentaires qui ont fait leurs preuves appliqués à d'autres flyschs (flyschs d'Hecho, d'Annot et de Peïra-Cava, macigno, marnoso-arenacea ...).

- La granulométrie a été appliquée sur des échantillons de Numidien sableux pour détecter des gradients régionaux.

- L'exoscopie a permis de définir l'état de surface des grains de sable numidiens et d'en faire la comparaison avec celui d'autres formations.

- La thermoluminescence des grains de quartz détritiques a été reprise à la suite d'autres auteurs afin de mettre en évidence des liens de parenté entre différentes formations susceptibles d'être à l'origine du Numidien.

- La minéralogie du Numidien est pauvre du fait de son extrême maturité. A partir de données recueillies chez d'autres auteurs, il est proposé une interprétation de l'alimentation en minéraux argileux.

- L'analyse des structures de dépôt et la mesure des figures de paléocourants apportent des informations sur le phénomène de mise en place des sables numidiens et des turbidites grés-micacées, ainsi que sur leur mode de dispersion.

Plusieurs questions ne trouvent de réponse qu'une fois bien précisé l'âge du Numidien. Ainsi, le Numidien s'est-il déposé après ou avant le flysch grés-micacé ?... après ou pendant l'Oligo-Miocène kabyle (néoautochtonie ou non) ?... avant, pendant ou après les grès de Fortuna (alimentation) ?

Les grès numidiens représentent une énigme géologique par leur masse et leur répartition considérables. Dans le chapitre "Pourquoi le Numidien", nous essayerons de dégager le concours de circonstances qui ont conduit à leur sédimentation.

En tant que remplissage ultime du bassin des flyschs, le Numidien constitue un bon marqueur, par ses déformations et ses remaniements, des premiers stades de la tectogénèse qui affecte les Maghrébides à la fin du Miocène inférieur.

Enfin, pour clore cette seconde partie, nous tenterons de restituer la paléogéographie au moment où se déposent les grès numidiens, en précisant les limites de leur bassin et en examinant les formations qui constituaient leur substratum stratigraphique.

ETUDE GRANULOMETRIQUE

Une analyse granulométrique exhaustive des grès numidiens est une entreprise difficile pour plusieurs raisons:

- 1) D'abord parce qu'il s'agit de grès et non de sables. Seuls quelques échantillons mal cimentés ou décimentés se prêtent à la granulométrie classique par tamisage. En dépit d'un écrasement modéré à la main, l'examen à la loupe binoculaire montre que les classes fines sont encore composées d'aggrégats de grains élémentaires. La granulométrie automatisée sur plaque mince (BROQUET, 1968) permet de s'affranchir de cet écueil mais elle reste d'une interprétation délicate.
- 2) Ensuite parce qu'il n'existe aucun niveau repère qui autorise une comparaison entre des horizons stratigraphiquement semblables.
- 3) Enfin, au sein d'une coupe, même restreinte, les variations granulométriques verticales sont très larges et posent le problème de la représentativité de l'échantillonnage.

Divers travaux antérieurs ont déjà fourni des données précises sur la granulométrie du Numidien: CALDERONE et LEONE, 1966; WEZEL, 1967; BROQUET, 1968. Ils restent cependant cantonnés à la Sicile et la Lucanie. Les échantillons étudiés ici couvrent en outre la chaîne bético-rifo-tellienne. Ils ont été prélevés au hasard de levés de coupes, lorsque leur consistance s'approchait de celle d'un sable. A cause des motifs exposés ci-dessus et de leur nombre limité (une soixantaine), les conclusions auxquelles ils donnent lieu ne sont pas parfaitement assises et d'autres prélèvements seraient nécessaires pour confirmer ou infirmer ces premiers indices.

I. METHODES UTILISEES

A) La méthode des indices granulométriques

Ces derniers peuvent être extraits de la courbe granulométrique à partir d'une combinaison linéaire de divers percentiles (procédé empirique) ou bien encore des mesures de tamisage elles-mêmes (procédé numérique des moments statistiques). Ces deux procédés ont été testés et ils aboutissent à des résultats comparables. Les indices granulométriques retenus sont ceux de FOLK et WARD. Ils s'expriment en unités phi (- logarithme à base 2 de la taille en millimètres).

La taille moyenne des grains peut être approchée par la médiane (phi 50) ou par la moyenne graphique $(\phi 16 + \phi 50 + \phi 84)/3$.

La dispersion autour de cette moyenne (classement, uniformité ou sorting) se détermine soit par l'écart-type graphique $(\phi 84 - \phi 16)/2$

soit par l'écart-type graphique inclusif: $(\phi 84 - \phi 16)/4 - (\phi 95 - \phi 5)/6,6$

L'asymétrie (Skewness) de la distribution est donnée par l'Asymétrie graphique inclusive:

$$(\phi 16 + \phi 84 - 2x \phi 50) \quad + \quad (\phi 5 + \phi 95 - 2x \phi 50)$$

$$2(\phi 84 - \phi 16)$$

$$2(\phi 95 - \phi 5)$$

L'acuité de la distribution par rapport à une courbe normale est approchée par la kurtosis: $(\phi 95 - \phi 5)/2,44(\phi 75 - \phi 25)$

Les résultats sont présentés sous la forme de courbes granulométriques cumulatives (fig.171), d'un tableau regroupant les indices granulométriques (fig.172), de graphiques montrant l'évolution W-E de ces indices (fig.173). Un regroupement un peu arbitraire a été fait selon le pays ou la formation d'origine (Numidien d'Espagne, du Maroc, d'Algérie, de Tunisie; les Grès de l'axe Chérichira - Cap Bon; le Numidien de Sicile).

FIGURE 171

COURBES GRANULOMETRIQUES DES GRES GROSSIERS : ESPAGNE - MAROC

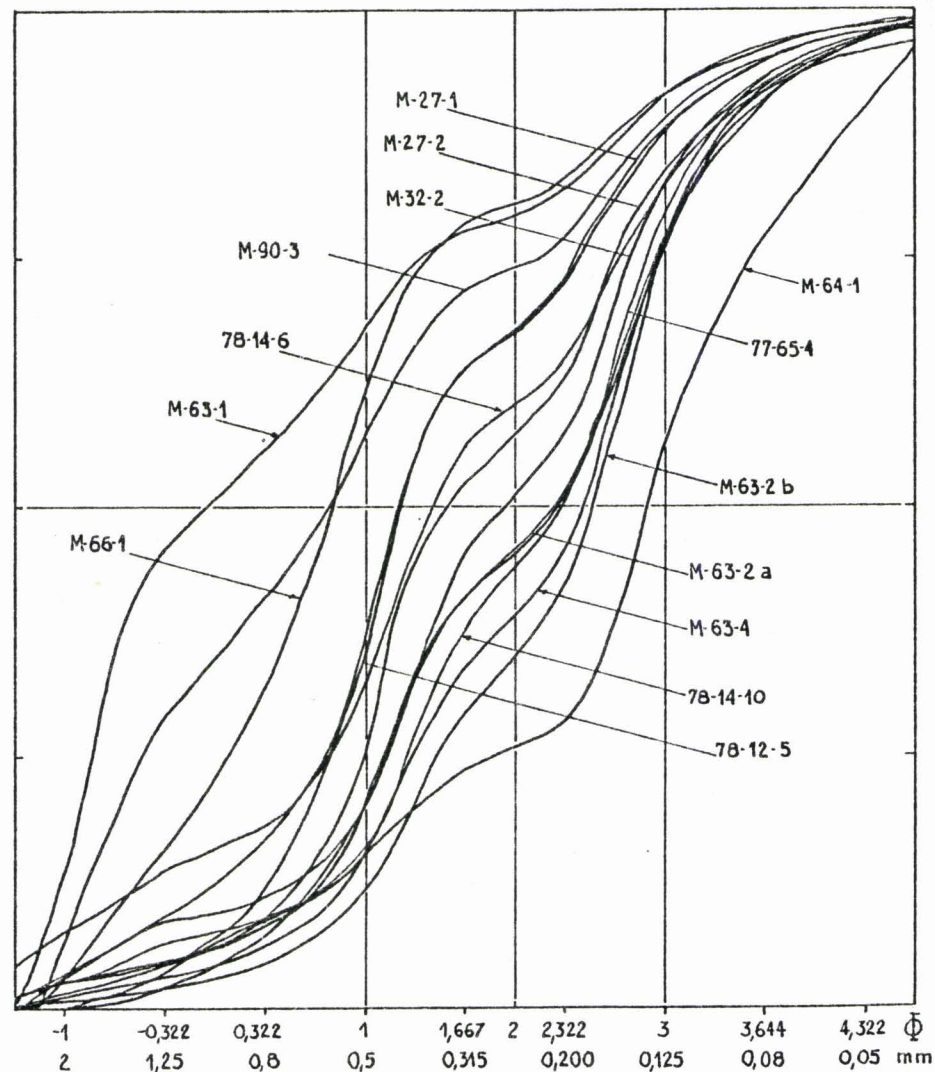
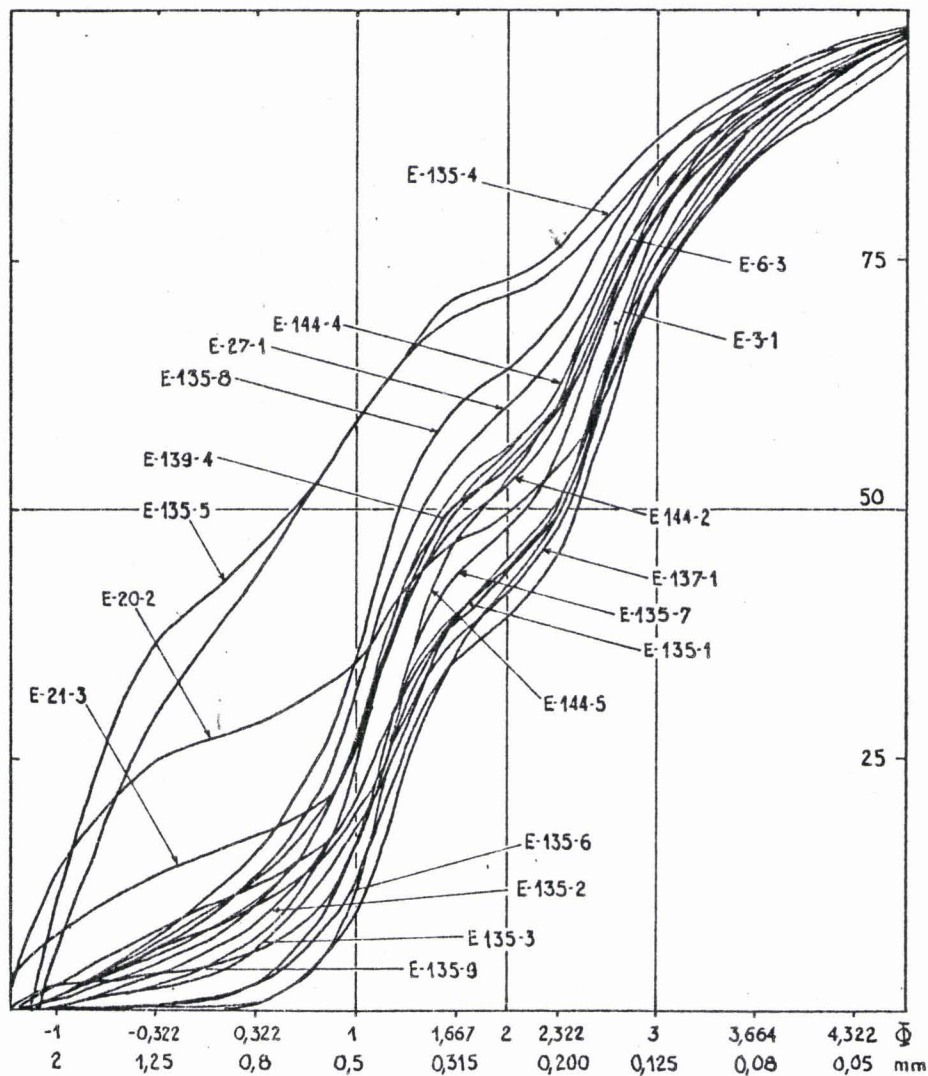


FIGURE 171

COURBES GRANULOMETRIQUES DES GRES GROSSIERS: ALGERIE - TUNISIE

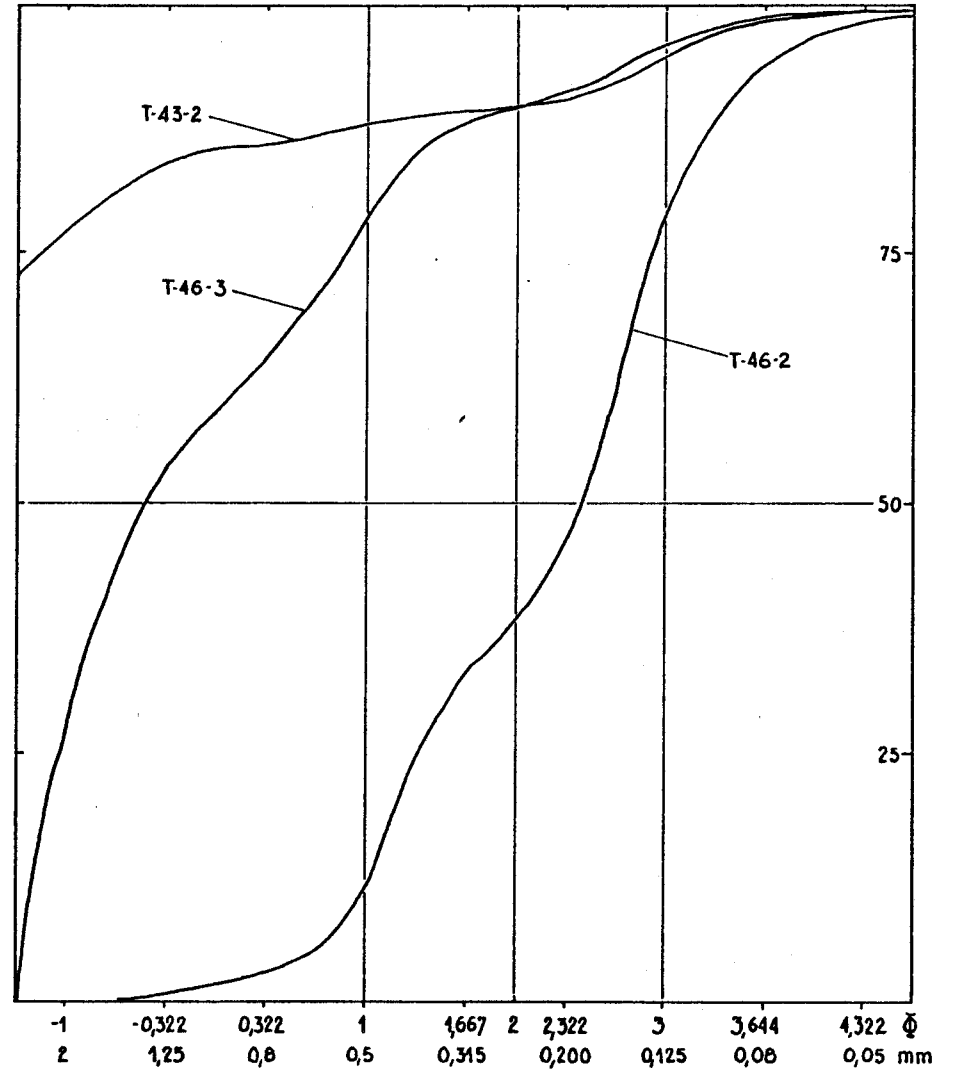
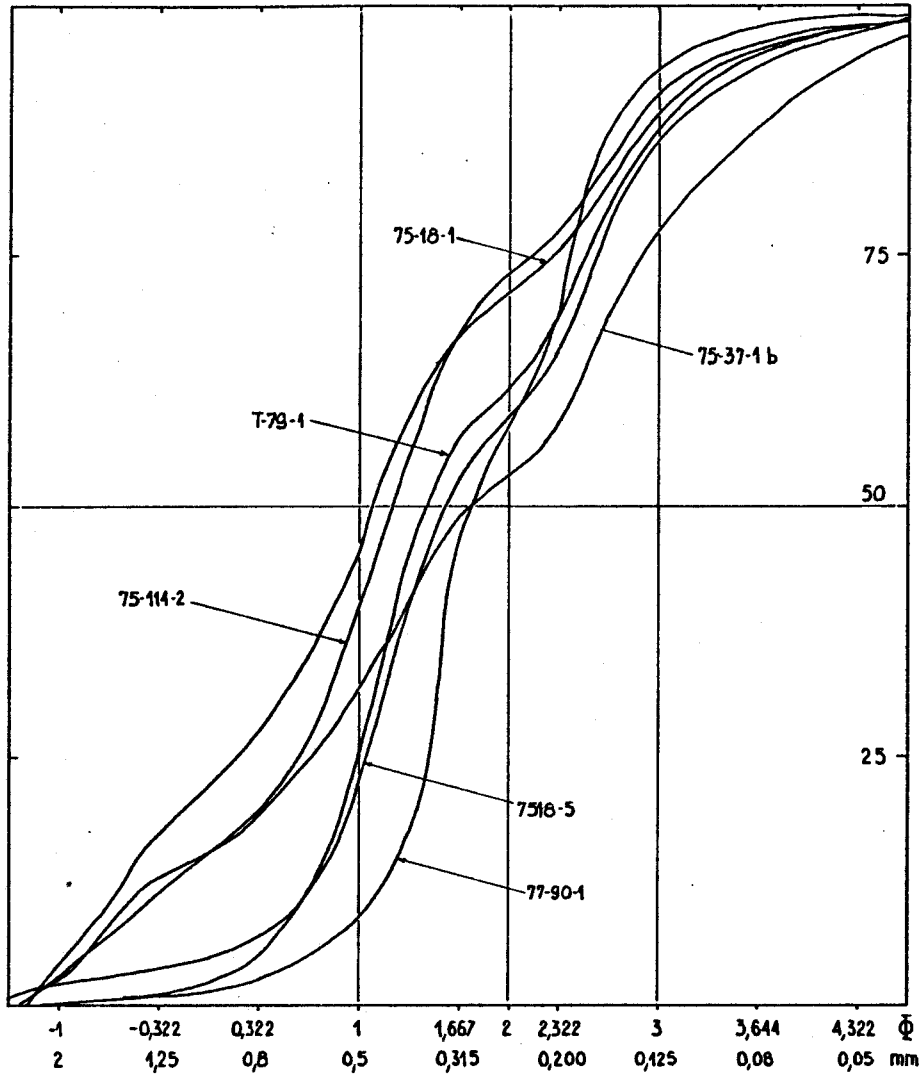
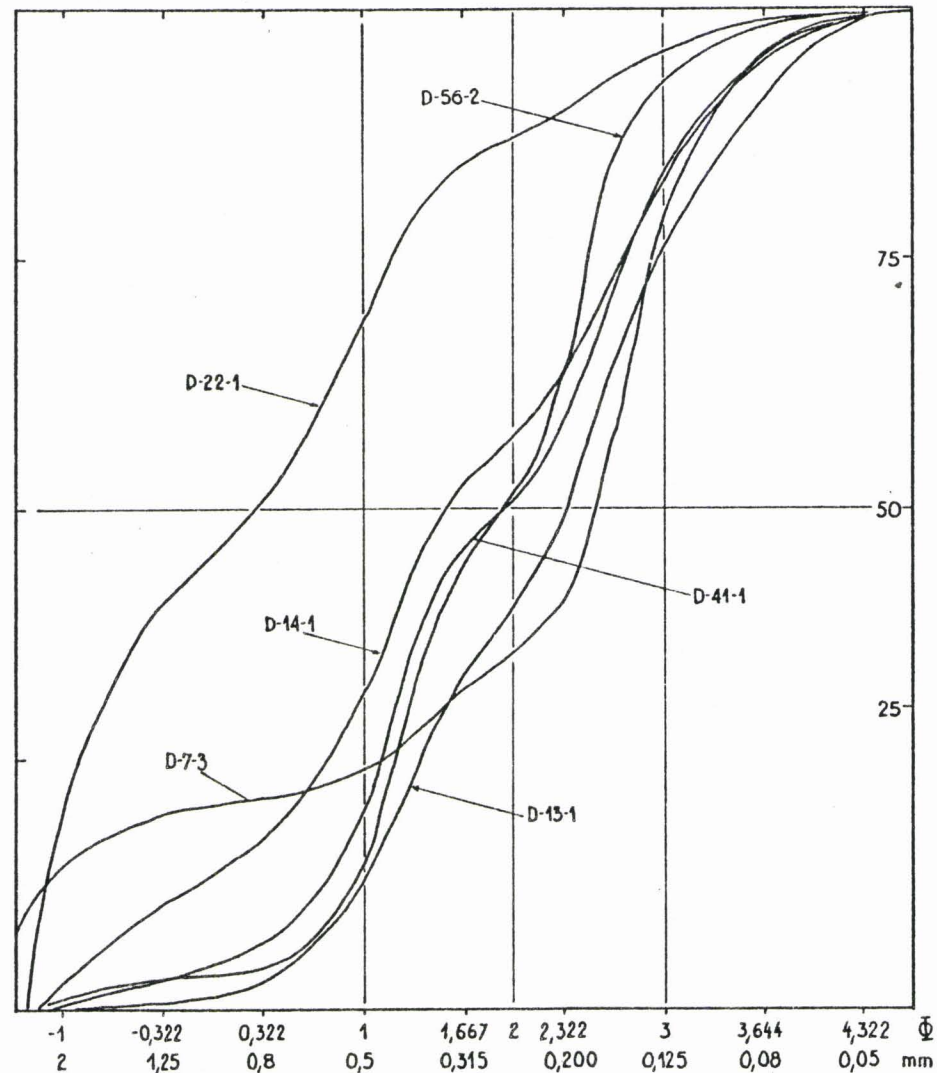
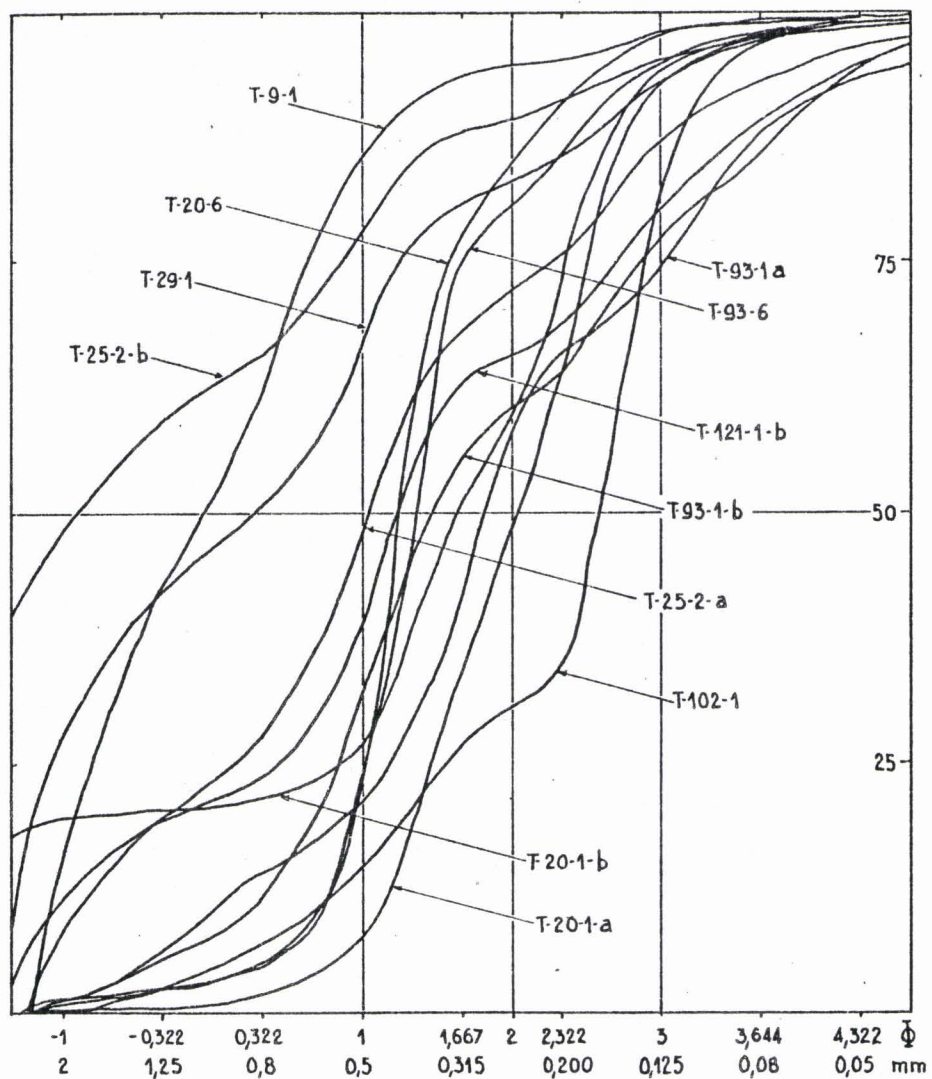


FIGURE 171

COURBES GRANULOMETRIQUES DES GRES GROSSIERS: GRES DE FORTUNA - SICILE



SCHANTILLON PHI 5 PHI 16 PHI 25 PHI 50 PHI 75 PHI 84 PHI 95 MEDIANE MOYENNE ECART ECART-TYPE ASYMETRIE KURTOSIS
GRAPHIQUE TYPE GRA. INCLUSIF

Humidien de Tunisie

T-46-3	-1.32	-1.16	-1.07	-0.47	0.87	1.27	2.87	-0.47	-0.12	1.21	1.24	0.51	0.89
T-79-1	0.32	0.80	1.00	1.45	2.50	2.80	3.63	1.45	1.68	1.00	1.00	0.33	0.90
T-46-2	0.67	1.12	1.35	2.43	2.92	3.17	3.77	2.43	2.24	1.02	0.98	-0.21	0.81
Moyenne	-0.11	0.25	0.43	1.14	2.10	2.41	3.42	1.14	1.27	1.08	1.08	0.21	0.87

Grès de Portuna

T-9-1	-1.17	-0.97	-0.78	-0.07	0.63	0.93	2.00	-0.07	-0.04	0.95	0.96	0.18	0.92
T-29-1	-1.32	-1.22	-1.10	0.30	1.27	2.13	3.20	0.30	0.40	1.67	1.52	0.19	0.78
T-25-2-A	-1.23	-0.60	0.17	1.07	2.27	2.80	3.93	1.07	1.09	1.70	1.63	0.06	1.01
T-20-6	0.32	0.92	1.03	1.21	1.60	1.97	2.61	1.21	1.37	0.52	0.61	0.34	1.65
T-121-1-A	-1.34	-0.67	0.53	1.30	2.90	3.50	4.53	1.30	1.38	2.08	1.93	0.08	1.02
T-93-6	0.40	0.88	1.05	1.37	1.68	2.23	3.00	1.37	1.49	0.68	0.73	0.26	1.69
T-93-1-A	-0.43	0.57	1.18	1.82	3.03	3.43	4.70	1.82	1.94	1.43	1.49	0.12	1.14
T-20-1-A	0.83	1.27	1.47	2.07	2.53	2.67	3.17	2.07	2.00	0.70	0.70	-0.10	0.90
T-102-1	0.10	1.10	1.58	2.58	2.90	3.05	3.43	2.58	2.24	0.97	0.99	-0.50	1.03
Moyenne	-0.43	0.14	0.57	1.29	2.09	2.52	3.40	1.29	1.32	1.19	1.17	0.07	1.13

Humidien de Sicile

D-22-1	-1.22	-1.07	-0.90	0.27	1.18	1.60	2.83	0.27	0.27	1.33	1.28	0.13	0.80
D-14-1	-0.83	0.23	0.77	1.53	2.73	3.03	3.64	1.53	1.60	1.40	1.38	0.01	0.93
D-56-2	0.47	1.03	1.20	1.93	2.50	2.63	3.17	1.93	1.86	0.80	0.81	-0.10	0.85
D-41-1	0.13	0.90	1.13	1.93	2.77	3.02	3.63	1.93	1.95	1.06	1.06	-0.00	0.87
D-13-1	0.57	1.10	1.40	2.37	2.97	3.33	3.90	2.37	2.27	1.11	1.06	-0.11	0.87
D-7-3	-1.37	-0.87	1.17	2.55	2.93	3.13	3.60	2.55	1.60	2.00	1.75	-0.64	1.16
Moyenne	-0.38	0.22	0.79	1.76	2.51	2.79	3.46	1.76	1.59	1.28	1.22	-0.12	0.91

Humidien d'Algérie

75-18-1	-0.92	-0.40	0.20	1.10	2.30	2.73	3.53	1.10	1.14	1.56	1.46	0.07	0.87
75-114-2	-0.80	0.07	0.63	1.23	2.15	2.63	3.38	1.23	1.31	1.28	1.27	0.06	1.13
75-18-5	0.06	0.87	1.08	1.58	2.58	2.87	3.78	1.58	1.77	1.00	1.06	0.24	1.02
75-37-1-B	-0.80	0.08	0.68	1.75	2.90	3.40	4.32	1.75	1.74	1.66	1.61	-0.00	0.95
75-37-1-A	0.53	1.12	1.42	2.38	2.97	3.47	4.63	2.38	2.32	1.18	1.21	0.01	1.08
Moyenne	-0.39	0.35	0.80	1.61	2.58	3.02	3.93	1.61	1.66	1.34	1.32	0.08	1.01

Humidien du Maroc

M-63-1	-1.08	-0.94	-0.80	-0.06	1.36	2.46	3.38	-0.06	0.49	1.70	1.53	0.51	0.85
M-90-3	-1.05	-0.74	-0.48	0.76	2.13	2.68	3.61	0.76	0.90	1.71	1.56	0.17	0.73
M-66-1	-0.92	-0.32	0.08	0.76	1.40	2.42	3.44	0.76	0.95	1.37	1.35	0.22	1.35
78-12-5	-0.26	0.42	0.72	1.21	2.42	2.79	3.69	1.21	1.47	1.19	1.19	0.29	0.95
M-27-1	-0.80	0.26	0.75	1.23	2.38	2.74	3.68	1.23	1.41	1.24	1.30	0.16	1.13
78-14-6	-1.27	0.00	0.76	1.46	2.73	3.10	4.20	1.46	1.52	1.55	1.60	0.03	1.14
M-27-2	0.20	0.60	1.00	1.53	2.62	3.00	3.97	1.53	1.74	1.16	1.15	0.28	0.95
M-32-2	0.06	0.80	1.12	1.90	2.76	3.10	3.88	1.90	1.93	1.15	1.15	0.04	0.95
77-65-4	-0.83	0.76	1.16	2.26	2.88	3.18	3.92	2.26	2.07	1.21	1.32	-0.27	1.13
78-14-10	-0.57	1.00	1.29	2.27	2.92	3.26	4.06	2.27	2.18	1.13	1.27	-0.18	1.16
M-63-4	0.12	1.03	1.29	2.45	2.97	3.22	3.96	2.45	2.23	1.10	1.13	-0.26	0.94
M-63-2-B	0.39	1.20	1.50	2.49	2.96	3.23	4.00	2.49	2.31	1.02	1.05	-0.22	1.01
M-64-1	-0.20	1.04	1.83	2.88	3.56	4.02	4.58	2.88	2.65	1.49	1.47	-0.26	1.13
Moyenne	-0.48	0.40	0.79	1.63	2.55	3.02	3.87	1.63	1.68	1.31	1.31	0.04	1.03

Humidien d'Espagne

E-135-4	-1.03	-0.72	-0.47	0.56	2.37	2.96	4.24	0.56	0.93	1.84	1.72	0.35	0.76
E-135-5	-1.08	-0.88	-0.72	0.56	2.24	2.80	3.92	0.56	0.83	1.84	1.68	0.28	0.69
E-135-8	-0.56	0.32	0.72	1.26	2.56	2.96	4.00	1.26	1.51	1.32	1.35	0.25	1.02
E-27-1	-0.48	0.48	0.84	1.44	2.48	3.00	3.94	1.44	1.64	1.26	1.30	0.18	1.10
E-6-3	-0.32	0.61	0.94	1.57	2.72	3.16	4.29	1.57	1.78	1.28	1.34	0.21	1.06
E-144-4	0.10	0.81	1.02	1.63	2.76	3.10	4.20	1.63	1.85	1.15	1.19	0.27	0.97
E-139-4	-0.28	0.64	0.96	1.64	2.80	3.14	4.20	1.64	1.81	1.25	1.30	0.17	1.00
E-21-3	-1.16	0.03	0.97	1.67	2.78	3.26	4.32	1.67	1.65	1.61	1.64	-0.02	1.24
E-144-2	-0.56	0.54	0.96	1.80	2.82	3.22	4.22	1.80	1.85	1.34	1.39	0.04	1.05
E-144-5	0.78	1.04	1.20	1.82	2.76	3.16	4.26	1.82	2.01	1.06	1.06	0.33	0.91
E-20-2	-1.22	-0.86	-0.30	2.04	3.10	3.56	4.56	2.04	1.58	2.21	1.98	-0.22	0.70
E-135-7	0.52	0.98	1.18	2.12	2.78	3.24	4.20	2.12	2.11	1.13	1.12	0.06	0.94
E-135-1	-0.68	0.72	1.11	2.28	2.94	3.32	4.32	2.28	2.11	1.30	1.41	-0.19	1.12
E-135-3	0.24	0.88	1.24	2.32	3.00	3.44	4.32	2.32	2.21	1.28	1.26	-0.07	0.95
E-135-9	0.08	0.98	1.18	2.32	2.94	3.36	4.22	2.32	2.22	1.19	1.22	-0.11	0.96
E-3-1	0.76	1.16	1.35	2.36	2.90	3.26	4.00	2.36	2.26	1.05	1.02	-0.07	0.86
E-135-2	-0.10	0.80	1.10	2.36	3.08	3.52	4.48	2.36	2.23	1.36	1.37	-0.11	0.95
E-137-1	-0.48	0.84	1.20	2.42	3.02	3.40	4.32	2.42	2.22	1.28	1.37	-0.22	1.08
E-135-6	0.54	1.08	1.28	2.44	3.10	3.52	4.30	2.44	2.35	1.22	1.18	-0.06	0.85
Moyenne	-0.26	0.50	0.83	1.82	2.80	3.23	4.23	1.82	1.85	1.37	1.36	0.06	0.96

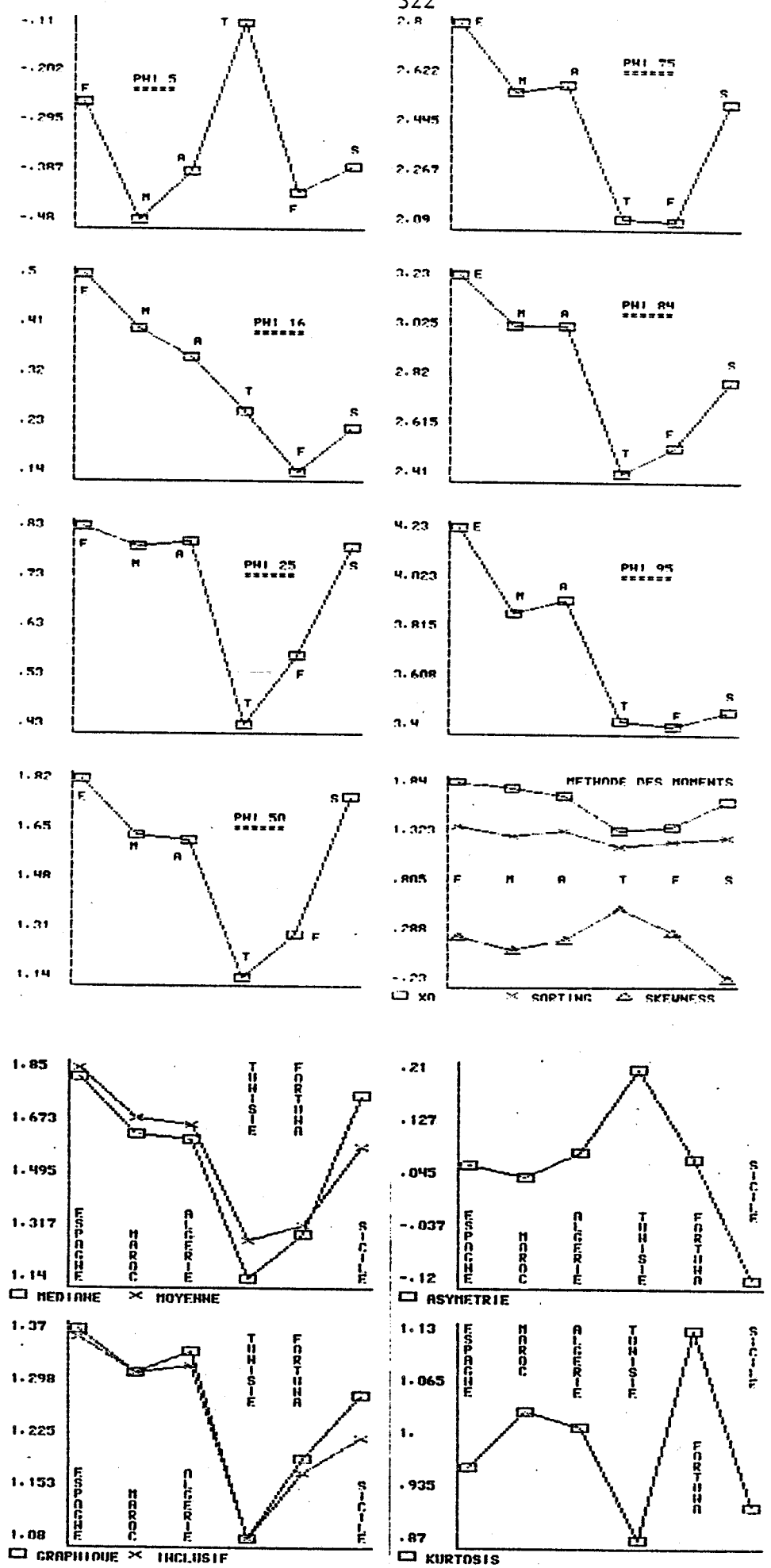


FIGURE 173

GRAPHES MONTRANT LES RELATIONS ENTRE INDICES GRANULOMETRIQUES ET POSITION GEOGRAPHIQUE

B) La méthode d'analyse factorielle en mode Q

Cette méthode, purement mathématique, permet de comparer des échantillons ou des groupes d'échantillons entre eux. Chaque échantillon est représenté dans notre cas par 10 valeurs de tamisage (pourcentage de refus des 9 tamis et du passant). L'étude a porté sur 50 échantillons. Il s'agit donc d'analyser le nuage des 50 échantillons dans un espace à 10 dimensions. Après avoir modifié cette matrice, on recherche les axes principaux de celle-ci (opération classique dans le domaine des mathématiques ou de la mécanique sur un système de points pesants). Les valeurs propres représentent pour chaque axe le montant de la dispersion du nuage (sa variance) quand il est projeté sur cet axe. La variance totale se décompose en la somme des variances expliquées par chacun des axes.

Nous avons retenu les trois premiers facteurs:

Axe factoriel	% de dispersion	% cumulé
1	47,8	47,8
2	23,5	71,3
3	16,2	87,5

La projection dans les plans factoriels 1-3, 1-2 et 2-3 est représentée (fig.174). Pour mettre en valeur et pour comparer les ensembles géographiques, un trait enveloppant les points externes a été dessiné.

II. VALEURS MOYENNES DES PRINCIPAUX INDICES GRANULOMETRIQUES

La médiane des sables numidiens les situe dans plusieurs classes granulométriques: des sables fins (échantillon marocain M-64-1 avec une médiane de 2,88 phi = 0,13 mm) aux sables très grossiers (échantillon tunisien T-46-3 avec une médiane de -0,47 phi = 1,40 mm). Certains échantillons à grosses dragées n'ont pu être analysés correctement, ne disposant pas de tamis à mailles suffisamment larges. La moyenne globale de tous les échantillons présentés est de l'ordre de 1,62 phi (= 0,32 mm), c'est-à-dire dans la classe des sables moyens. Ces résultats ne sont pas en contradiction avec ceux antérieurement publiés.

Les sables numidiens sont toujours mal classés (hétérométriques) avec un coefficient d'uniformité (écart-type inclusif) allant de 0,81 (= modérément trié) pour l'échantillon sicilien atypique D-56-2 à 1,98 (limite entre mal trié et très mal trié) pour l'échantillon espagnol également atypique E-20-2. La moyenne est de l'ordre de 1,26 (mal trié) et 87% des échantillons ont une valeur supérieure ou égale à 1. Ces résultats correspondent à ceux fournis par d'autres auteurs. La relation entre le classement et la médiane est très peu marquée. Elle ne vérifie pas le graphique de WEZEL (1967) tendant à montrer une allure en V et donc un dépôt par des courants normaux tractifs.

L'indice de dissymétrie (par rapport à une courbe "normale" Gauss logarithmique) indique une prépondérance soit des grosses particules (dissymétrie négative) soit des fines particules (dissymétrie positive). Pour les sables numidiens, cet indice est en moyenne faiblement positif (0,05) c'est-à-dire presque symétrique. En fait, cette moyenne cache de fortes variations sensibles dans les échantillons grossiers: -0,64 pour l'échantillon de Sicile D-7-3 à 0,51 pour les échantillons tunisien T-46-3 et marocain M-63-1. Environ 60% ont un indice positif. Une corrélation nette existe entre la dissymétrie et la médiane (fig.175): un indice négatif étant partagé par les échantillons les plus fins. En regroupant le Numidien et les grès de Fortuna, une relation linéaire $S_{ki} = 0,43 - 0,24 M_d$ peut être obtenue par la méthode des moindres carrés. Un meilleur ajustement s'obtient pour une parabole d'équation $S_{ki} = 0,33 - 0,004 M_d - 0,08 M_d^2$ (courbe tracée).

Les sables numidiens sont généralement mésokurtiques avec des écarts à peu près identiques vers des courbes platykurtiques ou leptokurtiques.

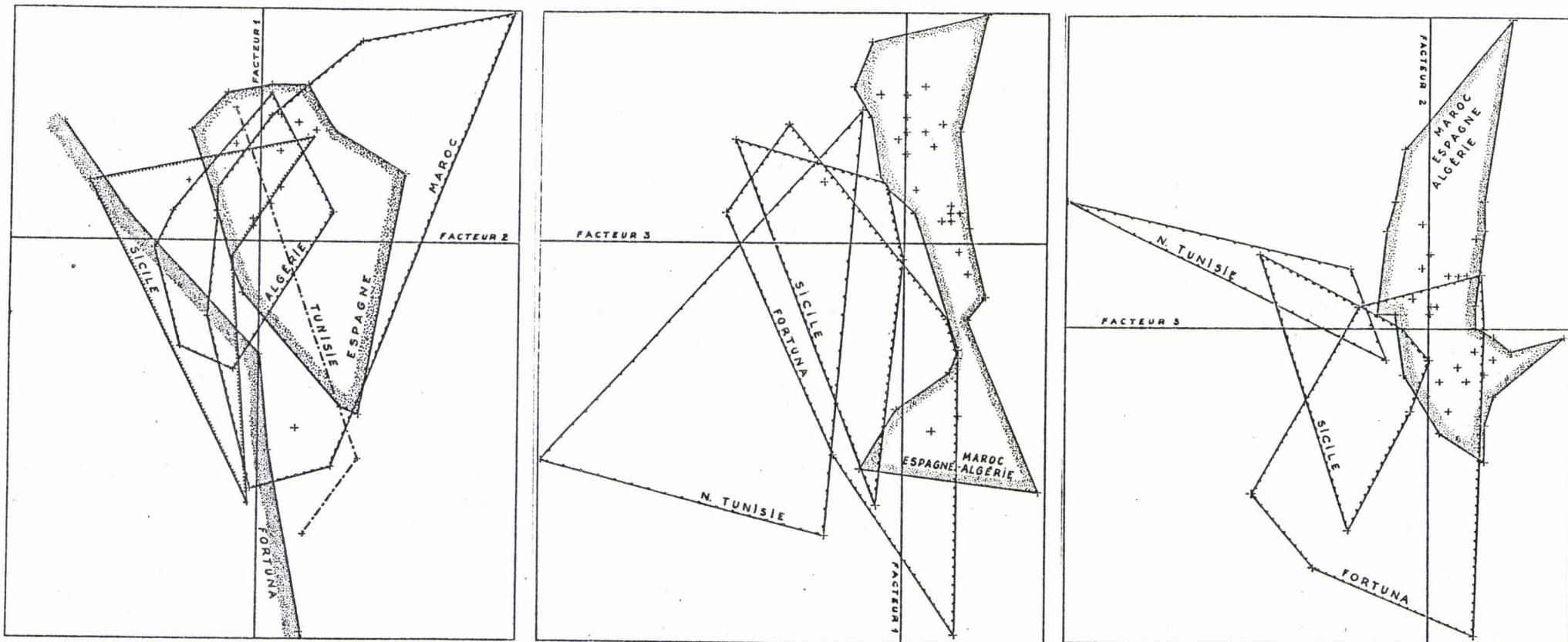
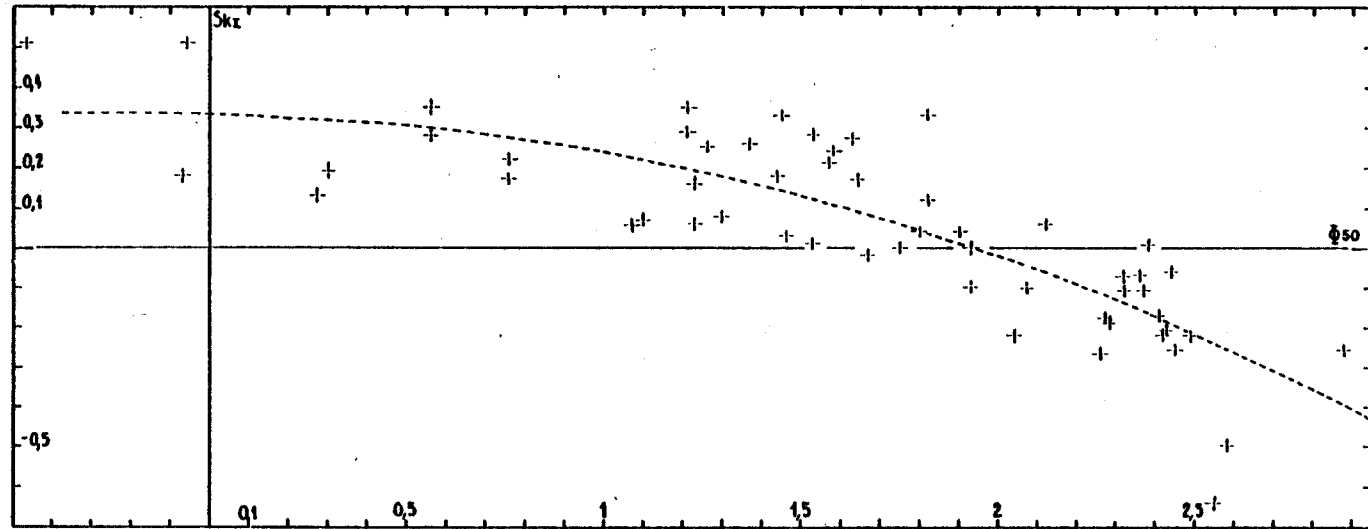
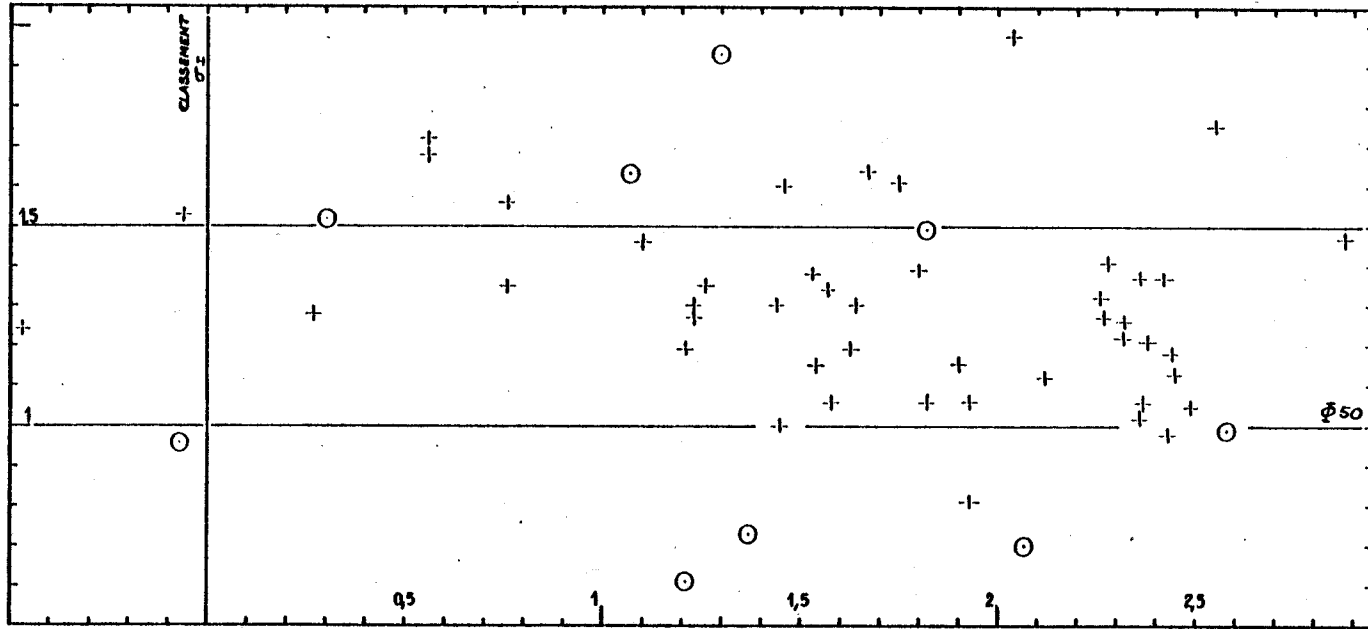


FIGURE 174

GRANULOMETRIE DES SABLES GROSSIERS : ANALYSE FACTORIELLE
 Projection sur les axes factoriels : 1-2 , 1-3 , 2-3

FIGURE 175
 RELATIONS GRANULOMETRIQUES
 ENTRE
 CLASSEMENT ET DIAMETRE
 ET
 ASYMETRIE ET DIAMETRE



III. RELATIONS ENTRE LA GRANULOMETRIE ET LA POSITION GEOGRAPHIQUE

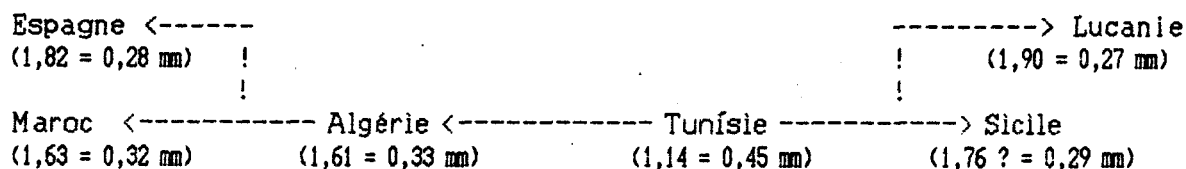
Les variations granulométriques verticales étant évidentes, la signification d'un échantillon isolé n'a qu'une valeur limitée. Dans le cas des indices granulométriques, nous avons retenu la moyenne arithmétique correspondant au regroupement géographique suivant : Numidien d'Espagne, du Maroc, d'Algérie, de Tunisie, de Sicile et, comme élément de comparaison, le Miocène inférieur de la plate-forme tunisienne (grès supérieur de Fortuna et plus généralement de l'axe Chérichira - Cap Bon). Ces moyennes numériques apparaissent dans le tableau de la figure 172 et sont traduites sous une forme graphique (fig. 173) qui symbolise sur l'axe horizontal la distribution W-E des échantillons.

Il ressort nettement que la taille des grains, exprimée par la médiane ou la moyenne graphique, est plus élevée au niveau de la Tunisie (de l'ordre de 1,20 phi = 0,44 mm). Elle décroît de part et d'autre de cet axe N-S et c'est pour l'Espagne qu'elle est la plus faible (1,82 phi = 0,28 mm). En reprenant les indications fournies par la fig. 17 de WEZEL (1967) et portant sur 25 échantillons de Numidien sicilien (externe et interne confondus), on obtient une valeur moyenne de la médiane de 1,72 phi (0,30 mm) voisine de la valeur de 1,76 ici proposée. Les 8 échantillons lucaniens étudiés par WEZEL (1967) donnent une valeur moyenne de la médiane de 1,90 phi (0,27 mm). Pour BROQUET (1968), la médiane des grès du Numidien interne sicilien est comprise entre 0,125 mm et 2 mm.

Le seul indice dont la signification est incontestable est bien la médiane: le gradient de décroissance granulométrique doit correspondre à l'éloignement du stock initial. Cette évidence est dans les faits compliquée par l'hétérogénéité verticale du stock qui est un paramètre très fluctuant et incontrôlable. Seule une évaluation statistique, ici la moyenne, peut traduire une tendance globale. Il faut remplacer l'échantillon du géologue (le prélèvement ponctuel) par un échantillon statistique c'est-à-dire par un certain nombre de prélèvements pris au hasard dans une même région et supposés rendre compte de la série numidienne entière localement. Le nombre restreint de nos prélèvements peut mettre en doute le caractère significatif des échantillons.

Cependant, en l'absence de données plus complètes, la conclusion est la suivante: Les sables numidiens sont les plus grossiers au niveau de la transversale tunisienne, c'est donc à partir de cette transversale, vers l'W et vers l'E, qu'a dû s'opérer la distribution des sables dans le bassin numidien. Les données sont insuffisantes pour préciser les variations dans la direction N-S.

Le schéma évolutif retenu à partir des valeurs moyennes de la médiane est le suivant:



Ces valeurs du Numidien peuvent être comparées avec celles du Miocène inférieur de la plate-forme tunisienne. On constate que le Numidien tunisien (3 tamisages seulement) est très proche des grès de cette plate-forme (9 tamisages). J'ai également calculé des valeurs moyennes de médiane en reprenant les courbes publiées par BUROLLET (1956) pour la partie supérieure des grès de Fortuna (zone B de l'auteur). Dans la partie méridionale de l'axe Chérichira - Cap Bon (Sidi Bou Gobrine), cette valeur est de 0,63 phi (0,64 mm). Elle passe plus au N (synclinal de Saouaf) à 0,90 phi (0,54 mm). Ce seul argument vient à l'appui de la thèse de l'origine africaine du Numidien.

Le classement des grès numidiens est également lié à la position géographique. La déviation standard graphique pour le Numidien tunisien et pour les grès de Fortuna est en moyenne inférieure à 1,20. Elle oscille autour de 1,30 en Algérie, au Maroc et en Sicile. Elle atteint 1,37 en Espagne et en Lucanie (calcul d'après le graphique de WEZEL, 1967). Il est généralement admis que le classement le plus mauvais se rencontre dans des sables soumis à un bref épisode de transport en masse, comme dans les glissements sous-marins et les courants de turbidité, et déposés en eau profonde. Le classement le meilleur intervient dans des sédiments constamment retravaillés par des courants d'énergie modérée (sédiments de plages soumis à des courants de vagues ou de houle, sédiments fluviaux). Le mauvais classement des grès numidiens appuierait donc l'hypothèse qu'ils se sont mis en place sous la forme de coulées en masse de type "sand-flows". La relation de type V entre classement et médiane, avancée par WEZEL (1967), ne se vérifie apparemment pas. L'influence des courants tractifs semble être secondaire dans le cas des grès numidiens grossiers.

La moyenne du classement des grès de Fortuna cache une très grande variance, d'un très bon classement à un très mauvais classement. Les échantillons à mauvais classement correspondent probablement au mélange de deux (ou plusieurs) granulométries à mode séparé.

Remarquons enfin que dans chaque zone géographique considérée, l'échantillon qui possède le plus mauvais classement est généralement un Numidien atypique. Il s'agit:

- soit d'un Numidien participant aux olistostromes, peut-être resédimenté (Espagne, échantillon E-20-2, Marchenilla près de Jimena, classement 1,98 - Algérie, échantillon 75-37-1-B, Tizi Reniff en Grande Kabylie, classement 1,61).
- soit d'un Numidien occupant une position interne (Sicile, échantillon D-7-3, près de Sperlinga, classement 1,75).
- soit de grès numidiens intercalés dans une série mérinide (Maroc, échantillon 78-14-6, Tala Lakra, classement 1,60).

L'indice d'asymétrie des grès numidiens paraît lui aussi dépendant de la position géographique. L'asymétrie positive la plus forte est enregistrée au niveau de la Tunisie. Cependant, comme nous l'avons déjà remarqué, il existe une nette corrélation entre la taille des grains et l'indice d'asymétrie. Si l'on corrige de cet effet en mesurant l'écart autour d'une courbe de régression (telle que celle dessinée sur la fig.175), il ne subsiste plus de relation avec la position géographique.

Le coefficient d'acuité ne semble pas refléter de corrélation directe avec la position géographique. Une forte variance est enregistrée dans les grès de Fortuna avec des courbes fortement centrées sur un mode (leptokurtiques) et des mélanges de ces courbes donnant des kurtosis très faibles (0,78). Dans le Numidien cette variance est plus faible et les courbes se rapprochent plus de courbes normales.

La projection dans le plan des axes factoriels 1 et 2 fait apparaître une ségrégation entre les grès de Fortuna et les grès numidiens d'autant plus forte que leur éloignement est plus grand. Il n'existe ainsi aucun point commun dans l'enveloppe des grès de Fortuna et dans celle du Numidien espagnol. Le facteur 1 semble varier dans le sens contraire du facteur 2 dans les grès de Fortuna, alors que dans le Numidien la variation est plutôt dans le même sens. La projection sur un axe bissecteur des facteurs 1 et 2 pourrait donc être un bon moyen d'apprécier la distance parcourue par les sables numidiens dans notre hypothèse d'une alimentation tunisienne.

Les projections dans les plans factoriels 1-3 et 2-3 opposent l'ensemble grès de Fortuna - Numidien siculo-tunisien et le Numidien oriental (Algérie, Maroc, Espagne). Dans ce dernier cas, le facteur 3 est très peu variable, avec des

valeurs proches de zéro ou légèrement supérieures à zéro. Dans le premier cas, les valeurs du facteur 3 sont très dispersées et généralement négatives. Le facteur 2 pris isolément est peu discriminant.

Bien que la signification des facteurs soit peu perceptible en ce sens qu'il est difficile de leur faire correspondre un concept, ceux-ci recouvrent des différences géographiques nullement aléatoires. Certes, les résultats de l'analyse factorielle peuvent conduire à diverses interprétations, mais ils s'accordent bien avec l'hypothèse que nous avons choisie.

En conclusion, les études granulométriques effectuées par tamisage sur des échantillons à consistance sableuse corroborent les constatations visuelles de terrain sur les échantillons cimentés. Le résultat le plus évident est la granodécroissance moyenne des sables numidiens de part et d'autre de la transversale tunisienne. Les caractéristiques granulométriques des grès aquitaniens de la plate-forme tunisienne (membre supérieur des grès de Fortuna) sont comparables à celles des grès numidiens, c'est une opinion généralement admise. Par contre, leurs légères différences (mesures personnelles ou compilation d'autres auteurs) conduisent à placer les grès de la plate-forme en amont des grès numidiens, cette opinion est moins partagée. Si tel n'était pas le cas, il faudrait imaginer qu'à la même époque, sur la même transversale, on ait deux sources sableuses de composition et de granulométrie presque identiques, l'une venant du S (alimentant les grès de Fortuna) et l'autre venant du N (alimentant le Numidien). Cette conception me paraît peu vraisemblable, mais elle est encore réactualisée par certains auteurs (BEAUDOIN et BUROLLET, 1987; PARIZE et al., 1986) sur la foi de certaines mesures de directions de courants, divergentes avec celles précédemment publiées (HOYEZ, 1975).

Malgré l'échantillonnage limité, la granulométrie soutient la thèse d'une alimentation majeure d'origine saharienne et un transit au niveau du Cap Bon.

FORME ET ASPECTS DE SURFACE DES GRAINS DE QUARTZ

Les particules de quartz détritique subissent des actions mécaniques et chimiques plus ou moins vigoureuses au cours de leur passage dans différents environnements sédimentaires. Réciproquement, l'examen des empreintes laissées à la surface des grains de quartz peut être un moyen de reconstituer l'histoire de ces grains et de leur passage dans les milieux qui les ont façonnés. Trois méthodes essentielles sont utilisées:

- a) La morphoscopie et la morphométrie à la loupe binoculaire ou au microscope. L'aspect de surface permet de classer les grains en trois types d'après CAILLEUX (non usé, émoussé luisant, rond-mat). On peut encore estimer le degré d'émoussé et de sphéricité avec des chartes visuelles (POWERS, 1953).
- b) L'exoscopie au microscope électronique à balayage. Le grossissement et la qualité des images permet une observation des marques ponctuelles et donc une analyse plus fine et plus complexe de l'histoire sédimentaire (KRINSLEY et DOORNKAMP, 1973; LE RIBAUT, 1975).
- c) La morphologie mathématique. L'acquisition automatique des contours de grains et le traitement de ces données par ordinateur affranchissent de la part subjective liée aux méthodes précédentes. En utilisant les séries de FOURIER, la forme d'un grain peut être décrite par une suite de termes ou "harmoniques" (DOWDESWELL, 1982; MAZZULO et EHRlich, 1983).

Ces trois méthodes ont été pratiquées mais c'est surtout la seconde qui est la plus riche d'enseignement. La première méthode a déjà été exploitée par d'autres auteurs et je rappellerai leurs conclusions. La troisième n'est pour ma part qu'à un stade expérimental: la méthodologie et la documentation restent à créer.

I. LA MORPHOSCOPIE

CAIRE et FRANCOIS (1953), CAIRE et CAILLEUX (1957) ont souligné depuis longtemps le fort pourcentage de ronds-mats dans les grès numidiens d'Algérie caractérisant une influence éolienne prépondérante. Ils supposent l'existence d'un vaste désert en voie de surrection au Néonummulitique et qui ne peut se situer, selon les auteurs, qu'à l'emplacement de la Méditerranée actuelle (le "continent tyrrhénide"). Notons que le Crétacé inférieur parautochtone est au contraire dépourvu de grains ronds-mats.

En Sicile, WEZEL (1967) distingue 3 classes d'arrondi selon la terminologie de WADELL, du subanguleux à l'arrondi (environ 50% de grains arrondis). En sus de leur aspect mat, il en déduit que les grains ont subi une abrasion éolienne.

En Sicile toujours, BROQUET (1968) note une action éolienne indiscutable mais il constate qu'une usure marine non négligeable s'est surimposée aux grains en leur conférant un aspect luisant. Ce phénomène est surtout sensible sur les grains les plus fins.

II. L'EXOSCOPIE

Les grossissements autorisés par le microscope électronique à balayage permettent d'observer des traces extrêmement fines et surtout d'analyser comment elles se superposent les unes aux autres. L'interprétation génétique de ces traces n'est pas toujours évidente et j'ai bénéficié de la collaboration de L. LE RIBAUT pour y parvenir. Une étude de grains de quartz provenant du Numidien d'Algérie, de Tunisie et de Sicile a été réalisée. Il paraissait intéressant de comparer leur évolution avec celle de grains de quartz issus de la formation gréso-glauconieuse des Sicani (Sicile). Les résultats en ont été publiés (HOYEZ et LE RIBAUT, 1976). Ultérieurement EL BELLAOUI (1983) a étendu

cette étude à l'ensemble du Numidien, de l'Espagne à la Lucanie, ainsi qu'aux formations aquitaniennes de l'axe Cherichira - Cap Bon. Les échantillons analysés ont été récoltés par moi-même et peuvent être replacés dans leur contexte.

A) Les grains de quartz numidiens

Choisis dans la classe granulométrique 0,3 - 0,5 mm, ils présentent tous des traces d'usure très prononcées et une forme grossièrement elliptique avec des arêtes émoussées.

En grande majorité, les grains montrent des traces de diagénèse. Celle-ci se matérialise par des larges cupules de dissolution à l'emplacement du contact avec un autre grain. Ces plages en creux sont couvertes de caries et de triangles de dissolution. Inversement, aux endroits où le grain n'est pas en contact avec un autre, se développe une épaisse pellicule de silice néogénétique avec de belles cristallisations en écailles ou en rhomboèdres. Toutes ces modifications postérieures à l'immobilisation finale des grains gênent considérablement l'examen des traces antérieures. L'aspect mat invoqué par la morphoscopie à la binoculaire s'explique en grande partie par ces microreliefs néogénétiques, et non bien souvent par des traces de chocs qui sont recouvertes et invisibles.

En choisissant parmi les échantillons et les grains les moins affectés par la diagénèse, on constate que la surface est parsemée d'une multitude de traces de choc. Il s'agit de croissants, de cupules ou de "V" non orientés. Ce type de traces s'observe fréquemment dans les régions désertiques où les grains sont soumis à une forte abrasion due au vent, celle-ci s'exerçant en même temps qu'une altération chimique due à la rosée nocturne.

Lorsqu'on examine les traces de choc, on remarque que certaines, les plus nombreuses, ne présentent pas de gradient de polissage mais des figures de dissolution ("V" orientés selon le réseau cristallin du quartz). Ceci pourrait indiquer que l'immobilisation finale des grains s'est produite dans un milieu non soumis à l'action des vagues et de la houle, donc relativement profond. On notera à ce propos que des sables prélevés dans des fossés ou des plaines abyssales (KRINSLEY, 1973) montrent fréquemment des traces de dissolution bien développées.

Les autres traces de chocs montrent un gradient de polissage qui traduit un transport dans un milieu aquatique d'énergie relativement élevée.

En résumé, le schéma évolutif des sables numidiens serait le suivant:
Eolisation ---> Transport aquatique énergétique ---> Evolution infratidale --->
Diagénèse.

B) Les grains de quartz des grès de Chérichira et de Fortuna

Ces formations présentent toutes deux des grains essentiellement arrondis. Leur différence tient à ce que les grains de quartz issus des grès de Fortuna présentent un grand développement des néogénèses qui occulte plus ou moins les caractères de leurs évolutions antérieures.

Les grains montrent d'abondantes traces de choc (croissants) d'origine éolienne. Ils ont ensuite subi un polissage des sommets et des arêtes, accompagné de l'atténuation et de l'arrondissement des croissants de choc éoliens.

Certains grains portent une pellicule de silice pédologique et des dépôts de silice amorphe. Ces dépôts constituent des placages sur les faces planes et dans les dépressions. L'immobilisation continentale est antérieure à la phase de transport car la pellicule porte des "V" de choc à gradient de polissage.

C) Les grains de quartz des formations grés-glaucouneuses des Sicani

Ils partagent avec les grès de Chérichira le fait d'être dépourvus de néogénèses. Par ailleurs, leur aspect est très semblable. Pour s'en rendre compte, il suffit de comparer les photographies de grains publiées par HOYEZ (1976, fig.1, planche VIII) et EL BELLAOUI (1983, photo 1, planche I). Leur forme est sphérique ou ellipsoïdale. Les angles et les arêtes présentent un degré d'éroulé important. La caractéristique générale est un polissage marqué étendu sur la quasi-totalité de la surface des grains. Cet état indique une évolution marine en milieu d'énergie peu élevée, vraisemblablement infratidal (par exemple, la partie basse d'une plage abritée du déferlement violent des vagues). Des dépôts siliceux secondaires, précipités lors d'un épisode intertidal, apparaissent cependant au fond de certaines dépressions sur des figures de dissolution pédogénétiques. Ces traces sont relativement rares et semblent indiquer un passage rapide d'un domaine intertidal à un domaine infratidal.

Le second caractère manifesté sur la totalité des grains est l'abondance des traces de choc (croissants et "V"). La densité et la dimension de ces traces témoignent d'un passage par un stade d'éolisation très poussée. Ces marques sont exploitées par une usure ainsi que par des figures de dissolution réparties sur toute la superficie des quartz, témoignant de la phase marine postérieure.

Sur certains grains, et uniquement localisées dans les dépressions, s'observent des figures de dissolution pédogénétiques assez semblables à celles qui se produisent dans les horizons A1 ou A2 de podzol. Cette étape d'immobilisation se manifeste également sur certains quartz par le dépôt d'une pellicule fine de silice, éclatée et visible à l'emplacement des chocs. Ce type de pellicule peut prendre naissance dans une zone de battement de la nappe phréatique, ou dans certaines zones deltaïques (par exemple, zones de la plaine deltaïque soumises à des alternances d'immersions et de longues émergences, ou bordures de chenaux).

Sous cette carapace, on retrouve, plus difficilement, l'empreinte d'un stade éolien, moins marqué que le stade final.

Enfin, partiellement recouvertes par la pellicule, des figures de frottement entament profondément certains grains. Leur origine est problématique et ne peut s'expliquer qu'en imaginant que les grains ont subi de fortes pressions (comme il peut s'en produire en milieu glaciaire). On les observe également parfois sur des grains de quartz provenant de sédiments riches en éléments grossiers et soumis à une violente éolisation ou évoluant sur des plages très battues.

Le schéma synthétique d'évolution serait le suivant:

Eolisation ---> Immobilisation (pédologique ?) ---> Eolisation ---> Transport en milieu marin côtier abrité de l'action des vagues.

En conclusion, dans ce chapitre ont été examinées trois formations liées à des environnements différents et partiellement asynchrones:

- 1) les grès numidiens: formation profonde mise en place par des courants de densité (grain-flow);
- 2) les grès de Chérichira: formation fluviale évoluant vers une formation estuarienne ou deltaïque, les grès de Fortuna;
- 3) les grès glauconieux des Sicani: formation déposée par des courants tractifs dans un bassin sédimentaire peu profond.

Il est très vraisemblable que les grains de sable de ces trois formations ont partagé une partie de leur histoire. Tous ont subi une évolution éolienne poussée suivi d'un brassage aquatique. Les grès de Fortuna et le Numidien ont poursuivi une évolution diagénétique plus forte, consécutive à une subsidence et un enfouissement plus importants que les autres formations. Le contexte sédimentaire et les directions de courant des grès de Chérichira n'autorisent qu'une provenance méridionale, africaine, des sables. L'exoscopie laisse présumer que le Numidien et les grès glauconieux des Sicani dérivent d'une source identique.

III. MORPHOLOGIE MATHÉMATIQUE

Il me paraît intéressant de rendre compte d'une recherche personnelle menée sur l'analyse de la forme des grains détritiques. Bien qu'elle se soit appliquée sur des grains de quartz numidiens, son objectif n'était pas de tirer des conclusions géologiques, mais seulement dans un premier temps d'établir une méthode expérimentale.

La morphoscopie et l'exoscopie traditionnelles recouvrent un même principe, celui d'une interprétation subjective de formes ou de traces. Ce sont des méthodes "riches" qui font appel à une intelligence et à une grande expérience des objets observés. Malheureusement, elles ne se prêtent guère à une quantification ou à un traitement statistique. Pour parvenir à un tel résultat, on peut par exemple extraire d'une silhouette de grain certains paramètres simples ou empiriques (élongation, sphéricité, rayon du cercle exinscrit, rayons de courbure des arêtes...), mais ceux-ci ne représentent qu'une partie de l'information. La seule méthode qui conserve intégralement cette information est théoriquement l'analyse harmonique en séries de Fourier. En effet, à partir des coefficients de Fourier et des angles de phase, il est possible de reconstituer réciproquement et intégralement la forme originale d'un grain.

Rappelons qu'une fonction périodique peut être représentée par une série de Fourier et qu'il est possible d'étendre l'analyse en séries de Fourier à un signal quelconque, échantillonné à intervalles réguliers ou non. Pour appliquer cette analyse à un contour fermé, comme celui d'un grain, il est nécessaire de transformer les coordonnées cartésiennes des points du contour en coordonnées polaires. L'origine de référence est choisie normalement au centre de gravité de la forme. On obtient donc une fonction de la forme:

$$R = f(\text{thé}ta)$$

où R est le rayon et théta l'angle mesuré de 0 à 360°

Un programme informatique, écrit en collaboration avec M. LEDUC de l'IUT du Havre, opère cette transformation, puis il calcule les 20 premières harmoniques (ce nombre est suffisant pour approcher la forme). Une sortie graphique sur imprimante (fig.176) représente le spectre harmonique d'un grain élémentaire, c'est l'amplitude de l'harmonique en fonction de son rang.

Un calcul complémentaire extrait à partir des coefficients de Fourier 4 coefficients, destinés à mettre en valeur des notions intuitives:

- la rotondité, c'est-à-dire la ressemblance de la forme avec un cercle.
- l'allongement, c'est-à-dire l'étirement de la forme dans une direction.
- la sinuosité, c'est-à-dire la déformation autour d'une figure circulaire.
- l'angularité, c'est-à-dire l'importance des petits reliefs de la surface (guillochures).

Ces coefficients permettent d'extraire des composantes morphologiques de plus en plus fines.

En fait, l'étude d'un grain unique n'a guère de signification. Une harmonique donnée peut se révéler forte pour un grain et minime pour un autre. Il convient donc de répéter l'opération sur un nombre suffisant de grains d'un même échantillon sableux.

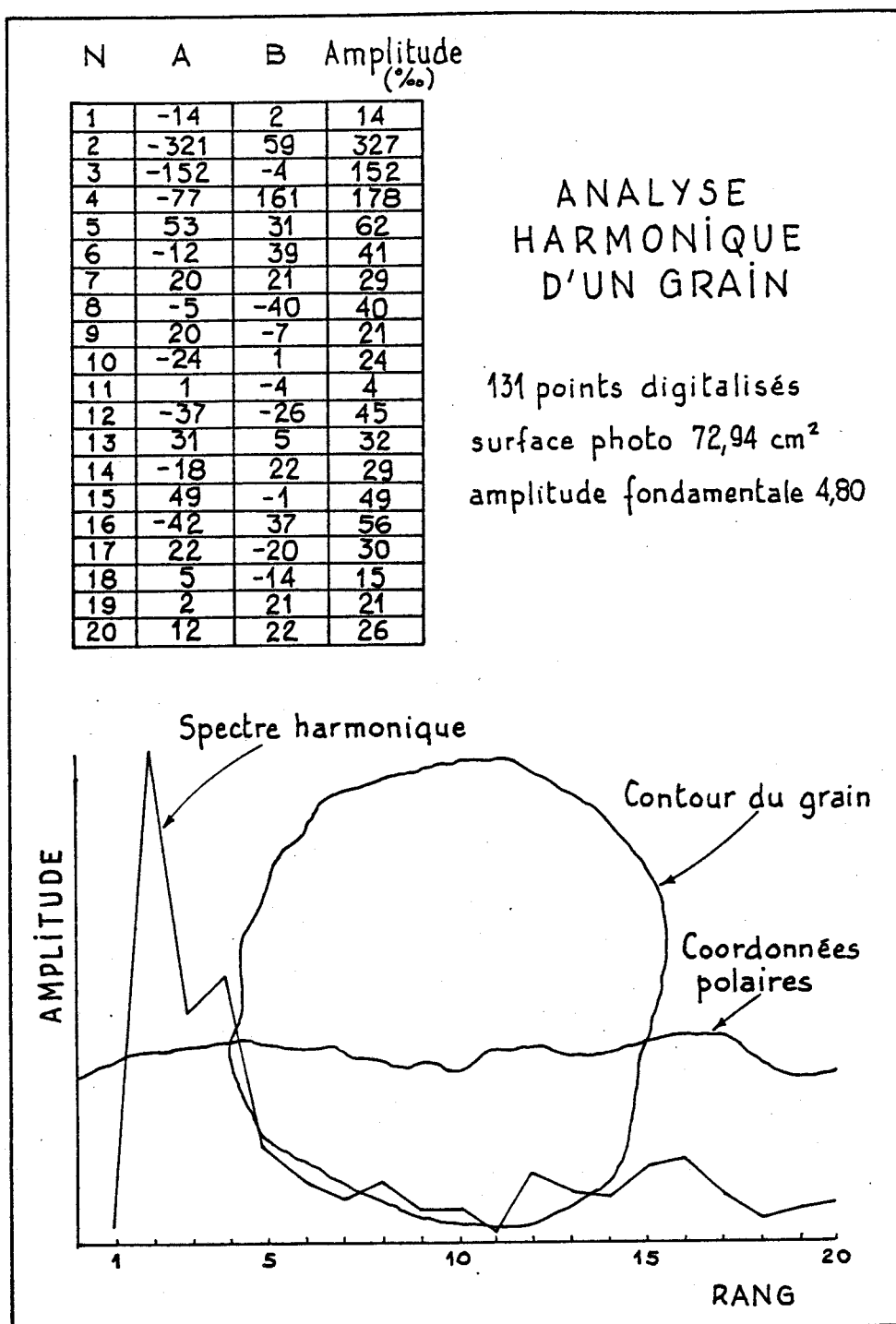


FIGURE 176

EXEMPLE D'ANALYSE HARMONIQUE DU CONTOUR D'UN GRAIN DE SABLE

Deux traitements peuvent être alors faits sur ces données:

- (1) soit qu'on effectue la moyenne des amplitudes de chaque harmonique et l'on obtient un spectre harmonique moyen de l'échantillon. Ce spectre offre un aspect plus lissé que pour un grain unique. On peut donc comparer les spectres de 2 ou plusieurs échantillons prélevés à différents niveaux stratigraphiques. Par exemple, si une courbe se distingue par des harmoniques de rang plus élevé, on en déduira que ses grains ont une texture plus fine.

- (2) soit qu'on effectue un histogramme de fréquence d'amplitude pour chaque harmonique. Un échantillon peut donc être décrit par 20 courbes, une pour chaque harmonique. La comparaison de divers échantillons implique donc une analyse multivariable. On peut utiliser une table de chi carré pour déterminer à quelles harmoniques se produit la plus forte variabilité entre échantillons. On peut encore utiliser l'analyse factorielle.

Actuellement, l'acquisition des données est faite manuellement grâce à une tablette à digitaliser couplée à un micro-ordinateur. Elle nécessite un tirage papier du grain photographié au M.E.B. La durée correspondant à la digitalisation et au stockage sur disquette de 170 points varie entre 30 s et 1 mn. Le coût du support photographique et la durée d'acquisition rendent cette méthode peu adaptée au traitement de nombreux échantillons. Pour cette raison, il est envisagé de numériser directement l'image vidéo du M.E.B. et d'en extraire le contour du grain par le calcul.

En conclusion, l'analyse harmonique du contour des grains est complémentaire à la morphoscopie et à l'exoscopie. Elle apporte en plus une information numérique objective qui peut conduire à de nouvelles études comparatives ou évolutives.

LES MINERAUX ARGILEUX

Je n'ai réalisé qu'un petit nombre de diagrammes de RX sur les argiles numidiennes. La cristallinité médiocre des kaolinites ne m'a pas encouragé à poursuivre dans cette voie; ceci d'autant plus que M. RIVIERE y consacrait une partie de sa thèse.

Le Numidien pourtant, c'est aussi une quantité considérable d'argillites interstratifiées entre les bancs de grès ou dispersées dans ces derniers à l'état de nodules. L'étude des minéraux argileux s'avère donc complémentaire de celle des grès.

Faute d'analyses personnelles significatives, je me référerai ici à celles effectuées par P. RODRIGUEZ JIMENEZ (1987) sur les flyschs du Campo de Gibraltar. Cette thèse constitue le recueil de données analytiques le plus dense sur les argiles des flyschs (à cette date, le mémoire de M. RIVIERE n'est pas publié). Oeuvre de minéralogiste, le travail n'est cependant assorti d'aucune conclusion paléogéographique. J'ai donc repris les données expérimentales de cet auteur, en les simplifiant et en les synthétisant de manière à faire apparaître les affinités et caractères dominants. Les conclusions schématiques proposées ne s'appuient que sur les seules argiles de l'Arc de Gibraltar et leur extension à la totalité du bassin maghrébin reste hypothétique.

On distingue des évolutions sensibles dans le temps et dans l'espace:

- Dans le temps, deux intervalles sont considérés: l'Oligocène auquel se rattache l'Éocène supérieur et l'Aquitainien anté-silexites.
- Dans l'espace, on a réduit les influences sédimentaires à deux grands types, celles liées à la proximité des noyaux bético-kabyles et celles liées aux domaines méridionaux, marge tellienne et Afrique.

Une subdivision en plusieurs faciès a été opérée:

1) Un faciès à smectites dominantes.

Il s'observe dans les formations sous-numidiennes apparentées aux "argiles à Tubotomaculum". Les échantillons récoltés par RODRIGUEZ JIMENEZ proviennent d'argiles rouges ou vertes, à nodules d'oxydes de Fe et de Mn, à passées sidéritiques ou ankéritiques, à niveaux calcaires fréquents (tunnel du Palmones, cf. zone de la Sierra Blanquilla) ou peu fréquents (Jimena sous la formation de Beni'za, cf. zone du Haut-Guadarranque).

Les smectites dominent (40 à 45%), mélangées à un pourcentage à peu près égal (20 à 25%) d'illite et de kaolinite. Il existe parfois des sulfates et de nombreux minéraux métalliques. De la paligorskite s'associe parfois aux niveaux riches en smectites et pauvres en kaolinite.

2) Un faciès à illite > 50%.

Il s'observe:

- Soit dans les argiles sous-numidiennes lorsqu'elles sont intercalées dans le faciès de Beni'za.
- Soit dans toutes les séries couronnées par un flysch grésomiacé. Cette abondance d'illite est marquée depuis l'Éocène calcaro-argileux jusqu'au sommet du flysch grésomiacé. Dans le flysch mérinide de Bolonia, la décharge illitique ne commence que dans les pélites rouges, peut-être à cause d'un éloignement initial plus grand des sources distributrices.

3) Un faciès à interstratifiés abondants.

Il s'agit d'illite-smectite (35%) d'une part, et de chlorite-smectite (corrensite) dont la teneur est liée au pourcentage de calcite (en moyenne 26%), d'autre part. L'illite reste faiblement dominante (36%). On note la quasi-absence de kaolinite

et l'absence de dolomite parmi les carbonates. Ce faciès ne s'observe que dans les argiles et les marnes infra-numidiennes associées à l' "Éocène blanc à silex" de la zone de la Sierra Blanquilla (bordure sud de la Sierra de Ojen).

4) Un faciès à kaolinite dominante.

Il correspond aux argiles interstratifiées entre les bancs de grès numidiens. Le pourcentage de kaolinite est en moyenne de 45%. Ce résultat est en harmonie avec ceux de M. RIVIERE, mais diverge avec ceux de CHIOCCHINI et al. (1978) pour lesquels la kaolinite représenterait une dizaine de pourcent. Le minéral phylliteux dominant (25%) serait, selon ces derniers, la bertièreine qui est également une argile à 7 A, mais ferrifère et de la famille de la chlorite. La phase essentielle des argilites serait, toujours selon les mêmes auteurs, l'allophane, c'est-à-dire une phase amorphe (55 à 100%). Nous retenons ici les données de RODRIGUEZ JIMENEZ sur l'importance de la kaolinite, phyllite généralement peu ordonnée dans les niveaux pélitiques, plus ordonnée dans les niveaux gréseux. Derrière elle, on trouve l'illite (36%) et des interstratifiés de type illite-smectite (18%). En Tunisie (BEAUDOIN et BUROLLET, 1987), la kaolinite représente 60 à 70% suivie de l'illite et d'un peu d'interstratifiés.

D'un point de vue géochimique, RIVIERE note un pourcentage élevé de Phosphore (non lié au phosphate), essentiellement dans les nodules d'argilite remaniés, ainsi qu'un rapport TiO_2 / Al_2O_3 élevé indiquant une maturité du sédiment.

Le pourcentage de feldspath dans les argiles (comme dans les grès) est très faible, soit plagioclase, soit microcline. Il semble présent dans le Numidien plus interne (Presa de Palmones) alors qu'il manque fréquemment dans le Numidien plus externe (Sierra de Ojen).

A partir des données précédentes, un modèle hypothétique de la dynamique des argiles est ici proposé:

1) Le faciès à illite > 50% est clairement lié aux noyaux bético-rifo-kabyles (?). L'illite, minéral hérité et la plus commune des phyllites, provient de l'altération des roches éruptives ou métamorphiques, particulièrement celles riches en micas ou en chlorites, sous un climat tempéré. La chlorite va de pair avec l'illite, c'est un minéral constitutif des roches métamorphiques ou de dégradation de celles-ci. Dans la série d'Algésiras, le pourcentage de chlorite augmente vers le haut, parallèlement à l'augmentation en turbidites gréséo-micacées, au décapage des socles anciens et au manque de maturité.

2) Le faciès à interstratifiés abondants est plus difficile à expliquer. Tout d'abord, il s'agit principalement d'interstratifié illite-smectite, présent dans les autres séries dans une proportion de l'ordre de 20% et dont la teneur augmente ici pour atteindre environ 35%. L'autre interstratifié est de type chlorite-smectite (environ 25%).

L'interstratifié I-S provient sans doute de la transformation de l'illite. L'interstratifié C-S est donné comme une "étape intermédiaire dans l'évolution des illites continentales dégradées par fixation de Mg" (RODRIGUEZ JIMENEZ).

Il faut noter que ce faciès est lié aux calcaires à silex, donc vraisemblablement cantonné à l'Éocène inférieur-moyen.

De manière très hypothétique et par manque d'éléments de comparaison, je considère que l'abondance en interstratifiés dans les formations sous-numidiennes correspond à une proximité de la marge tellienne et au remaniement de ses formations marneuses crétacées. Depuis LEIKINE (1971), on sait que la fraction majeure des argiles présentes dans toutes les unités telliennes, du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur, est composée d'interstratifiés illite-montmorillonite. D'après LEIKINE également, le Numidien sur la transversale de Grande Kabylie contiendrait de 45 à 75% d'interstratifié illite-montmorillonite accompagné de 15 à 30% de kaolinite, ce qui diverge des résultats obtenus par ailleurs.

3) Le faciès à smectites dominantes est lié aux argiles varicolores sous-numidiennes. Plusieurs hypothèses peuvent en rendre compte. Il peut s'agir:

- De smectites néoformées dans un sol mal drainé sous climat chaud et aride.
- De smectites néoformées à partir de roches volcaniques (par exemple, le volcanisme du rifting corso-sarse).
- De smectites issues de la transformation poussée des illites et des interstratifiés illite-smectite (cf. zone de faciès précédente), soit dans un sol continental soumis à un climat chaud à saisons contrastées, soit (et c'est l'hypothèse que j'émet) dans le bassin de sédimentation lui-même. La présence de courants soutenus, les changements climatiques et un taux de sédimentation faible pourraient avoir contribué à l'activité du phénomène.

On pourrait voir une analogie avec les boues rouges des bassins océaniques profonds dans lesquels la montmorillonite domine avec l'illite et est accompagnée de concentrations locales de paligorskite (BERGER, 1974; FROHLICH, 1982; DEBRABANT et CHAMLEY, 1982). Elle sert dans ce cas de substrat aux nodules de ferro-manganèse, lesquels ont déjà été comparés aux Tubotomaculum. Selon PAUTOT et al. (1975), l'association argileuse dominante dans les A.S. à Tubotomaculum de Sicile est la montmorillonite - kaolinite. Bien que ne partageant pas l'hypothèse inorganique formulée par ces auteurs (régularité des pustules, cas de Tubotomaculum d'au moins 40 cm de long), j'admet avec eux que ces "incertae sedis" se sont formés dans des "zones profondes soumises à l'action de courants vigoureux".

4) Le faciès à kaolinite dominante, limité exclusivement au membre gréseux numidien dérive, selon moi, de la couverture du craton africain. La formation de la kaolinite, en général, est bien documentée depuis les travaux de MILLOT (1964): elle se développe par hydrolyse dans les régions tropicales et équatoriales, chaudes et humides, sous un couvert d'altération, tectoniquement stables. Dans l'Océan atlantique (BISCAYE, in CHAMLEY, 1987), les teneurs en kaolinite supérieures à 35% se limitent à une frange équatoriale, du Sénégal au Congo. Par exemple, les proportions en minéraux argileux dans l'éventail sous-marin profond du Congo (BONGO-PASSI et al., 1988) sont la kaolinite 71%, l'illite 15% et les smectites 14%.

Si l'origine africaine de la kaolinite numidienne paraît hautement probable, la question de l'âge de sa formation est plus hypothétique. Les mêmes conditions climatiques prévalant depuis longtemps, la kaolinite a pu être impliquée dans de nombreux cycles sédimentaires, chaque fois en partie héritée, en partie néoformée. Néanmoins, il existait, à l'Eocène terminal et à l'Oligocène inférieur, une forêt tropicale à l'emplacement du Sahara, comme en témoignent les nombreux restes de bois. Les conditions régnaient donc, à cette époque et à une distance raisonnable du bassin maghrébin, pour qu'un réservoir de kaolinite "fraîche" puisse se former. Un curage brutal de celui-ci, dans des conditions que nous évoquerons à la suite pour les sables et les graviers, aurait permis à la kaolinite d'être entraînée en milieu profond et d'y être enfouie sans subir de mélange et de modification sensible.

Figure 176 A: Diagramme de composition en minéraux argileux établi à partir des données analytiques de RODRIGUEZ JIMENEZ (1987). Horizontalement, les différentes séries de flyschs sont représentées (série d'Algésiras, série de Bolonia, série numidienne de l'Aljibe). Verticalement est schématisée la succession stratigraphique. Plusieurs séries de base aux grès numidiens ont été distinguées. Dans chaque bloc, j'ai réalisé la moyenne des teneurs en minéraux argileux mesurées par RODRIGUEZ JIMENEZ (pourcentages). Les affinités entre blocs sont soulignées.

Figure 176 B: Interprétation sédimentologique des données précédentes. On distingue un domaine interne dispensateur d'illite, un domaine externe riche en interstratifiés, un bassin médian dans lequel les smectites peuvent être abondantes et qui est envahi à l'Aquitainien par un apport massif de kaolinite originaire d'Afrique profonde "by-passant" les zones externes.

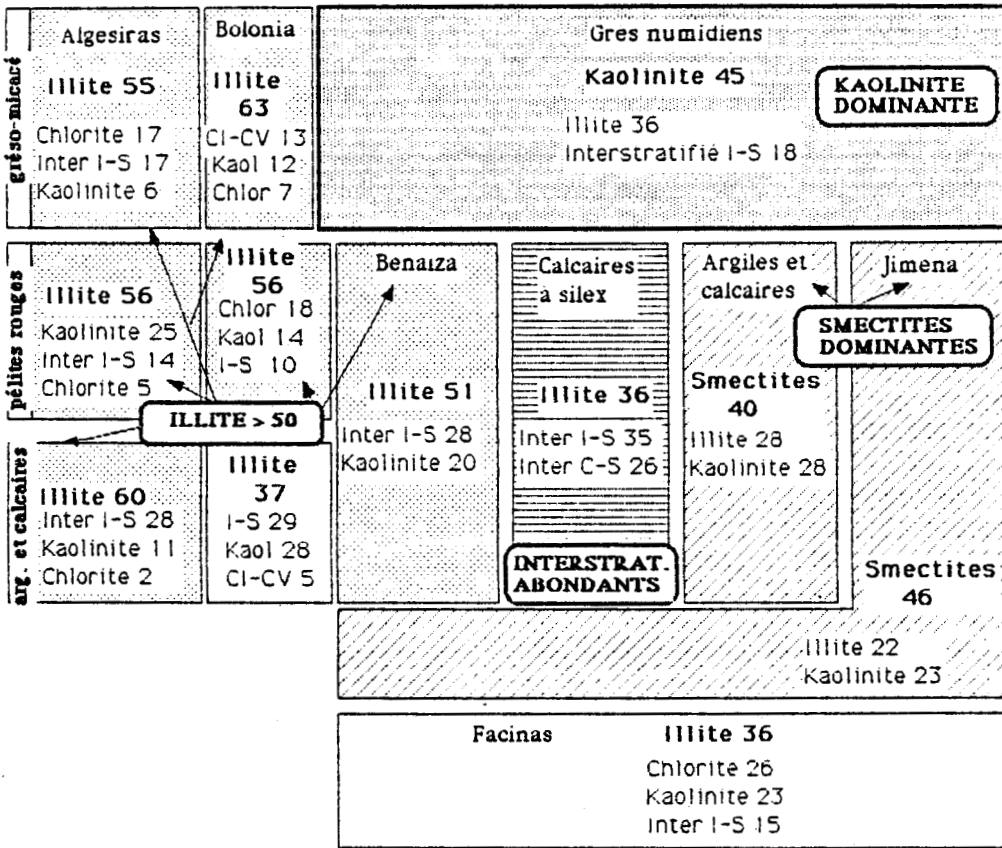


Figure 176 a

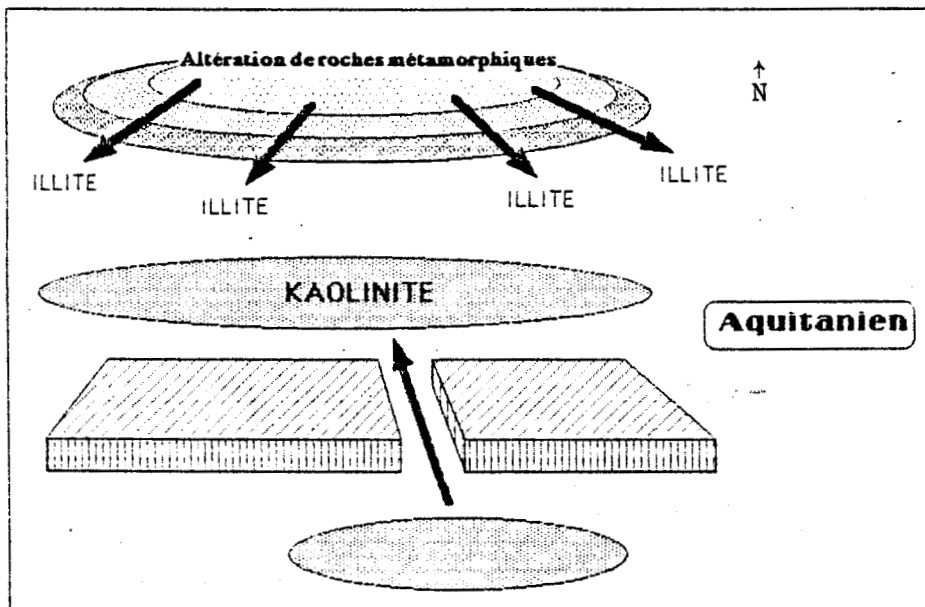
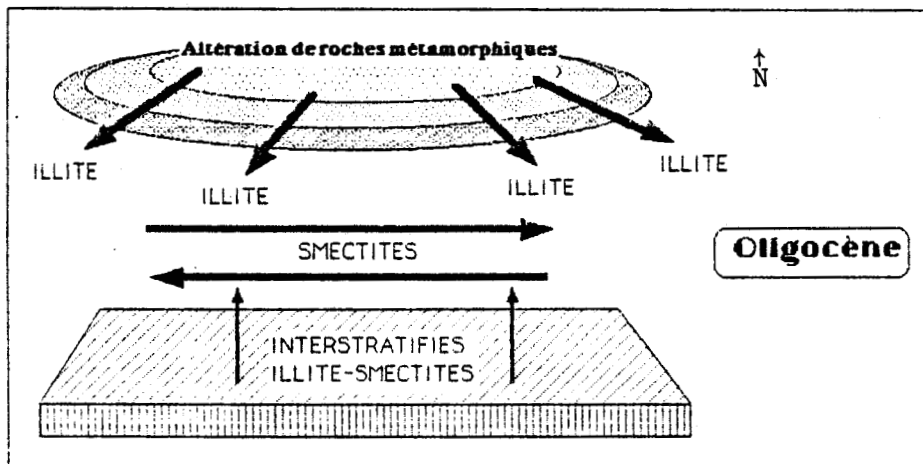


Figure 176 b

L'AGE DU NUMIDIEN

Avant d'essayer de répondre à cette question, il faut, d'une part, indiquer les critères paléontologiques qui sous-tendent nos conclusions (c'est l'objet des différents tableaux ci-après, fig.177 à 180) et, d'autre part, définir sans ambiguïté les limites des ensembles sédimentaires concernés.

Le Numidien a été subdivisé en 3 membres au cours des descriptions précédentes: un membre inférieur essentiellement argileux, un membre médian grés-argileux et un membre supérieur fréquemment siliceux. En suivant ses affleurements sur 2500 kilomètres, on a constaté de nettes différences de faciès affectant les membres inférieur et supérieur. Par exemple, entre le Numidien de Petite Kabylie et le Numidien externe de Sicile, il n'existe pas de ressemblance entre les argiles varicolores à Tubotomaculum et les pélites tabac de la Portella Colla, de même qu'entre les silexites du Douar Khorfan et le flysch distal de la Valle di Lisca. Le seul élément constant, du Rif à la Calabre, reste l'existence de grès grossiers ultra-matures parfaitement identifiables. Leur apparition, de même que leur disparition, sont suffisamment rapides pour être considérées comme des marqueurs lithologiques. Hormis ces deux limites, il n'existe pas de repère qui ait une valeur à l'échelle de la chaîne. Récapitulons donc les données disponibles sur ces deux limites que j'appellerai niveau A et niveau B pour la commodité de l'exposé.

I. LE DEBUT DE LA SEDIMENTATION DES GRES GROSSIERS (NIVEAU A)

A) Les datations

1) En Espagne, la coupe de Jimena constitue la coupe de référence. Des données microfaunistiques ont été successivement apportées:

- a) Les couches de passage, immédiatement sous-jacentes aux grès numidiens, contiennent Globorotalia cf. kugleri, ainsi que l'association Miogypsina - Miogypsinoïdes (DIDON et HOYEZ, 1977). On est donc vraisemblablement déjà dans N4 avant le niveau A.
- b) Une révision de ces niveaux, par DIDON et al. (1984) conduit à les décaler d'une zone vers le bas, essentiellement sur la base de la nannoflore attribuée à NP25 (la liste fournie n'exclue pas à mon sens NP24).

Si l'on considère cependant que le genre Miogypsina apparaît à la fin de la zone N3, le niveau A correspond avec une forte probabilité au passage N3/N4, en Espagne.

2) Au Maroc, diverses coupes livrent une microfaune presque au contact des grès:

- a) Au Zinat-Est, la nannoflore à Discoaster woodringi et Triquetrorhabdulus carinatus indiquent la zone NP25 (=N3);
- b) A l'W du massif de l'Haouta Bern Mediar (Jbirèt-Ras Tahar), parmi d'autres échantillons qualifiant un Oligocène (P19 ou plus récent), un échantillon a livré Globigerinita stainforthi, forme qui n'apparaît que dans N4.
- c) Les niveaux stratigraphiquement les plus élevés des argiles sous-numidiennes décrits par DIDON et al.(1984) se trouvent également dans la même zone (Chrabkha) et sont assez mal datés (NP23-NP25).
- d) A Seguedla, existe une formation à niveaux marneux que j'ai attribuée à la base des grès numidiens car elle renferme plusieurs bancs de grès grossiers. Elle contient des formes typiquement N4: Globorotalia kugleri, mais également des formes qui n'apparaîtraient que tardivement dans cette zone : Globigerina woodi, Globigerinita incrusta, Globoquadrina dehiscens.
- e) Dans le Rif oriental, LEBLANC et FEINBERG (1982) notent dans les argiles sous-numidiennes du Djebel Berkane une nannoflore appartenant au plus bas à la zone NP23.

M.A.	ANOMALIE POLARITE	EPOQUE	ETAGE	BLOW	ZONES .	G. BIZON	H. FEINBERG	NANNO PLANCTON	
19	5e	MIOCÈNE INFÉRIEUR	AQUITANIEN	N6	G. ins. / G. diss.	Globigerinita dissimilis /	Globigerinoides trilobus	NN3	
20	6			G. dehiscens praedeheiscens / G. dehiscens	Globigerinoides altiaperturus	NN2			
21	6a			N4	G. quadrilobatus primordius / G. kugleri	G. kugleri	Globigerinoides primordius	NN1	
22									
23	6b 6c								
24	7	OLIG. SUP.	CHATTIEN	P22 / N3	Globigerina angulisuturalis	Globigerina ciperoensis	Globigerina angulisuturalis	NP 25	
25	8			P21 / N2	Globigerina angulisuturalis / Globorotalia opima opima	Globorotalia opima		NP 24	
26	9	OLIGOCÈNE MOYEN	CHATTIEN						
27									
28	10								
29	11	OLIGOCÈNE INF.	STAMPIEN	P19 - P20	Globigerina sellii / Globigerina ampliapertura	Globigerina sellii	Globigerina ampliapertura	NP 23	
30	12						Globigerina sellii		
31									
32	13			P18	Globigerina tapuriensis	Globigerina ampliapertura / G. euapertura	Globigerina gortanii	NP 22	
33									
34	15	ÉOCÈNE SUPÉRIEUR	PRIABONIEN	P17	Globigerina gortanii	Globorotalia cerroazulensis	Globorotalia cocoaensis	NP 21	
35	16			P16	Cribrohantkenina inflata				
36	17			P15	Globigerinatheka semiinvoluta			NP 18	
37									

FIGURE 177 - ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DE L'OLIGOCENE

M. A.	ANOMALIE POLARITE	EPOQUE	ETAGE	BLOW	ZONES	G. BIZON	H. FEINBERG	NANNO PLANCTON	
5	C2	PL.		N 18	G. margaritae	G. margaritae	G. margaritae	NN12	
6	3A	SUPÉRIEUR	MESSINIEN	N 17	G. tumida / G. plesiotumida	G. dutertrei / G. humerosa	G. primitiva	NN 11	
7	4						G. dutertrei / G. humerosa		
8	4A	MIOCÈNE	TORTONIEN	N 16	G. acostaensis / G. merotumida	G. acostaensis	G. acostaensis / G. miotumida	NN10	
9	5						G. menardii		G. menardii / G. nepenthes
10	5'								
11	5A	MOYEN	SERRAVALLIEN	N 15	G. continua	G. mayeri	G. miozea rifensis	NN 9	
12				N 14	G. menardii G. nepenthes- siak.				
13				N 13	G. mayeri G. subdeh. dr. G. ruber				
14				N 12	G. fohsi				
15	5B	MIOCÈNE	LANGHIEN	N 10/11	G. peripheroacuta / G. praefohsi	-----?	O. suturalis	NN 6	
16				N 9	O. suturalis / G. peripheroronda	O. suturalis / G. peripheroronda			
17	5C	MIOCÈNE	BURDIGALIEN	N 8	G. sicanus / G. insueta	Praeorbulina	G. bisphericus	NN 5	
18	5D			N 7	G. insueta G. quadr. trilobus	G. trilobus	G. dehiscens		NN 4
19	5E			N 6	G. ins. / G. dissim.				NN 3
20	6	MIOCÈNE	AQUITANIEN	N 5	G. dehiscens praedehiscens / G. dehiscens	G. dissimilis / G. altiapertura	G. trilobus	NN 2	
21	6A								
22		MIOCÈNE	AQUITANIEN	N 4	G. quadrilobatus primordius / G. kugleri	G. kugleri	G. primordius	NN 1	
23	6B								

FIGURE 178 - ECHELLE STRATIGRAPHIQUE DU MIOCENE

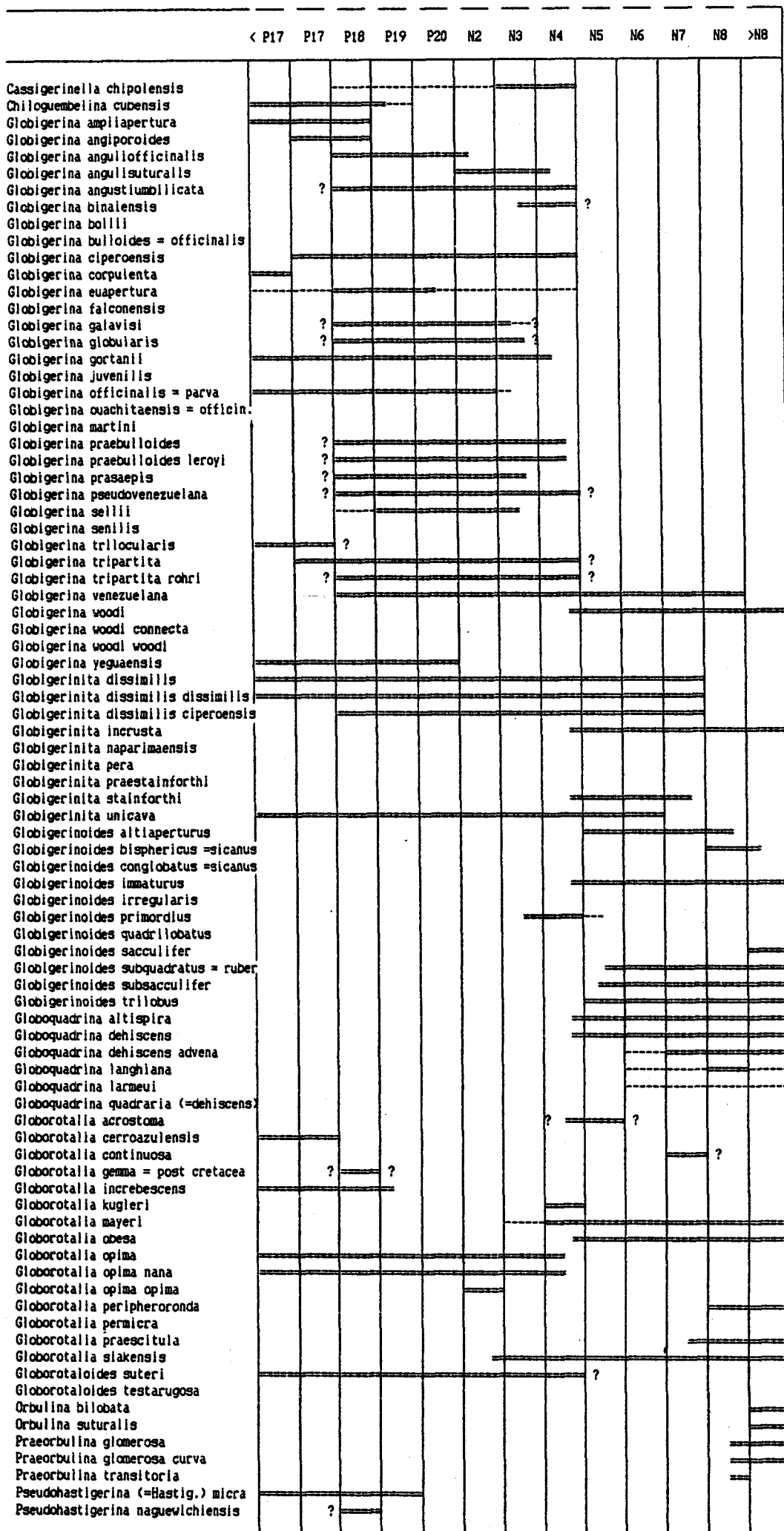


FIGURE 179 - REPARTITION STRATIGRAPHIQUE DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES ASSOCIES AU NUMIDIEN

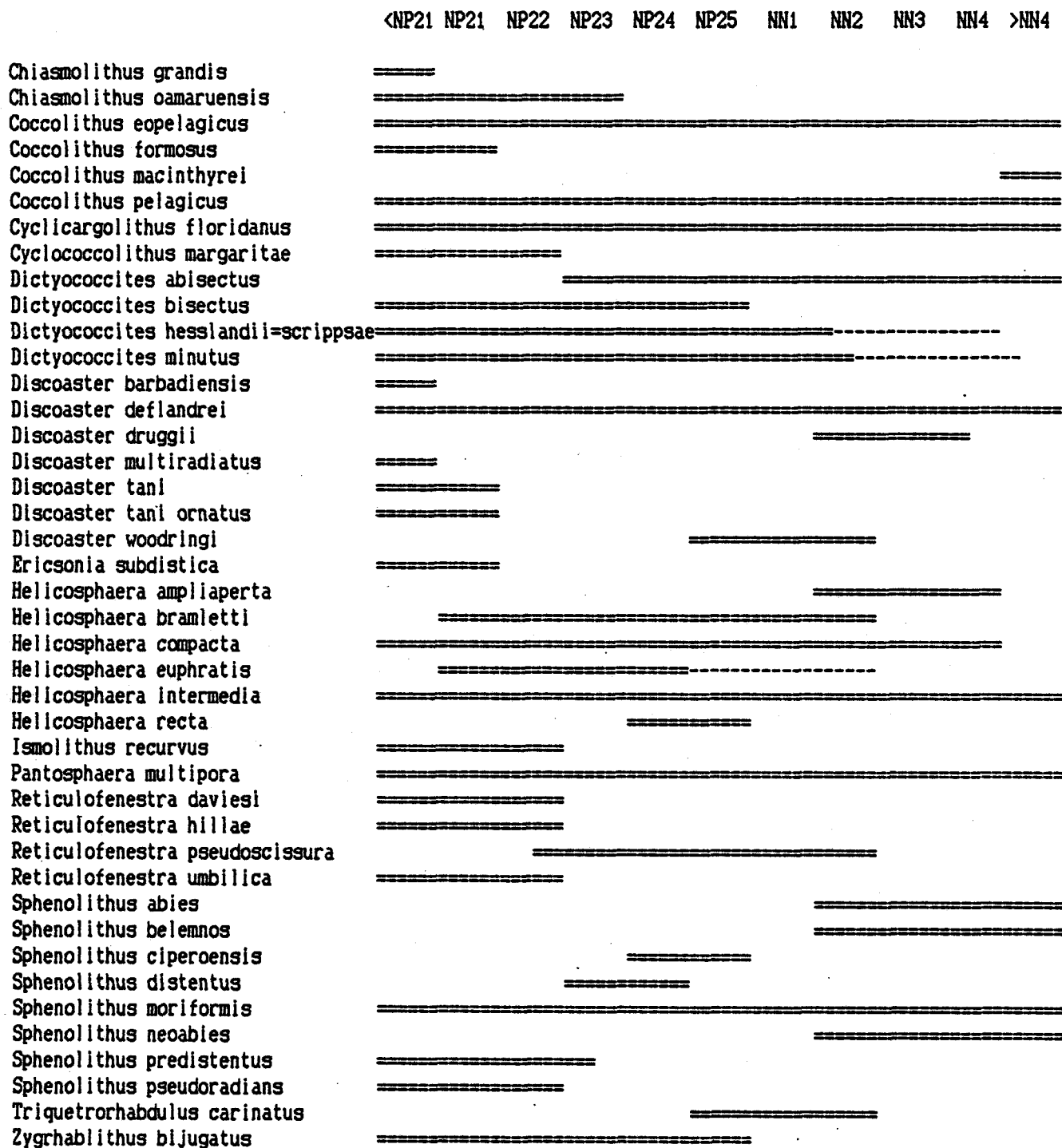


FIGURE 180

REPARTITION STRATIGRAPHIQUE
DE LA NANNOFLORE ASSOCIEE AU NUMIDIEN

En résumé, au Maroc, le niveau A se place vraisemblablement dans la moitié inférieure de la zone N4, post-datum à G.stainforthi.

- 3) En Algérie, les données stratigraphiques sont absentes à l'W d'Alger.
- Dans la zone subbibanique, ainsi qu'au S des Babors, les grès sont postérieurs à la zone N2, sans plus de précision.
 - En Grande Kabylie, on ne peut préciser plus que post- zone N2 (RAYMOND, 1976).
 - En Petite Kabylie, les faunes rapportées par RAOULT (1974) dans les argiles sous-numidiennes ne permettent pas d'affirmer qu'elles dépassent la zone N2, sauf la présence de Globigerinoides cf. primordius ou de ses formes ancestrales qui apparaît dans la zone N3.
 - Dans le Sud-Constantinois, au Djebel Medelsou, les Foraminifères que j'ai récoltés dans les argiles sous-numidiennes ne m'ont pas permis de dater au-dessus de la zone N2 (BIZON et HOYEZ, 1979). Par contre, COIFFAIT et al.(1983) ont récolté Globigerinoides primordius et Triquetrorhabdulus carinatus attestant la zone N3 (=NP25).
 - Dans la région d'Oued Zénati, LAHONDERE et al.(1979) apportent des précisions substantielles en datant à la fois les argiles sous-numidiennes mais également l'ensemble gréseux. Les argiles sous-numidiennes appartiendraient à la zone N2 (peut-être, selon moi, un peu plus haut dans N3 avec des formes de passage à G. binaiensis), avec une confirmation du nannoplancton NP4. Le début des grès grossiers n'enregistre pas une modification significative dans l'association de Foraminifères, par contre on voit apparaître dans le nannoplancton Triquetrorhabdulus carinatus caractérisant NP25 (=N3). Globorotalia kugleri, espèce typiquement N4, n'apparaît pas immédiatement à la base des grès.

Ces attributions sont révisées (FEINBERG, HOYEZ et LAHONDERE ,1981) par la découverte de Globigerinoides primordius et d'une nanofaune NP25 dans les argiles sous-numidiennes.

- Entre Souk-Ahras et la frontière tunisienne, le contact entre argiles sous-numidiennes et grès numidiens est fréquemment fossilifère. On y trouve généralement des formes de N2 ou de la fin de N2 (Globorotalia siakensis) et des formes non typiques apparaissant dans N3 (Globorotalia cf.mayeri, Globigerina cf. binaiensis), voire dans N4 (Globorotalia cf.obesa).

En résumé, en Algérie orientale, le niveau A se situe probablement dans la moitié supérieure de N3, post-datum à Globigerinoides primordius.

- 4) En Tunisie, le membre sous-numidien n'a fourni jusqu'à présent qu'une microfaune peu significative. Les données de ROUVIER (1977), de BEAUDOIN et BUROLLET (1987) n'indiquent au plus haut que l'Oligocène inférieur pour la série du Zouza. WEZEL (1968) cite dans la coupe de Balta Globigerinita incrusta, espèce qui n'apparaîtrait que dans N4, mais on ne peut affirmer que l'échantillon appartient soit à la série du Zouza, soit au terme numidien médian. Les grès numidiens, sans positionnement exact, renferment Globorotalia mayeri (WEZEL, 1968) et "un assemblage de formes planctoniques caractérisant l'Aquitainien (zone à Globigerinoides trilobus primordius)" d'après BEAUDOIN et BUROLLET (1987).

Dans les Mogods (KUJAWSKY, 1969), les argiles sous-numidiennes dateraient au moins de la zone N2 (Globorotalia opima opima).

En résumé, en Tunisie, aucune précision ne confirme ou n'infirme la datation du niveau A constatée en Algérie orientale.

- 5) En Sicile, les seules données stratigraphiques précises concernent des faciès externes au sens large, c'est-à-dire le Numidien intermédiaire, le Numidien externe et le Numidien externe atypique.

Les argiles sous-numidiennes du Mont Bosco (Numidien atypique) montent au moins jusque dans NP24 (=N2).

Le membre sous-numidien, recouvrant la série iméraise ou panormide, renferme généralement des espèces ayant une large répartition dans l'Oligocène. WEZEL (1966) cite néanmoins Globorotalia mayeri, Globoquadrina dehiscens et Globorotalia acrostoma dans la formation de Portella Colla et Globigerinoides cf. primordius dans les argilites supra-panormides (1970), ce qui indique un âge N4. Malheureusement, les grès numidiens directement sus-jacents sont azoïques; ce n'est qu'à plus de 200 mètres de leur apparition que WEZEL cite des faunes de N5: Globigerina cf. woodi, Globigerinoides cf. immaturus, G. sacculifer et G. trilobus notamment.

En résumé, malgré l'absence du marqueur de zone G. kucleri, il est fort vraisemblable qu'en Sicile le niveau A se place au milieu de N4.

- 6) En Lucanie, nous avons vu que le sommet du "flysch rouge" riche en débris de plate-forme pouvait être daté au moins de la zone N2, par la présence de Globigerina angulisuturalis. Les couches de passage aux grès grossiers numidiens sont datées de la zone N5 (Globorotalia obesa, Globigerina stainforthi et Globigerinoides ex gr. trilobus) par COCCO et al. (1974). CIARANFI et LOIACONO (1983) signalent également Globigerinoides trilobus à la partie inférieure des grès numidiens (dans leurs conventions, ceci correspond à la zone N6).

Ainsi, le niveau A en Lucanie doit-il être considéré comme N5.

Conclusion: Bien des difficultés et des incertitudes entourent encore la détermination de l'âge exact des premiers grès grossiers. Tout en restant circonspect sur cette affirmation, on constate un diachronisme dans leur apparition. L'âge le plus ancien semble se rencontrer en Algérie orientale (et hypothétiquement en Tunisie) et se place dans la zone N3 postérieurement aux premiers Globigerinoides primordius. Des âges plus récents sont enregistrés vers l'W comme vers l'E. Au Maroc et en Sicile, il s'agit de N4; en Lucanie N5.

B) Comparaison stratigraphique avec les formations détritiques contemporaines

- 1) Les flyschs grés-micacés (Algésiras, Beni-Ider, Port Gueydon, Troina-Tusa, San Mauro-Albidona) couvrent au moins partiellement l'intervalle N3-N5, ils sont donc concomitants.
- 2) La couverture grés-conglomératique des massifs rifo-kakyllo-péloritains n'est clairement datée que pendant ou après N5 (G. trilobus) bien qu'ayant pu commencer à se déposer avant.
- 3) Dans les zones bétiques externes, l'Oligocène -Aquitaniens est connu dans le Prébétique uniquement sous un faciès marneux et calcaire, à rares niveaux gréseux (DURAND DELGA et MAGNE, 1960). Ces niveaux calcaires assez grossiers, à Mélobésiées et à grands Foraminifères, montrent des convergences avec le faciès infra-numidien de Beni'za et ils pourraient en être la source.
- 4) L'Oligo-Miocène des nappes intrarifaines est très mal daté et s'étend avec vraisemblance dans le Burdigalien.
- 5) Les Grès de Zoumi et le Miocène mésorifain sont post N5 (post G. trilobus).
- 6) L'Oligo-Miocène du Prérif, peu épais, s'étend de la base de l'Oligocène à la zone N4 comprise.
- 7) L'Oligo-Miocène oranais et à faciès Boghari couvre une large surface qui s'étend d'W en E, des confins marocains à Sidi Al'ssa (S des Biban). Les travaux de KIEKEN (1974) montrent clairement un passage latéral entre des faciès continentaux au S et des faciès marins au N. Ces variations de faciès empêchent de dresser une coupe-type. En moyenne, c'est un ensemble où dominant des marnes claires finement sableuses accompagnées de grès fins ou moyens, homométriques, tendres et calcareux, roux. C'est dans ses faciès les plus marneux, avec un gradient vers le N et vers l'W qu'il est le mieux défini stratigraphiquement (GUARDIA, 1975; FENET, 1975; DELTEIL, 1974; KIEKEN,

1974; MATTAUER, 1958). L'Oligocène inférieur (zone à G. ampliapertura) est souvent mal mis en évidence. L'Oligocène moyen-supérieur manque de bons marqueurs de zones mais on le reconnaît dans des niveaux à Néphrolépidines, à Almaena escornebouensis et à Planctoniques ne dépassant pas N3. La zone N4 n'est pas caractérisée précisément. En effet, les espèces apparaissant dans N4 voisinent toujours avec Globigerinoides trilobus, espèce n'apparaissant que dans N5 avec en outre Globigerinoides immaturus, Globorotalia acrostoma, Globoquadrina dehiscens, G. altispira. Ce niveau coïncide souvent avec une recrudescence de poudingues polygéniques et de grès à grain grossier éolisés (GUARDIA, 1975). Les galets jurassiques de ces poudingues sont considérés provenir de la zone des "hauts plateaux" par DELTEIL (1974). En certaines régions, la série se poursuit jusque dans la zone N8 avec Globigerinoides bisphericus et Praeorbulina gr. glomerosa.

Bref, le faciès gréseux de l'Oligo-Miocène oranais est apparu bien avant les premiers grès numidiens. Au cours du laps de temps N3-N4, rien n'indique dans sa sédimentologie, un quelconque événement ou une convergence de faciès. Il s'est poursuivi pendant la durée de dépôt des grès numidiens et même après que ces derniers aient cessé de se déposer.

- 8) Des faciès argilo-gréso-glauconieux aux confins algéro-tunisiens ont envahi les zones telliennes externes à l'Oligocène inférieur, mais la grande régression intra-oligocène interrompt leur sédimentation à l'Oligocène moyen-supérieur. Des grès continentaux (Oligocène supérieur ?) peu épais sont conservés dans le Béjaoua.
- 9) Les grès supérieur de Fortuna, tels que nous les avons décrits c'est-à-dire postérieurs aux calcaires supérieurs de Korbous, ont leur base qui correspond très exactement à celle du niveau A en Algérie orientale. Rappelons qu'au-dessus des niveaux calcaires à Miogypsinoides, SALAJ (1980) cite la présence de Globigerinoides quadrilobatus primordius.

Le synchronisme d'apparition de ces deux puissantes masses gréseuses est remarquable, c'est un pilier stratigraphique essentiel dans notre reconstitution paléogéographique.

- 10) En Sicile, l'Oligocène supérieur et le Miocène basal ne sont pas clairement reconnus. D'importants remaniements (érosion sous-marine, conglomérats) interviennent dans N2, conséquence probable de l'abaissement eustatique oligocène.
- 11) En Apennin septentrional, les principales formations détritiques de l'Oligo-Miocène consistent en de puissantes accumulations turbiditiques. Les auteurs italiens (MUTTI et RICCI LUCCHI, 1972; SAGRI, 1973...) considèrent qu'elles se sont déposées dans différents cônes sous-marins édifiés à l'E des zones internes complètement plissées à l'Eocène supérieur. Leur zone principale de dépôt migre vers l'E.

On peut citer les formations s'étendant essentiellement dans l'Oligocène et donc antérieures aux grès numidiens. D'Ouest en Est, des faciès les plus grossiers aux faciès les plus fins, ce sont les grès du "Tongriano", de Ranzano, de Loiano; les différents macignos de l'Aveto, du Canetolo, du Senario; la Scaglia cinerea. En partie contemporains des grès numidiens (Oligocène supérieur - Aquitanien) se placent les grès de Bismantova, d'Anconella, de Manciano, les grès de Cervarola et du Mont Falterona. Toutes ces formations que j'ai eu l'occasion de traverser n'offrent aucune ressemblance avec les grès numidiens.

- 12) En Corse, on ne connaît ni Oligocène, ni Aquitanien, sauf peut-être des marnes claires riches en Pélagiques dans la plaine d'Aléria (in DURAND-DELGA, 1981).

- 13) En Sardaigne méridionale, à la limite Oligocène-Aquitaniens le rift sarde est envahi progressivement par la mer. Au sommet de la formation d'Ussana, on passe de conglomérats fluviatiles à des calcaires néritiques et biohermaux ou à des marnes à microfaune pélagique. La transgression majeure se produirait vers N4-N5 (WEZEL in COCCOZA et al., 1974, cite la présence de Globorotalia acrostoma, G. scitula et Globoquadrina dehiscens). A l'W de la Sardaigne, les couches d'Ales débuteraient au Chattien.

C) Diachronisme de l'apparition des grès numidiens

Bien que l'argumentation soit faible, j'admets qu'il existe entre l'Algérie orientale et la Maroc un décalage. Il correspondrait à l'intervalle entre les datums d'apparition de Globigerinoides primordius et de Globigerinita stainforthi. Ce retard est plus sensible entre l'Algérie orientale et la Lucanie où cette fois il correspond aux datums de G. primordius et de G. trilobus.

En conséquence, si l'on fait l'hypothèse d'une source unique pour les sables numidiens, force est de la placer sur une transversale qui ne s'écarte pas trop des confins algéro-tunisiens, sans précision du N ou du S.

II. LA FIN DE LA SEDIMENTATION DES GRÈS GROSSIERS (NIVEAU B)

Les modalités de l'extinction des grès grossiers ne sont pas identiques d'un bout à l'autre de la chaîne. Dans certains cas, elle est relativement brutale avec un passage à un faciès différent, dans d'autres cas, elle est progressive ou récurrente, la signification de l'objet daté est alors plus floue.

A) Les datations

- 1) En Espagne, des formations supra-numidiennes sont bien reconnues dans le S du Campo de Gibraltar (DIDON, 1969; DIDON et al., 1984). Les géologues espagnols (rens.oral DIDON) étendraient notablement leur cartographie, au détriment de formations autrefois intégrées à l'unité d'Almarchal. Les grès numidiens font place à des argillites silteuses, micacées, parfois marneuses, avec des intercalations de minces bancs de grès quartziteux. Les silixites ne semblent pas exister, sauf en un unique point douteux (rens.DIDON). La nannoflore est d'âge NN2 avec Helicosphaera ampliapertura et Discoaster druggii, équivalente à N5 ou Aquitaniens supérieur selon nos conventions mais considérée burdigalienne par DIDON et al. (1984). Cependant, la présence de Globorotalia cf. minutissima caractériserait la zone N6 burdigalienne.
- 2) Au Maroc, les grès numidiens sont couronnés assez brutalement par une formation pélitique d'épaisseur inférieure à 100 mètres. Selon la position externe ou interne du Numidien, il se manifeste quelques légères différences. En position externe (Dar Fellak; DIDON et al., 1984), les pélites présentent des intercalations de marnes ou de calcaires marneux et comportent des horizons slumpés à filons sédimentaires. En position un peu plus interne (Arbâhlou, Dar Chaoui), les marnes semblent absentes et les pélites incluent quelques galets calcaires attribués aux faciès telliens. Dans les deux cas, on reconnaît des horizons de pélites siliceuses blanches, très comparables aux "silixites". Le nannoplancton d'Arbâhlou indique au moins la zone NN2 (=N5) avec Discoaster druggii. Les datations de Dar Fellak indiquent que la formation pourrait débuter dès la fin de NN1 (peu sûr d'après la liste de microfaunes), se développer rapidement dans NN2 = N5 (Discoaster druggii, Globigerinoides cf. altiaperturus, G. trilobus) et atteindre la fin de NN3 = N6 sup. (Sphenolithus heteromorphus).
- 3) En Algérie, en Grande Kabylie, RAYMOND (1976) décrit un faciès particulier de coulées boueuses remaniant des blocs de grès numidiens. Associées à ce

faciès, des marnes blanchâtres livrent Globigerinoides primordius et G. trilobus qui les placent dans N5 ou N6, selon les auteurs. Au S des Biban, une association de marnes blanches et de silixites renfermant G. trilobus termine le Numidien au cœur du synclinal d'Aïne Regueillette (CAIRE, 1957; HOYEZ, 1976). Au N de Constantine, dans la coupe du Douar Khorfan (RAOULT, 1974), les silixites accompagnent des argiles micacées, des marnes et des calcaires marneux. La microfaune est identique et peut être encore placée dans N5 ou N6 (Globigerina woodi, Globigerinoides trilobus, G. cf. altiapertura, G. sacculifer). Dans la région de Guelma, LAHONDERE et al. (1979) n'observent pas de formations supra-numidiennes, par contre ils datent les grès numidiens eux-mêmes avant leur extinction. Parmi les Foraminifères, on relève Globigerinoides trilobus, G. subquadratus, G. altiapertura, Globigerina woodi, Globorotalia obesa. Il s'agit déjà d'espèces que l'on retrouve dans les formations supra-numidiennes (N5). Le nannoplancton avec Sphenolithus abies confirme l'âge NN2. Aux confins algéro-tunisiens, près de Bou Hadjar et dans les massifs de la Haute Medjerda, les silixites sont bien développées; les formations supra-numidiennes ont livré à CORMY (1970) Globigerinoides bisphericus à côté des espèces que nous venons de citer. Aucune indication sur position de cet horizon par rapport aux grès numidiens n'étant donnée, il serait hasardeux de penser que les grès puissent atteindre un niveau aussi élevé (N8).

- 4) En Tunisie, la formation supra-numidienne de Babouch (ROUVIER, 1977) est très bien exposée. Malheureusement, les termes les mieux datés apparaissent à environ 400 mètres au-dessus des grès numidiens typiques. Du reste les "Globigerinoides trilobus trilobus"...à "silhouette bisphaericus de Porticulosphaera sicanus" laissent une large fourchette de N5 à N8.

- 5) En Sicile, différents cas sont à examiner selon qu'il s'agit de Numidien interne, intermédiaire ou externe.

Dans la lame considérée comme la plus interne (Sperlinga), des silixites et des marnes sont présentes (CAMPISI, 1962; ANDREIEFF et al., 1974; GUERRERA et WEZEL, 1974) avec une microfaune N5 supérieur ou N6 (Globigerina woodi connecta, Globigerinita incrusta, Globigerinoides altiapertura, G. trilobus, Globogadrina dehiscens passant à G. advena). Notons que des grès numidiens se déposent encore au-dessus des silixites.

Dans l'unité du Mont Sambughetti, on ne connaît pas de formations supra-numidiennes, exceptée la formation de Garbata N8-N9 (OGNIBEN, 1960; WEZEL, 1970) dont les rapports avec le Numidien ne sont pas clairs.

Dans la nappe du Numidien intermédiaire, les silixites ne sont décrites que par BROQUET (1973) dans un contexte tectonique peu évident et en association avec des A.S. à Tubotomaculum(?). Ailleurs (Mistretta), dans des niveaux élevés des grès numidiens surmontés par un contact anormal, WEZEL (1970) indique des niveaux marneux à Globigerina woodi et Globigerinoides trilobus.

Dans le Numidien supra-panormide, les grès grossiers passent à des argillites plus ou moins carbonatées intercalées de grès fins. Elles ont fourni à BROQUET des Globigerinoides trilobus. Plus haut, dans le flysch de Malia et la formation de Castelbuono (WEZEL, 1970), sous un faciès marno-sableux, on passerait au Burdigalien N6 (Globigerinoides subquadratus), puis au Burdigalien supérieur N8 avec Globigerinoides bisphericus et Praeorbulines.

Dans le Numidien superposé à la série de Sclafani, les grès grossiers font place à un véritable flysch à petits bancs grés-micacés. Selon BROQUET, il contiendrait Globigerinoides trilobus.

- 6) En Lucanie, nous avons décrit les faciès un peu particuliers du Numidien, notamment les intercalations de marnes et d'olistostromes. Son âge est clairement burdigalien N6 (G. trilobus, G. subsacculifer, G. subquadratus).

Mais il subsiste encore, vraisemblablement resédimenté, jusque dans la zone N8 avec G. bisphericus.

En conclusion, il apparaît assez difficile de situer très précisément l'extinction des grès numidiens, d'une part à cause de la pénurie de faune, d'autre part à cause de la mauvaise définition des marqueurs stratigraphiques. Dans les rares cas où le sommet du membre gréseux est fossilifère (Algérie orientale et Sicile), on n'enregistre pas de variation significative lorsqu'on passe dans le membre supra-numidien.

Le niveau à silixites peut être considéré comme un repère à l'échelle de la chaîne. Dans diverses coupes, nous avons vu cependant qu'il pouvait s'étendre sur plusieurs biozones (N4 à sommet de N6) ou se dédoubler (Babouch). Généralement, il apparaît peu après les derniers bancs de grès grossiers (Maroc, Algérie, Tunisie), mais il peut en certains cas (Sicile) être contenu dans les horizons gréseux terminaux. L'opinion généralement admise (LORENZ, 1984) est que sa base (et par conséquent la fin des grès) correspond à la limite N5-N6. Cette datation repose sur la coexistence de formes apparaissant dans N5 (G. trilobus, G. altiapertura, G. sacculifer et de formes disparaissant à la fin de N6 (G. dissimilis et G. unicava).

Dans le Numidien externe sicilien et en Lucanie, les silixites n'ont pas été reconnues. La transition s'opère alors soit par un flysch à petits bancs grés-micacés et glauconieux dans l'axe du bassin imérais, soit par des formations plus marneuses à proximité ou sur l'ex-plateforme panormide. La sédimentation des grès grossiers s'arrête sans doute dans N6 en Sicile, alors qu'en Lucanie, des remaniements, liés à une tectonique du bassin irpinien, redistribuent ces grès au moins jusque dans N8.

B) Comparaisons avec les formations contemporaines

Nous pouvons évoquer les autres formations détritiques qui se déposent à la charnière aquitano-burdigalienne (N5/N6).

- 1) Les flyschs grés-micacés continuent de se déposer. GUERRERA (1982) indique en effet la présence de Globigerinoides trilobus assez évolués, de Globorotalia continuosa et Globigerina woodi woodi dans le flysch de Beni Ider, qui ne semble pas par ailleurs dépasser N6. Vers son sommet, DIDON m'a montré des silixites, avec des argiles rouges pouvant être resédimentées. En Algérie, la datation par les Planctoniques reste à faire. En Sicile, le flysch de Troina-Tusa contient Globigerina woodi et Globoquadrina cf. dehiscens advena, ce qui l'étendrait précisément à la limite N5-N6 d'après GUERRERA et WEZEL. En Lucanie, la formation de San Mauro pourrait atteindre N6 avec Globigerina woodi connecta (GUERRERA, 1978) et la formation d'Albidona la base de N7 d'après le nannoplancton (BONARDI et al., 1985)
- 2) La couverture des massifs de type kabylo-rifain s'étend au moins jusqu'à la transition N5/N6 puisqu'à la partie supérieure, on y trouve le couple silixites-tuffites avec la faune classique à Globigerinoides trilobus, G. subquadratus, Globorotalia obesa, Globoquadrina advena (GELARD, 1979). Les premiers olistostromes sont contemporains ou succèdent de peu à ce niveau.
Sur les Péloritains et la Calabre, silixites et tuffites ne sont pas franchement reconnues (WEZEL signale des horizons tufacés) et la couverture détritique se poursuit plus longtemps jusque dans N8 à G. bisphericus (BONARDI et al., 1981).
- 3) Dans les zones externes intra, méso et pré-rifaines, des formations marno-gréseuses semblent exister. L'épaisse formation des grès de Zoumi, mal datée, ne commence à se déposer qu'après l'apparition des G. trilobus.
- 4) En Algérie occidentale, les grès à faciès oranais se poursuivent au-delà de l'extinction des grès numidiens. Les faciès sont fortement marneux.

- 5) Aux confins algéro-tunisiens, dans la Moyenne Medjerda et dans le Béjaoua, la transgression est ressentie dès la fin de l'Oligocène (niveau de base calcaire de l'Oligocène sup. - Aquitanien) mais la formation argilo- grésoglaucieuse ne s'étend vraiment qu'à partir du Burdigalien N6 (abondance des G. trilobus) jusque dans le Tortonien.
- 6) Les grès supérieurs de Fortuna sont surmontés localement par la formation continentale rouge de Messiouta ou par la formation argilo-calcaire d'Oued Hammam (rens. SALAJ, 1986) de la zone à Praeorbulina glomerosa ou par la dalle calcaire à Pectinidés d'Aïn Grab contenant Globigerinoides bisphericus et Praeorbulina glomerosa = N8 (COMTE et DUFAURE, 1973). Ces données ne démentent pas le synchronisme de l'extinction des grès grossiers avec le Numidien. On remarquera au passage que les grès du Numidien externe s'achèvent par des teintes rouges (BROQUET, 1968).
- 7) Les grès glauconieux des Sicani apparaissent tardivement dans l'Aquitanien supérieur N5 ou dans le Burdigalien inférieur N6 (Globigerinoides trilobus, Globorotalia scitula). Ils ne peuvent être à l'origine des grès numidiens, mais nous avons vu qu'ils pouvaient en être des cousins.
- 8) Dans l'Apennin central et septentrional, des turbidites continuent à se déposer au NW : formations du Mont Falterona et du Mont Cervarola dans la région toscane externe. Elles passent vers le SE à des formations essentiellement marneuses et calcaires : formation de la Scaglia cinerea passant en N8 à la formation du Bisciara, dans la zone des Marches.
- 9) En Sardaigne, en dehors du fossé de Campidano, l'Aquitanien et le Burdigalien sont peu épais et sous forme de calcaires et de marnes sableuses fossilifères. En sondage, des cinérites sont reconnues dans les dépôts de l'Aquitanien (COCCOZA et al., 1974).

En ne retenant que le seul critère chronostratigraphique, l'inventaire des formations oligo- miocènes conduit à une conclusion claire. Une seule formation est limitée à sa base et à son sommet par des horizons coïncidant avec le début et la fin de la sédimentation des grès numidiens : les grès supérieurs de Fortuna.

ELEMENTS EN TRACES DES QUARTZ NUMIDIENS

La provenance des roches sédimentaires détritiques peut être déterminée de plusieurs manières. Lorsque le matériel source est jeune et diversifié minéralogiquement, l'analyse des teneurs en minéraux (lourds particulièrement) peut se révéler très utile. L'assemblage de ces derniers fournit une "signature" que l'on retrouve dans la chaîne des roches héritées. Malheureusement, cette technique ne peut être utilisée lorsque l'altération et l'usure mécanique ont profondément modifié le stock initial. Dans le cas d'arénites polycycliques, les transformations multiples conduisent à une banalisation du cortège minéralogique, il s'agit de l'ensemble ubiquiste des minéraux ultra-stables. Les grès numidiens en font partie.

L'alternative est donc de considérer le plus commun et le plus stable des minéraux qui soit dans les roches détritiques: le quartz lui-même. Ce minéral peut présenter des caractéristiques différentes selon le milieu qui l'a vu naître et celles-ci ont toutes les chances de se conserver immuablement. Parmi les propriétés physiques intrinsèques au quartz, nous consacrerons un chapitre à part à la thermoluminescence. D'autres propriétés des quartz sont connues, mais elles réclament souvent pour leur étude un appareillage coûteux et un savoir-faire de spécialiste. On peut citer: la nature des inclusions, le pourcentage de quartz à extinction ondulante, la cathodoluminescence, les lamelles de Bóhm, la sensibilité à l'"enfumage" sous l'effet des radiations ...

Il est question dans ce chapitre des éléments en traces dans les grains de quartz. On sait en effet qu'un certain nombre d'éléments peuvent se substituer au silicium et à l'oxygène ou s'intégrer dans les sites interstitiels. Ces éléments étrangers n'existent qu'à l'état de traces (dizaines de ppm) et ne peuvent être détectés que par spectrométrie d'émission. Les analyses ont été confiées à W. H. DENNEN de l'Université du Kentucky (Lexington). Les travaux de ce chercheur portent notamment sur la chimie et la couleur des quartz naturels (DENNEN, 1966, 1967; DENNEN et PUCKETT, 1971, 1972).

Notre objectif était de comparer des grains de quartz provenant, d'une part, de grès numidiens et, d'autre part, de grès aquitaniens de l'axe Chérichira - Cap Bon. En tout, 13 échantillons (Numidien: 6, Aquitaniens tunisiens: 7) ont été soumis à l'analyse. La poudre est obtenue par écrasement de grains sélectionnés à la binoculaire et dépourvus d'inclusions. Je renvoie à DENNEN (1966) pour les caractéristiques de l'appareillage spectrographique.

Echantillons de Numidien

- 75-44-1 : Forêt des Cèdres (Ouarsenis, Algérie)
- 75-16-2 : Entre Jijel et le phare d'afia (Petite Kabylie, Algérie)
- 75-18-1 : Entre Collo et El Milla (Algérie)
- 75-114-2 : Près de Tizirt (Algérie)
- T-46-3 : Tabarka (Tunisie)
- D-22-1 : Grotta Fumata (Sicile)

Echantillons d'Aquitaniens de l'axe Chérichira - Cap Bon

- T-25-2 : Carrière au N de Sidi Moussa
- T-20-1 : Djebel Sidi Abderrahmane
- T-29-1 (laiteux) : Carrière à l'E de Khlédia
- T-29-1 (limpide) : idem
- T-9-1 : Ras Ed Drek
- T-93-1 : Dj. Chérichira
- T-121-1 : Dj. Batene

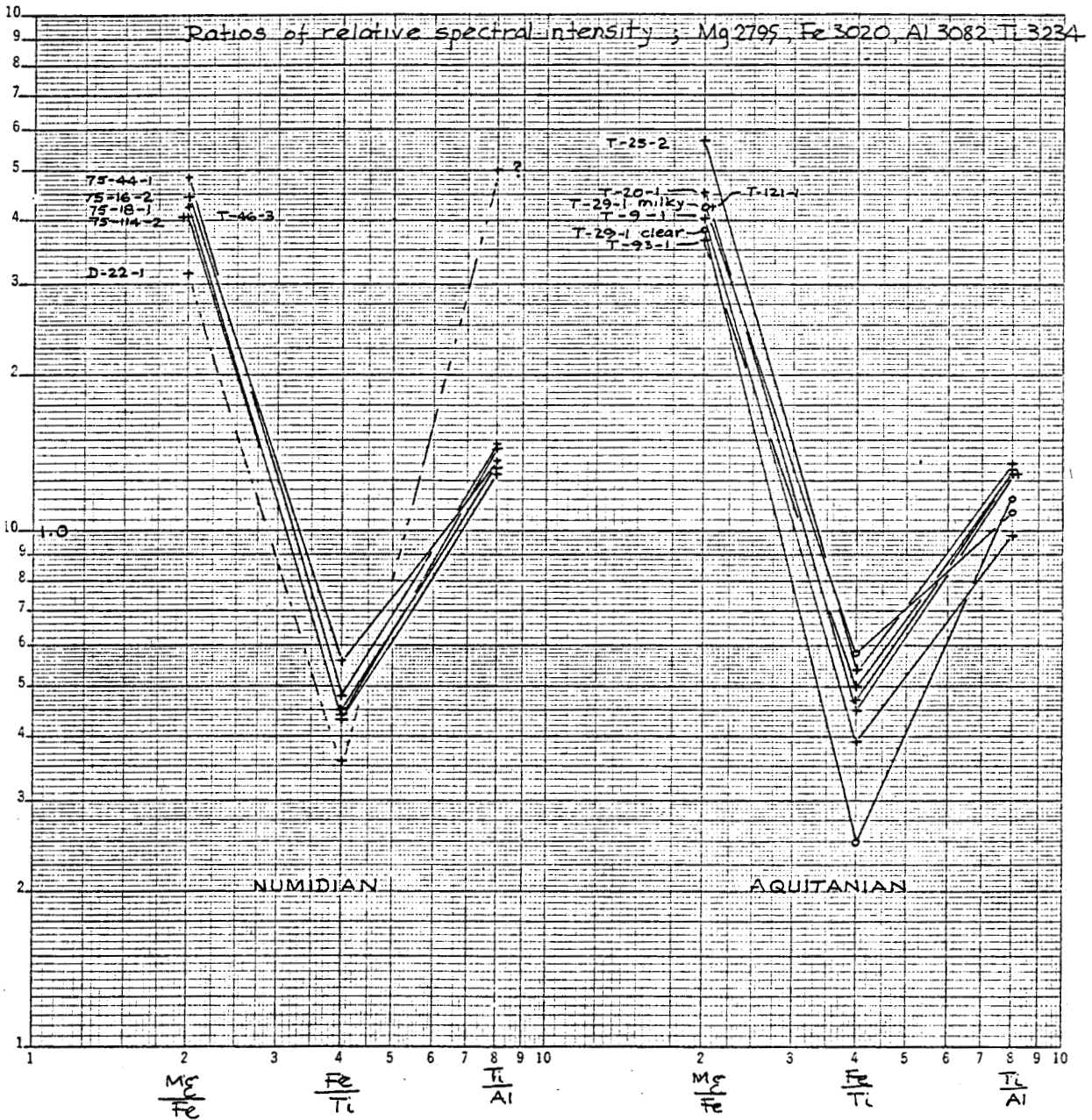


FIGURE 180 bis : COMPARAISON DES ELEMENTS EN TRACES DANS LE QUARTZ (NUMIDIEN ET AQUITANIAN AUTOCHTONE TUNISIEN)

Quatre éléments principaux ont été retenus pour lesquels ont été mesurées les intensités spectrales: Mg 2795 (Angstroms), Fe 3020, Al 308 et Ti 3234.

Les résultats sont présentés sur un graphe logarithmique. Ils s'expriment au moyen des trois nombres purs que sont les rapports d'intensité spectrale Mg/Fe, Fe/Ti et Ti/Al lesquels permettent de mettre le mieux en évidence les similitudes et les différences.

On constate une grande homogénéité dans les résultats. Il n'existe pas d'écart sensible, que ce soit à l'intérieur d'une même formation ou entre les deux formations différentes. On peut donc conclure qu'il y a une forte présomption pour que les deux formations proviennent d'un même stock nourricier. Certes, il manque l'épreuve contradictoire qui aurait consisté à tester les formations détritiques ayant une patrie supposée distincte (flysch grés-micacé, flysch maurétanien, Verrucano...). Notre essai, très encourageant, devrait être complété pour asseoir plus fermement l'argumentation. Néanmoins, on retiendra qu'il va bien dans le sens de la conception paléogéographique que nous défendons dans cet ouvrage.

LA THERMOLUMINESCENCE ET L'ORIGINE DES SABLES NUMIDIENS

La thermoluminescence est une propriété physique manifestée par certains minéraux qui consiste en une émission lumineuse sous l'effet d'une stimulation par la chaleur. Nous ne rappellerons ici ni l'explication du phénomène largement développée par ailleurs (CHARLET, 1969), ni la description de l'appareillage. Pour notre part, nous avons eu accès à l'appareil de la faculté polytechnique de Mons (Belgique) et à celui du laboratoire de géologie structurale de l'Université de Paris VI. Une centaine d'échantillons divers ont été analysés.

La courbe de thermoluminescence représente l'évolution du flux lumineux émis en fonction de la température de chauffe. Cette courbe peut présenter un ou plusieurs pics. Le quartz présente naturellement des propriétés thermoluminescentes. Une fois chauffé à haute température, il perd ces propriétés, on dit qu'il est neutralisé thermiquement. Il peut les retrouver sous l'effet d'une irradiation au rayonnement radioactif ou X. On distingue donc une thermoluminescence naturelle (TLN) et une thermoluminescence artificielle (TLA).

L'application de la thermoluminescence aux séries sédimentaires et plus particulièrement à la résolution d'un problème paléogéographique résulte des travaux de CHARLET et BROQUET (1965). Déjà le Numidien était au centre du débat. D'autres contributions sont venues enrichir le dossier: BEUGNIES et al. (1969), COIFFAIT (1974), DELTEIL (1974), IVALDI (1977), GIUGE (1978), EL BELLAOUI (1983). Mes propres travaux ont porté sur l'ensemble des régions où affleure le Numidien, de Gibraltar à Campobasso. Ils n'apportent pas de conclusions nouvelles dans le sens où les types de courbes rencontrés restent globalement les mêmes, ce qui témoigne d'une certaine homogénéité de la formation.

La caractérisation d'une formation par sa thermoluminescence reste encore assez délicate. Elle dépend en effet d'un certain nombre de facteurs que les expérimentateurs (dont je suis) n'ont pu maîtriser totalement. L'influence de ces facteurs s'est fait jour à fur et à mesure que les études progressaient. Leur complexité fait planer un doute, à mon sens, sur certaines conclusions auxquelles certains auteurs ont abouti en les négligeant. Ces facteurs sont liés:

- 1) à l'appareillage : sensibilité du tube photomultiplicateur, type et vitesse de chauffage, mesure de la température. Des échantillons donnés conduisent à des courbes différentes suivant l'appareil, notamment à des décalages de températures de pics de plusieurs dizaines de degrés.

A partir de mesures personnelles sur la cellule de Paris (G. structurale) et de Mons ainsi que de mesures publiées par EL BELLAOUI (1983) et IVALDI (1977), il apparaît que:

- Les températures des cellules du laboratoire de géologie structurale et du laboratoire de géologie dynamique sont voisines (= T_p)
- Les températures des cellules de Mons (= T_m) et de Nice (= T_n) peuvent reliées linéairement à celles de Paris par les relations:

$$T_p = 0,645 T_n + 45$$

$$T_p = 0,9 T_m + 55$$

2) à la méthodologie expérimentale : le problème essentiel est le choix du matériel déposé dans la cellule de chauffe. Ce matériel résulte de différentes techniques de préparation:

- Tamisat après broyage de la roche totale,
- Broyat de dragée isolée,
- Tamisat sans broyage, sur des échantillons sableux,
- Grain calibré isolé.

Il est apparu progressivement que les résultats variaient beaucoup selon la technique utilisée. Différentes causes ont été invoquées:

- Au sein d'un même grain, la répartition de la thermoluminescence est variable (CHARLET, 1974), ce qui peut se mettre en évidence par attaque à l'acide fluorhydrique.
- Le ciment peut avoir une thermoluminescence différente des grains.
- Dans un même tamisat, les grains n'ont pas la même thermoluminescence et il n'y a pas la même proportion de grains identiquement thermoluminescents dans des échantillons différents d'une même formation. Les histogrammes d'intensité totale de thermoluminescence dessinés par EL BELLAOUI (1983, fig.43) sont explicites à ce sujet.
- Ce qui est vrai pour les grains inférieurs au millimètre l'est aussi pour les dragées de quartz. On note une assez grande proportion de dragées peu ou pas thermoluminescentes. J'ai réalisé par exemple un essai sur 32 dragées issues d'un même échantillon de grès numidien de Lucanie (fig.181).
- La roche totale contient une certaine proportion de grains de feldspath. Dans le Numidien et les grès supérieur de Fortuna, elle est très faible, de l'ordre du pourcent ou moins, et rassemblée dans des granules de petite dimension. J'ai constaté sans une étude statistique précise que ce pourcentage augmentait sensiblement:

a) dans les grès numidiens associés aux séries mérinides ou des unités proches,

b) au sommet de la série numidienne.

Or l'on sait (CHARLET, 1969) que les feldspaths possèdent une thermoluminescence de 10 à 30 fois supérieure à celle du quartz. Un broyat de roche totale conserve l'intégralité de la thermoluminescence due aux feldspaths, ce qui entraîne du fait de leur forte influence une thermoluminescence globale plus forte et décalée vers les basses températures. Un tamisat de la fraction supérieure à 0,5 mm, de plus soumis à une attaque à HF, élimine la quasi-totalité de la fraction feldspathique. Seules des impuretés microcristallines de feldspath incluses dans le réseau du quartz échappent à la séparation (ALOISI et al., 1977). Les études récentes (IVALDI, 1977; EL BELLAOUI, 1983) ont donc plutôt porté sur des échantillons composés d'un ensemble de grains (quantité supérieure à 200) que sur des poudres résultant du broyage.

- La granulométrie des sables influe également sur l'intensité de la thermoluminescence (CHARLET, 1969; EL BELLAOUI, 1983). A poids égal, les échantillons de faible granulométrie sont plus thermoluminescents. Pour les raisons précédemment invoquées, il peut être préférable cependant de ne pas choisir une classe granulométrique trop fine.

3) A la représentativité des échantillons. J'ai pu vérifier que des échantillons prélevés à peu de distance l'un de l'autre conduisaient à des courbes de thermoluminescence différentes. A part BROQUET (1972) qui fournit quelques exemples d'échantillons de Numidien prélevés selon une verticale, les autres auteurs semblent avoir fait totalement abstraction de ce paramètre. Cela doit conduire à une attitude assez critique pour des documents comme des cartes

isofactorielles qui ne prennent pas en considération les variations dans le temps et qui s'avèrent de ce fait assez confuses. D'après les mesures de BROQUET, les grès numidiens, à la fois élevés stratigraphiquement et très externe de la vallée de Lisca (Sicile), paraissent plus thermoluminescents. Dans ce cas, cela pourrait traduire un renouvellement des apports, quartzeux ou feldspathiques, lié à des influences discrètes des turbidites gréso-micacées plus septentrionales.

Le problème de la représentativité se pose pour la thermoluminescence dans les mêmes termes que pour la granulométrie: de fortes variations verticales et une impossibilité de les caler stratigraphiquement. La seule manière de discerner des variations cartographiques de thermoluminescence est d'établir dans chaque secteur géographique une courbe moyenne à partir d'échantillons prélevés régulièrement sur une coupe la plus complète possible. Ces courbes moyennes peuvent alors être comparées entre elles. Cette méthodologie n'a jamais été pratiquée, mais elle devrait aboutir à des résultats plus cohérents.

I. PRINCIPALES CARACTERISTIQUES DES GRES NUMIDIENS

Les études réalisées par EL BELLAOUI sur la thermoluminescence de grains isolés montre une grande diversité dans la forme des courbes. Les variations dans les températures et les hauteurs de pics, en partie dues à l'imprécision de la mesure, ne permettent pas un classement rigoureux. Approximativement, cet auteur distingue 5 familles dont il examine le pourcentage dans différentes formations.

Les études sur roche totale (population de grains) tendent au contraire à homogénéiser et à réduire le nombre de courbes de formes différentes. Ceci s'explique par l'abondance ou la dominance statistique de certains types élémentaires. BROQUET et CHARLET ont proposé un groupement en familles (Q IV, Q V ...) sur le pourcentage desquelles ils se fondent pour établir des distinctions paléogéographiques. Il s'avère pratiquement difficile d'utiliser une telle classification, assez arbitraire et qui s'adapte mal à la multiplicité des formes. Ces raisons ont conduit DELTEIL (1974) à comparer les courbes uniquement par le truchement de l'analyse factorielle et à ignorer les caractéristiques absolues des courbes. Les thèses de GIUGE (1978) et d'EL BELLAOUI (1983) reprennent largement la même philosophie. Les résultats présentés sous la forme soit de projections factorielles soit de cartes isofactorielles conduisent leurs auteurs à diverses conclusions, parfois contradictoires. Le principal défaut de cette dernière méthode est la perte complète de la réalité physique du phénomène duquel on était parti. Aucune discussion ne permet d'apprécier l'importance d'une partie de la courbe dans la discrimination factorielle.

Pour ma part, je me suis surtout attaché à dégager les caractéristiques dominantes de la formation numidienne, ainsi:

En thermoluminescence naturelle, la courbe moyenne présente 3 pics d'intensité moyenne à faible (la référence d'intensité de thermoluminescence est un sable témoin de Fontainebleau). En moyenne, l'intensité du pic maximal est de 0,4 fois celui du pic maximal du sable de Fontainebleau. L'intensité de T.L.N. n'atteint que très rarement celui du sable-témoin.

Les trois pics ont des intensités comparables, le premier étant souvent légèrement inférieur aux deux autres. Les pics 2 et 3 sont souvent mal différenciables, car ils possèdent des températures et des intensités proches et ils se traduisent fréquemment par un palier irrégulier.

Les valeurs moyennes des températures de pic (cellule Paris Tp) sont:

$$T1 = 222^{\circ}$$

$$T2 = 254^{\circ}$$

$$T3 = 273^{\circ}$$

Nous pensons que les courbes à 2 pics plus classiquement signalées par BROQUET et CHARLET (Q VI, Q V) ou par EL BELLAOUI puissent être en réalité des courbes à 3 pics dans lesquelles les deux derniers pics sont coalescents. Peut-être, la prépondérance de l'un ou l'autre pic conduit-elle à un delta T plus ou moins grand ? IVALDI (1977) décrit pour le Numidien des courbes à 3 pics (275, 315, 360°) qui, après correction de la loi de chauffe, sont comparables à celles proposées ici.

En thermoluminescence artificielle, la courbe moyenne présente 4 pics. Le premier pic se distingue par sa forte intensité (de 2 à 8 fois celle des autres pics). Les deux pics intermédiaires ont une intensité variable avec le premier généralement plus fort que le second. Le pic de haute température est d'intensité assez faible (1/4 intensité du pic maximal du sable-témoin de Fontainebleau) mais constante.

Les valeurs moyennes des températures de pics sont:

T1 = 88° (Mons) ou T1 = 134° (corrigée Paris)
 T2 = 127° (Mons) ou T2 = 192° (corrigée Paris)
 T3 = 183° (Mons) ou T3 = 271° (corrigée Paris)
 T4 = 207° (Mons) ou T4 = 304° (corrigée Paris)

Les mesures d'EL BELLAOUI montrent un cinquième pic et des décalages vers des températures plus élevées (130, 190, 270, 340, 470°). Des discordances apparaissent également avec les mesures d'IVALDI (160, 185, 260 et 360° ou en valeur corrigées hypothétiquement d'après Paris 148, 164, 212 et 283°).

II) COMPARAISON DU NUMIDIEN AVEC D'AUTRES FORMATIONS

La comparaison des courbes effectuées sur roche totale n'a de valeur que pour des formations holoquartzeuses. La présence de feldspath, même en quantité mineure, conduit à des courbes à un seul pic plus ou moins intense qui écrase totalement les pics propres au quartz. On peut pratiquement utiliser une telle courbe pour mesurer la teneur en feldspath (les micas et les amphiboles ne sont pas thermoluminescents: CHARLET, 1969). Ainsi, les différents flyschs et le macigno de l'Apennin septentrional sont tous dominés par le feldspath. En Sicile, BROQUET (1968) inclut dans les formations feldspathiques le flysch permien des Sicani, le flysch (maurétanien) du Monte Soro, le flysch (massylien ?) albo-aptien, la formation de Reitano. En Algérie, les flyschs crétacés du Dahra (DELTEIL, 1974), le flysch maurétanien de Guerrouch (RAOULT et al., 1982) et du Tisirène (GUERRERA et al., 1979) entrent certainement dans cette catégorie.

Parmi les formations non-feldspathiques qui ont été étudiées par différents auteurs, il faut citer:

- les grès tunisiens de l'axe Chérichira - Cap Bon;
- les grès oligo-miocènes à faciès oranais;
- le Permo-Trias grés- conglomératique de la Dorsale calcaire, parfois qualifié de Verrucano;
- le Continental intercalaire saharien et le Continental terminal;
- les grès glauconieux oligo (?) - miocènes des Sicani.
- les grès miocènes de Tunisie.

A) Grès de l'axe Chérichira - Cap Bon. Les travaux de BROQUET (1968), COIFFAIT (1974) et EL BELLAOUI (1983) aboutissent à la même conclusion, celle d'une très grande ressemblance voire une identité des courbes avec le Numidien. Cette unanimité doit être soulignée car la méthodologie et les opinions sur la paléogéographie du Numidien sont différentes chez ces auteurs. La même patrie nourricière a dû alimenter ces deux formations.

- B) Grès oligo-miocènes à faciès oranais. DELTEIL (1974), sur 6 échantillons et au travers de la "boîte noire" de l'analyse factorielle, les différencie nettement des grès numidiens.
- C) Permo-Trias de la Dorsale calcaire. Certaines différences sont enregistrées par BROQUET (pourcentage plus élevé du genre Q VII et présence occasionnelle de feldspath) mais elles sont minimisées. IVALDI (1977) décrit des courbes franchement différentes, avec en particulier un pic maximum à haute température en T.L.N. et T.L.A. Il en déduit que ce Permo-Trias ne peut avoir alimenté le Numidien. Par contre, il souligne sa ressemblance avec le Trias gréseux au N de la Provence cristalline.
- D) Continental intercalaire et Continental terminal. Un accord existe également entre les auteurs sur l'analogie avec le Numidien (COIFFAIT, 1974; IVALDI, 1977). Le Crétacé inférieur des Hauts Plateaux (IVALDI, 1977; EL BELLAOUI, 1983) conduit à des courbes semblables.
- E) Grès glauconieux des Sicani. BROQUET (1968) indique la même proportion de genres que dans le Numidien "interne".
- F) Miocène de Tunisie. Il s'agit de formations continentales azoïques rapportées à cette époque par la carte au 1/500 000 et que j'ai échantillonnées dans la région de Kasserine. EL BELLAOUI ne les différencie pas en thermoluminescence du Numidien.

En résumé, un même réservoir formant la couverture du bouclier africain semble avoir alimenté au cours des temps de multiples formations qui elles-mêmes se sont comportées comme de nouvelles sources. Ce brassage a entraîné une homogénéisation des populations de quartz se traduisant par une thermoluminescence assez uniforme en roche totale. Le Permo-Trias de la dorsale calcaire, seule formation mature génétiquement liée aux noyaux de type kabyle, se différencierait du faciès africain. Il ne peut donc appartenir aux sources possibles du Numidien. Parmi toutes les sources africaines du Numidien, toutes vraisemblables du seul point de vue de la thermoluminescence, les grès de l'axe Chérichira - Cap Bon sont à mettre à la première place.

III. VARIATIONS DE LA THERMOLUMINESCENCE A L'INTERIEUR DU NUMIDIEN

Jusqu'alors, le Numidien a été ramené à sa thermoluminescence moyenne ou dominante pour le comparer à celle d'autres formations. Ce n'est là qu'une approximation et l'on peut se demander si les variations constatées à l'intérieur même du Numidien ne sous-tendent pas des variations paléogéographiques. Cet aspect a été analysé par BROQUET (1968), GIUGE (1978) et EL BELLAOUI (1983).

BROQUET constate une différence d'une part entre la partie inférieure de son Numidien externe et d'autre part son Numidien interne et la partie supérieure du Numidien externe (Valle di Lisca). Dans le premier cas, les quartz à delta T élevé et faible thermoluminescence dominant sur les quartz à delta T faible et forte thermoluminescence, et inversement dans le second cas. La variation dans le temps au sein du Numidien externe est expliquée par BROQUET par un remaniement du Numidien interne dans le Numidien externe au Burdigalien.

GIUGE et EL BELLAOUI produisent des cartes isofactorielles, parfois peu explicites dans leur détail, mais qui globalement font ressortir une opposition entre des zones structurellement internes et externes (l'inversion au niveau de la Sicile tient sans doute au fait que l'échantillon de Numidien externe est très élevé stratigraphiquement). Selon EL BELLOUI, le facteur 1 en T.L.N. oppose les courbes en relation avec les hautes températures aux courbes en relation avec les

basses températures. Le facteur 1 négatif d'EL BELLAOUI (hautes températures et intensités faibles) correspond aux zones externes, celui positif (basses températures et intensité forte) aux zones internes. En T.L.A., la polarité des facteurs est inversée: les zones internes ont un facteur 1 négatif et les zones externes un facteur 1 positif.

On peut noter que le classement factoriel rejoint le classement en familles: le genre Q V de la partie inférieure du Numidien externe a son dernier pic à une température plus élevée et une thermoluminescence plus faible que le genre Q VI prédominant dans le Numidien interne.

L'interprétation d'EL BELLAOUI consiste à imaginer une variation progressive dans le temps de la thermoluminescence: formes de basse température à la base, formes de hautes températures au sommet. Les zones externes comblées plus tardivement seraient donc représentées par des formes de hautes températures uniquement.

Je ne partage pas cette explication, notamment parce que les grès du Cap Bon, théoriquement en amont, possèdent généralement un facteur 1 négatif. Selon moi, la thermoluminescence des quartz "africains", source essentielle des grès du Cap Bon et du Numidien typique, reste en moyenne identique. La modification des courbes serait due à une contamination par des quartz étrangers, provenant selon toute vraisemblance des noyaux internes de type kabyle. EL BELLAOUI a remarqué que les grès numidiens étaient d'autant plus riches en une fraction fine fortement thermoluminescente qu'ils étaient éloignés des sources tunisiennes présumées. La différence de thermoluminescence peut être due à des pièges différents dans le quartz ou à des impuretés feldspathiques dans le réseau. Cette fraction fine vannée par les courants de fond se serait mêlée au quartz "africain" en proportion inverse de l'éloignement de sa source. Ainsi, le Numidien marocain ou espagnol est-il riche en une fraction fine et possède t-il un facteur 1 de T.L.N. en général positif.

L'opinion de BROQUET sur une alimentation de la partie supérieure du Numidien externe par le remaniement de sources plus internes, y compris le Numidien interne, me paraît intéressante à retenir. C'est d'ailleurs une évidence pétrographique que ces grès deviennent plus fins en s'enrichissant de manière concomitante en mica et en feldspath. Avec le temps, la thermoluminescence évoluerait donc vers des caractères plus internes.

En conclusion, les résultats apportés par la thermoluminescence auxquels ont contribué de nombreux auteurs me paraissent fructueux. Il a été rappelé les principales caractéristiques du Numidien qui le différencient d'autres formations ou au contraire l'en rapprochent. Les variations internes au Numidien peuvent également rendre compte d'une position différente au moment du dépôt. Pourtant, la méthode ne départage pas irrémédiablement des propositions paléogéographiques inconciliables. Numidien africain ou Numidien tyrrhénide, chacun y trouve son compte. En l'état actuel, les arguments en faveur de la première solution me semblent cependant plus étayés, plus nombreux et s'intègrent mieux dans un schéma général.

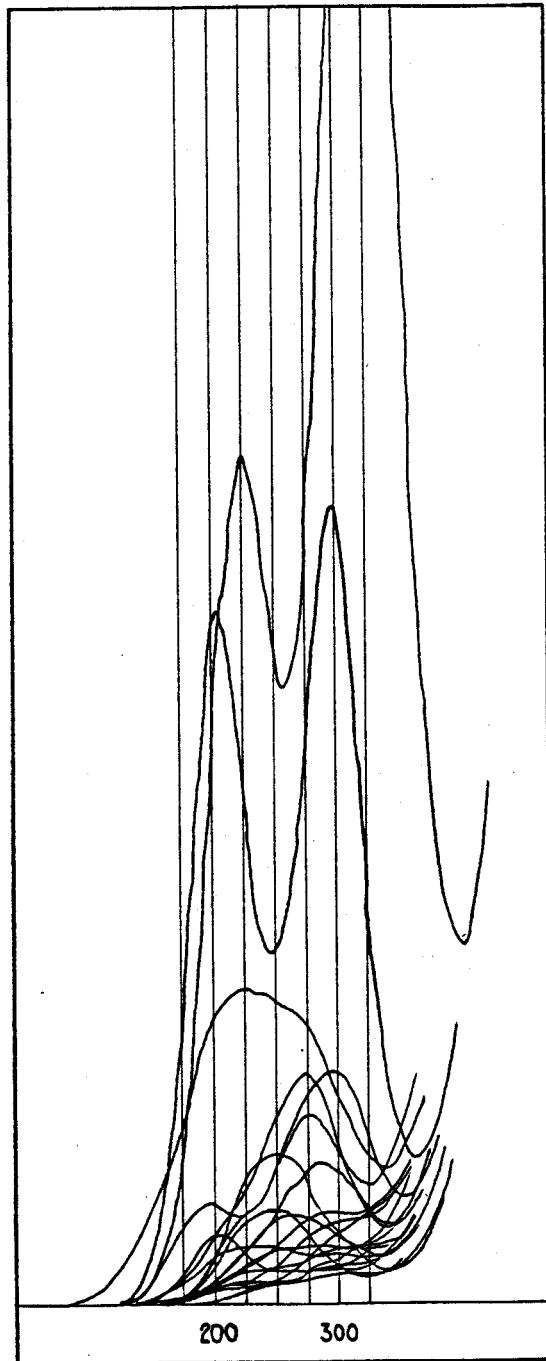


FIGURE 181

COURBES DE THERMOLUMINESCENCE
DE DRAGEES DE QUARTZ NUMIDIENNES ISOLEES

Formations diverses algéro-tunisiennes - T.L.N								Cellule Paris Géol.struct.
Echant.	T0	T1	T2	T3	H1	H2	H3	
A-8-1		226		300	15		17	F. maurétanien, Col des chênes, G.K
A-10-1		212		292	35		42	F. mérinide(?), O. Mraid, G.K.
A-29-3		232		290	55		58	Numidien, Tabarka, Tunisie
A-34-2	160	234						F.mérinide au N de Medjana:
A-43-1		234		292	22		40	Oued Dadra, grés-micacé
A-44-1		212	232	276	32	33	40	Kef Bab el Ouag, barre numidienne
A-44-9		222		278	91		95	Kef el Mlab, barre numidienne
A-49-7		220	246	290	37	35	43	Kef el Mlab, grés-micacé
A-50-1		220			116			Kef Brachal, grés-micacé
A-50-2		210		288	35		49	Kef Brachal, barre numidienne
A-56-1		200	246	276	64	59	59	Kef el Mtahen, barre numidienne
A-56-2		210		286	28		39	Kef el Mtahen, barre numidienne
A-59-2		216		286	39		41	Kef Rorab, Numidien

Numidien d'Italie péninsulaire T.L.N.
en grains - Cellule Labo Géologie structurale

Echant.	T1	T2	T3	d T	H1	H2	H3	R Font
S-69-1	222	253	268	46	35	40	40	21
S-69-4	238	268	290	52	42	45	47	24
S-69-5	239	266	278	39	48	48	47	25
S-69-7	234	261	280	46	70	76	76	39
S-69-10	224	273	285	61	15	21	21	11
S-71-4	216	?	294	78	26	?	23	13
S-71-5	204	227	246	42	42	46	47	24
S-74-2	?	264	302	38	?	7	8	4
S-74-4	232	260	276	44	191	195	179	100
S-75-3	226	256	270	44	101	109	104	56
S-77-1	219	241	263	44	114	117	110	60
S-77-2	222	249	262	40	66	67	66	34
S-77-3	217	248	267	50	105	110	114	58
S-77-4	224	259	279	55	83	80	76	43
S-77-5	222	251	270	48	60	66	63	34
S-78-1	216	250	270	54	86	98	93	50
S-79-1	214	247	264	50	117	124	113	64
S-80-1	209	242	257	48	106	96	88	54
S-86-2	215	249	264	49	106	106	99	54
S-100-1	212	251	273	61	33	39	42	22
S-100-2	226	260	278	52	71	82	83	43
moyenne	222	254	273	50	76	79	73	40

Numidien (Sicile) - T.L.N. Roche totale

Echant.	T1	T2	T3	dT	H1	H2	H3	R1%	R2%	R3%
2-14-1	190	225	240	50	80	120	132	61	91	100
2-14-2	175	195	220	45	100	128	134	75	96	100
2-14-3	195	225	235	40	42	51	53	79	96	100
2-14-4	190	225	245	55	66	68	69	96	99	100
2-14-4*	226	271	302	76	84	95	106	79	90	100
2-14-5	165	215		50	91	164		55	100	0
2-14-6	180	215	230	50	103	130	119	79	100	92
2-14-7	185	230	245	60	115	161	153	71	100	95
2-32-1	190	225	240	50	46	60	61	75	98	100
2-33-1	180	210	225	45	47	59	59	80	100	100
2-35-4	190	225	265	75	87	62	47	100	71	54
2-35-4*	217	259	293	76	128	117	140	91	84	100
2-37-8	185		260	75	76		43	100	0	57
3-16-2	185	220	240	55	11	10	10	100	91	91
moyenne	184	219	240	57	Poids moyen des pics			82	93	94

Flyschs des Apennins - T.L.N. - Roche totale

Echant.	T	Pois Num	H850V	H800V	H750V	H700V	H corr
1-11-2 (Macigno de La Spezia)	180	5	91				91
1-13-2	180	6	97			13	97
1-13-3	175	6		57			99
1-14-4	175	6			34		103
1-43-1 (Macigno de Bobbio)	175	13		126		45	219
1-44-1	175	5	88				88
1-45-1	175	12	200				200
2-45-1 (Fl. du Mont Falterona)	175	14		135			235
2-52-1	180	25		240		78	418
2-52-2	175	8		75	43		130

Flyschs des Apennins - T.L.N. - Dragées isolées ou multiples

Echant.	T1	T2	dt	H1 1000	H2 1000	H1 850	H1 750
1-9-1 (Macigno de La Spezia)	190				725		58
1-9-1	175	240	65	33	20		
1-10-1	195			1140		240	
1-10-1	185	235	50	29	26		
1-20-1 (Macigno de l'Aveto)	195	245	50	11	13		
1-20-4	170			625			50
1-21-2	205	255	50	51	30		
1-22-2	170			627		132	
1-22-3-A	185	240	55	9	18		
1-22-3-B	200	250	50	14	16		
1-22-3-C	240	275	35	46	36		
1-22-3-D	205	255	50	3	5		
1-22-3	190			220			
1-22-3	190	260	70	5	12		
1-23-1	185	255	70	2	11		
1-37-1	185	265	80	3	10		
1-37-2	190	260	70	3	15		
moyenne (2 pics)	195	253	58	17	18		
moyenne (1 pic)	183			667			

Flyschs des Apennins - T.L.A. - Dragées isolées ou multiples

Echant.	T'1	T'2	T'3	T'4
1-9-1 (Macigno de La Spezia)	130	180		
1-10-1	125			
1-20-1 (Macigno de l'Aveto)	130		220	
1-21-1	135	170	210	
1-21-2	130		230	275
1-22-3-A	135	170	215	
1-22-3-B	130		220	
1-22-3-C	120		225	
1-22-3-D			235	
1-22-3	135	180	205	
1-23-1	135	180	205	
1-26-3	135		205	
1-37-1	130	195		
1-37-2	135	180	230	
moyenne	131	179	218	275

Flyschs des Apennins - T.L.A. - Roche totale

Echant.	T1	T2	H1 1000	H2 1000
1-11-2 (Macigno de la Spezia)	120	235	376	32
1-13-2	115	230	474	66
1-14-4	120	225	1403	100
1-43-1 (Macigno de Bobbio)	115	225	1670	209
1-44-1	110	210	658	88
1-45-1	115	220	2776	181
2-45-1 (Fl. du Mont Falterona)	115		1670	
2-52-1	115		1846	
2-52-2	125		685	
Moyenne	117	224	1284	113

Numidien de Sicile - T.L.A. - Roche totale ou grains broyés - Cell. Fac. Polytech. Mons

Echant.	Sans préchauffe								! Préchauffe à 60°							
	T1	T2	T3	H1 1000	H2 1000	H3 1000	H4 1000	T1	T2	T3	T4	H1 1000	H2 1000	H3 1000	H4 1000	
2-14-2		130	250		93	47		95	120		210	130	111		53	
2-14-3		120	180		67	33		105	130	190	205	58	54	32	31	
2-14-4		120			132			110	130	165	195	141	132	50	47	
2-14-4-B		115			93			115	130	190	215	99	99	44	42	
2-14-5		125	210		132	62		115	130	190	205	183	154	78	79	
2-14-6		130	210		117	45		110	125	185	195	163	138	65	65	
2-14-7		125	220		102	51		110	125	180	205	161	145	66	64	
2-32-1	90	120	205	456	242	51		115			205	380			85	
2-32-1-B		125	225		241	78		120			230	278			57	
2-33-1	85	115	210	766	442	97		110		180	205	471		93	89	
2-35-4	90	120	160	340	181	67										
moyenne	88	122	208	521	168	59		110	127	183	207	206	119	61	61	

MECANISMES DE TRANSPORT ET DE DEPOT DES GRES NUMIDIENS

Au cours de nos descriptions, nous nous sommes abstenus de parler de "flysch numidien" bien que cette expression soit généralement employée. Le mot "flysch" recouvre en effet, dans l'esprit de nombreux auteurs, des notions très diverses, souvent liées à des modèles d'évolution des bassins sédimentaires mobiles. Bien que des tentatives aient été faites pour normaliser le terme (DESPRAIRIES, 1977), nous avons préféré l'éviter. Voyons donc, au travers de leurs structures sédimentaires comment les "grès numidiens" ont pu se mettre en place dans leur bassin.

Tout d'abord y a-t-il une seule source ou plusieurs sources de sables grossiers ? Dans le cas d'une alimentation multiple, il devrait être possible de retrouver sur différentes transversales "des" Numidiens qui différeraient par leur composition, leur granulométrie ou leur épaisseur. Hormis des différences dans le sens interne - externe, il ne semble pas exister de variation longitudinale dans la composition. Les différences granulométriques (cf. chapitre granulométrie) s'intègrent bien dans le cadre d'une hypothèse unique.

Les différences d'épaisseurs ne peuvent s'apprécier que sur des sections complètes dans lesquelles les grès sont insérés entre les formations infra et supra-numidiennes. Les plus fortes épaisseurs du membre gréseux appartiennent au Numidien tunisien et au Numidien externe sicilien; elles sont de l'ordre de 1500 mètres. En Algérie orientale (LAHONDERE et al., 1979), l'épaisseur atteint 1200-1300 mètres. Dans le Constantinois (RAOULT, 1974), en Petite Kabylie (DURAND DELGA, 1955), en Grande Kabylie (GELARD, 1979; RAYMOND, 1976), dans la zone subbibanique (CAIRE, 1957; KIEKEN, 1974), dans l'Ouarsenis (MATTAUER, 1958), les estimations varient entre 300 et 1000 mètres. En Sicile (DUEE, 1969), le Numidien intermédiaire (environ 700 m) est plus épais que le Numidien interne typique de la lame de Sperlinga (400 m au maximum). En Lucanie méridionale, les 1000 mètres rapportés par OGNIBEN me semblent exagérés et il faut tenir compte de l'adjonction des faciès marneux de resédimentation. Dans la dépression molisano - sannitique, l'épaisseur se restreint à une centaine de mètres. En Andalousie, aucune valeur précise n'a été avancée, sans doute du fait des complications tectoniques, mais elle ne semble pas dépasser 500 mètres. Dans le Rif, si généralement une épaisseur analogue peut être estimée, le cas de l'Haouta Bern Mediar (coupe d'El Har) me laisse perplexe. Apparemment, d'après la photographie aérienne et la reconnaissance de terrain, on atteint une épaisseur de l'ordre du kilomètre. Si un redoublement tectonique de série n'est pas en cause, il faudrait admettre là un épaissement anormal de la série.

Hormis cette dernière exception, la seule donnée franchement significative reste donc un épaissement dans la zone siculo-tunisienne et en liaison avec la position externe méridionale. L'alimentation majeure, sinon unique, par les grès supérieurs de Fortuna s'impose comme l'hypothèse la plus vraisemblable.

Les implications de cette hypothèse doivent tenir compte de ces chiffres : distance Tanger-Tunis = 1400 km, Tunis-Campobasso = 600 km. Certes la tectonique prend une part notable dans le processus d'éclatement et de dispersion du bassin primitif, en particulier dans l'entraînement vers l'W des flyschs bético-rifains et des nappes intrarifaines. Corrections faites, c'est encore 1000 km environ qu'un grain de sable numidien doit franchir pour parvenir dans les parties distales du bassin. Le phénomène sédimentologique est à la mesure d'une aussi vaste échelle.

I. CARACTERISTIQUES MECANQUES DES SABLES NUMIDIENS

Les sables numidiens sont un matériau à texture purement granulaire qui possède certaines particularités:

- (1) Il est quasi-exclusivement composé de grains de quartz. Aucune matrice argileuse ne lie ces grains. C'est donc un matériau "pulvérulent" qui, à l'état sec ou saturé, présente une cohésion nulle.
- (2) Les grains de quartz ont une morphologie subsphérique ou ellipsoïdale acquise lors d'un stade éolien de leur histoire lointaine. Ils ont subi ultérieurement un polissage lors de leur entraînement en milieu fluvial puis marin. L'angle de frottement interne doit être relativement faible. Bien que n'ayant pas pratiqué d'essai à la boîte de cisaillement, on peut présumer un angle ϕ (lent, saturé) de l'ordre de 25° .
- (3) Les courbes granulométriques et les plaques minces témoignent du mauvais classement. Les espaces entre les gros grains sont comblés par des grains plus ténus de la dimension du silt. La matrice est donc silteuse, à la différence des turbidites, type macigno par exemple, où l'argile joue le rôle de matrice.

L'autre différence avec des sables "propres" mais bien triés cette fois tient à ce que le remplissage des interstices par des grains fins fait décroître l'indice des vides. Ce facteur prend toute son importance lorsque le sable est soumis à une surpression hydrostatique, même faible. Il contrarie l'échappement de l'eau et contribue au maintien de la surpression.

Les expériences de la mécanique des sols peuvent s'appliquer à ce domaine de la sédimentologie. On peut rappeler à ce propos le comportement des remblais sableux baignés par une masse d'eau. Si, pour différentes raisons (abaissement rapide du niveau du plan d'eau, ébranlement, application brutale d'une charge...), on modifie l'état des contraintes dans le massif sableux, il se produit une augmentation de la pression intersticielle. L'eau a tendance à s'échapper du massif sableux. Le retard avec lequel la teneur en eau s'adapte pour retrouver l'équilibre initial augmente lorsque la perméabilité du sable diminue. La résistance au cisaillement durant ce laps de temps est diminuée et le massif sableux peut être amené à s'écrouler.

Le sable numidien est donc un matériau particulièrement sensible à l'état saturé:

- sa résistance au cisaillement est très faible. Son angle de cisaillement médiocre fait que, même sous une charge verticale élevée (sous une tranche de dépôt élevée), il restera sensible à la rupture.
- de faibles, mais rapides, variations d'équilibre l'amènent à la liquéfaction. Cet état peut persister assez longtemps car la perméabilité est moyenne. En génie civil, on décrit ce phénomène sous les termes de boulangage ou de liquéfaction spontanée et il s'observe dans des sables dont l'indice des vides est supérieur à un certain indice critique.

II. PRINCIPALES STRUCTURES SEDIMENTAIRES

De nombreux auteurs ont décrit les multiples figures observables dans le Numidien. On retiendra MATTAUER (1958) qui leur témoigne un intérêt précurseur, GOTTIS (1953), CAIRE (1957), BROQUET (1964, 1968), WEZEL (1967), BEAUDOIN et al. (1986). J'ai moi-même contribué à leur analyse (HOYEZ, 1975). La plupart des structures ou des figures sont décrites dans la littérature désormais classique sur les turbidites (BOUMA et BROUWER, 1964; DZULYNSKY et WALTON, 1965). Pourtant, la majorité des bancs de grès grossier, selon moi, n'ont pas été mis en place par des courants de turbidité. Examinons donc les principales structures sédimentaires des grès grossiers, faciès le plus typique du Numidien, en réservant pour la suite le cas des autres faciès.

- A) L'épaisseur des unités sédimentaires est en moyenne hémimétrique à métrique. Ces unités peuvent être coalescentes et former des "barres" décamétriques.
- B) Le granoclasement est médiocre et intéresse surtout les grosses particules de quartz, c'est ainsi que les "dragées" sont fréquemment concentrées à la base des unités sédimentaires ("coarse-tail grading").
- C) Généralement l'unité sédimentaire est massive, mais (cela est fréquent en Espagne) dans sa partie supérieure apparaît une lamination diffuse soulignée par l'oxyde de fer diagénétique.
- D) Certaines figures reproductibles expérimentalement dans un régime de courant tractif de faible ou moyenne énergie: rides et dunes hydrauliques (ALLEN, 1969; SIMONS et al., 1965) sont absentes. L'explication tient sans doute à la granulométrie grossière qui entrave l'apparition de ces figures et ne permet que le développement d'une lamination plane. Les laminations convolutées (qui résultent généralement d'une déformation plastique de rides de courant due à la contrainte de cisaillement du courant) sont par voie de conséquence également absentes.
- E) La chenalisation est un phénomène fréquent que l'on constate parfaitement dans les barres gréseuses de 10 à 30 m d'épaisseur. Un contact ravinant basal recoupe le substratum (argiles et bancs de grès intercalés) sur une profondeur pouvant atteindre une quinzaine de mètres et une largeur de quelques dizaines de mètres. Ce phénomène est général, visible sur les coupes du littoral tunisien comme dans la coupe de la pointe des Juifs de Tanger. Cependant, il m'est apparu plus fréquent dans les Mogods et lié à des remaniements conglomératiques.
- F) L'inclusion de galets légers, c'est-à-dire de densité inférieure à celle du quartz, est un caractère également très commun dans les bancs de grès. Généralement, il s'agit de galets d'argile du type de celle qui s'intercale entre les bancs de grès et plus rarement de marne, de calcaire marneux ou de micrite. A Tanger, j'ai observé des galets de résine, en Tunisie, GOTTIS (1953) a noté également de la résine et du bois flotté. Leur forme est émoussée ou arrondie. Leur disposition primaire montre une certaine tendance à l'aplatissement selon la stratification. Leur taille, d'ordinaire centimétrique, peut atteindre plusieurs décimètres. Ils se groupent plus ou moins bien à un même niveau du banc, en règle générale dans sa partie supérieure. Dans de nombreux cas, ils forment un niveau continu au sommet du banc.
- G) Les différents types de figures de base de banc ont une fréquence d'apparition qui ne correspond pas aux turbidites classiques. On peut les regrouper approximativement par ordre de fréquence décroissante en:
- 1) Figures de charge. Elles s'expriment par des protubérances bulbeuses de sable vers le bas ou inversement par des filets inclinés ou des panaches d'argile vers le haut. Le phénomène, bien que pouvant être purement statique, doit être facilité par l'élévation de charge provoqué par le passage du courant de densité. Dans certains cas, il peut s'exagérer et donner naissance à des "pseudo-nodules". De nombreuses figures de courant sont déformées par la charge.
 - 2) Structures en flamme (DZULYNSKY et WALTON, 1965). Si ces figures sont communes à l'interface sable-argile où elles représentent une variété de figure de charge, il faut insister ici sur leur fréquence entre deux unités sédimentaires sableuses, mécaniquement identiques. Le contact est alors extrêmement irrégulier, accidenté de panaches, comme résultant d'une aspiration vers le haut.

- 3) **Sillons de courant.** Il s'agit de figures continues en relief, rectilignes ou légèrement curvilignes. Leur largeur s'étend d'un centimètre à plusieurs décimètres. Les grès numidiens exhibent souvent des formes nettement plus larges que d'autres véritables turbidites (grés-micacé, macigno, grés d'Annot...) dans lesquelles ces sillons sont réduits à des cannelures (groove-marks). Les sillons majeurs sont eux-mêmes sculptés de cannelures mineures parallèles. Leur continuité longitudinale ne peut s'expliquer par l'effet érosif de tourbillons mobiles, mais par celui d'objets contenus dans le courant de densité et relativement inertes les uns par rapport aux autres. Plusieurs générations de sillons se recoupent parfois obliquement, indiquant le passage de plusieurs courants denses non accompagnés de sédimentation et de remplissage. C'est un bon exemple de la variabilité directionnelle et de la divagation des courants qui m'amène à deux réflexions. D'une part, la pente sédimentaire générale devait être relativement faible et la topographie du fond marin parsemée de petits reliefs et de chenaux de direction variable. D'autre part, une certaine prudence ou modestie doit empreindre nos conclusions sur des mesures directionnelles ayant cette variance.
- 4) **Figures d'impact.** Ce sont des figures linéaires discontinues dont la polarité est généralement mal discernable. Elles sont les plus nettes à la base de bancs minces à granulométrie fine.
- 5) **Figures frondescentes.** Ces figures aux contours irréguliers et crénelés montrent des traces de filets de courant fortement divergentes sur les bords. Le sens du courant serait indiqué par l'axe moyen de divergence ou par la partie rectiligne des filets avant leur courbure qui marque leur terminaison (en certains cas, j'ai parfois pensé le contraire). Sous ce nom générique se cachent des formes multiples qui sont l'expression de diverses conditions hydrodynamiques. Schématiquement, il semble avoir une relation directe entre l'épaisseur de la figure et l'énergie du courant générateur. Nous avons du courant le plus fort au courant le plus faible:
- Des formes isolées ou groupées, relativement courtes (en moyenne 40 cm) et s'enfonçant de 10 à 20 cm dans le substratum. Elles ressemblent aux feuilles de chou. Elles sont clairement associées à des sillons d'érosion de grande taille dont elles confèrent alors un sens d'orientation. Par exemple, dans la coupe de Tabarka où les bancs verticaux ont une direction N-S et où les sillons eux-mêmes sont presque verticaux, les figures en feuilles de chou indiquent un courant dirigé vers l'W. L'origine de ces figures est très hypothétique, j'avancerai qu'elles se produisent lors du passage du courant dense derrière un obstacle ou au-dessus d'une cavité par une perte de charge rapide.
 - Des formes groupées, à allure de langue évasée vers l'aval, d'épaisseur centimétrique, de longueur très variable d'une dizaine de cm à plus d'un mètre, d'une largeur de 5 à 20 cm. Les bords latéraux linéaires sont bien tranchés et crénelés. Parfois un seul bord latéral est marqué, l'autre bord est estompé ou il est recouvert par une autre langue frondescente. On constate encore souvent que ces formes se greffent sur des cannelures préexistantes dont elles empruntent le cours.
 - Des formes en éventail évasé.
 - Des formes triangulaires très peu épaisses (quelques mm) et se chevauchant les unes les autres.

Bien qu'étant les figures polarisées les plus fréquentes, les figures frondescentes sont d'interprétation délicate. Il est fréquent d'observer sur un même affleurement plusieurs horizons superposés donnant différentes directions d'écoulement. La présence d'un courant de densité ou tractif n'est pas nécessaire pour expliquer l'apparition de figures frondescentes, en particulier pour les figures de faible énergie. Un fluage du sable sur des pentes locales très faibles (cf. propriétés mécaniques), suivi de sa

resédimentation sur une argile molle à proximité, suffit à imprimer des formes frondescentes. Leur aptitude à suivre des sillons ou des rides préexistantes, pouvant être transversales aux courants majeurs (ripples) et leur forte divagation conduisent à ignorer bien souvent ces figures. Seules les formes profondes associées aux "drag-marks" ont généralement été mesurées.

- 6) Les flute-marks et autres marques d'érosion transverse. Ces figures sont abondamment décrites dans la littérature sur les turbidites et leur interprétation mécanique est commentée notamment par ALLEN (1971) sur les plans descriptif, théorique et expérimental. Elles apparaissent quand se développe à l'interface courant-fond un courant confiné ("separated flow") ayant la forme d'un vortex ou d'un rouleau. Selon la géométrie des filets de courant dans le courant confiné, la marque d'érosion produite a une forme différente. On reproduit de telles figures à la base de courants tractifs dans le cas d'irrégularités du fond (rides, cavités). Dans le cas des turbidites vraies, la turbulence est considérée comme essentielle, c'est elle qui maintient les particules de sédiment en suspension et des mouvements tourbillonnaires doivent se maintenir à la base du corps de la turbidite pendant toute sa progression.

Or, la présence de flute-marks dans les grès numidiens est relativement rare, sans commune mesure avec les flyschs grés-micacés. Même dans les cas d'observations favorables (bancs verticaux en falaise ou dans les torrents par exemple), il est difficile de rassembler un nombre significatif de mesures. La prédominance très nette des figures d'érosion longitudinale sur les figures d'érosion transversale est la règle dans les grès grossiers numidiens. La rareté des flute-marks ne va pas de pair avec leur taille: leur longueur s'étend de quelques centimètres à près d'un mètre; cette dimension exceptionnelle est observée dans les niveaux chenalisés conglomératiques. Des figures circulaires, du type "marmite de géant", apparaissent localement.

La forme et la fréquence des figures de base conduisent à penser que les grains dans une coulée sableuse numidienne ne sont pas animés d'un mouvement turbulent ou, si tel était le cas, que le mouvement turbulent est plus lent que le mouvement global de la coulée. Une turbulence localisée peut être engendrée dans certaines conditions hydrodynamiques: derrière un obstacle, dans une dépression du fond, dans la courbure d'un chenal, etc... La taille de certaines figures et la compétence impliquent cependant une énergie considérable pour la coulée qui n'est possible que dans un courant de densité.

Courant de turbidité écarté, deux processus physiques peuvent être invoqués pour la mise en place des courants de densité numidiens:

- a) Le premier accorde l'importance au squelette solide de la coulée. C'est l'effet de Bagnold (1956) qui apparaît dans un fluide à forte concentration de particules solides. Les grains par leur collision et leur rebond entretiennent leur dispersion, comme des boules de billard. Le fluide reste passif et non-turbulent. Le terme de "grain-flow", coulée granulaire, a été appliqué par STAUFFER (1967) à des dépôts anciens supposés avoir cette origine.
- b) Le second accorde l'importance au fluide interstitiel. La rupture de la fabrique lâche d'un sédiment silteux ou sableux entraîne l'élévation de la pression interstitielle. Les grains ont tendance à se recompresser sous l'effet de la pesanteur et l'eau interstitielle à s'échapper vers le haut. Tant que le squelette solide n'assure pas sa propre sustentation et que la pression interstitielle ne s'est pas dissipée, les grains sont maintenus en suspension par le fluide. Le frottement du fluide ascensionnel est capable d'empêcher l'enfoncement des gros éléments ou de provoquer leur lévigation si leur surface spécifique est élevée. Dans ce cas encore, le mouvement relatif des particules est faible. La sédimentation s'opère par un "gel" progressif de bas en haut, sans qu'une réorganisation

granulométrique ne puisse s'opérer et donner une couche granoclassée. Progressivement, la coulée diminue d'épaisseur par cette sédimentation basale, mais sa granulométrie reste assez voisine de celle initiale. On aboutit finalement à une couche montrant un faible granoclassement latéral. Le terme de coulée sédimentaire fluidisée ("fluidized sediment flow") est parfois appliqué à de tels courants de densité. La fluidisation de milieux diphasiques est par ailleurs connue et utilisée dans le domaine industriel pour l'acheminement de certains produits (farine par exemple).

La différenciation des deux phénomènes, coulée granulaire et coulée sédimentaire fluidisée, est difficile à faire sur la base des figures sédimentaires qui sont pratiquement identiques. On cite plus souvent dans les coulées fluidisées des structures d'expulsion de fluide: structure en assiettes ("dish"), cheminées verticales et volcans de sable au sommet. J'ai observé en de rares cas de telles structures, mais de toute manière l'homogénéité des sables numidiens ne se prête pas à leur visualisation.

Les angles de talus nécessaires pour déclencher et maintenir le mouvement de ces coulées ne seraient pas les mêmes (MIDDLETON, 1970): de l'ordre de 18° pour les coulées granulaires et de 3° pour les coulées fluidisées. De la sorte, les pures coulées granulaires doivent être plus localisées. Elles peuvent correspondre à une première phase de la coulée, sur la pente forte d'un canyon sous-marin par exemple, au cours de laquelle les grains se dispersent par leur chocs mutuels contribuant à augmenter le fluide interstitiel. On passe progressivement à une seconde phase, sur la plaine abyssale, où la portance est relayée par le fluide.

A la différence des courants de turbidité, l'énergie potentielle du courant n'est pas dissipée par la turbulence interne et par la friction des grains, la vitesse et la distance parcourue devraient donc être au moins égales à celles de courants de turbidité. Le principal frein au courant est l'expulsion de l'eau interstitielle. La granulométrie mal triée du Numidien, avec un pourcentage appréciable de matrice silteuse, doit être un facteur de ralentissement dans la dissipation du fluide permettant par conséquent une augmentation de la durée de fluidisation. Une vitesse de 50 km/h (par comparaison avec les courants de turbidité actuels) et une durée de fluidisation d'une dizaine d'heures peuvent rendre compte des dimensions probables du bassin numidien. Cette estimation est raisonnable confrontée au trajet de certaines turbidites pouvant atteindre 4000 km (CHOUGH et HESSE, 1976).

- H) Les structures de slumping sont assez fréquentes. Généralement, il s'agit d'amoncellements de tronçons de couches disposés de manière chaotique dans une série régulièrement stratifiée. Parfois ces bancs se sont enroulés sur eux-mêmes, soit sous l'effet de leur propre poids, soit sous l'effet d'un cisaillement dû au mouvement de la couche sus-jacente. Un grand nombre de couches épaisses et irrégulières, de nature argilo-sableuse à inclusions sableuses, doivent être le résultat de coulées boueuses remaniant des horizons non-consolidés d'argiles et de sables numidiens.

Dans les Mogods, j'ai observé des bancs découpés par des joints obliques en prismes monocliniques métriques. Du côté du regard de ces joints, les prismes étaient comprimés les uns sur les autres et déformés en oreillers ("ball and pillow"); du côté opposé au regard, les prismes étaient disjoints. Sur quelques décamètres, ce couple tension-compression traduirait un glissement localisé, avec des structures de tension côté amont, ici au S, et des structures de compression côté aval, ici au N. Ce n'est que très rarement que les structures compressives sont représentées par des plis déversés cohérents. Aussi n'en ai-je jamais pu faire d'étude systématique et significative.

Les structures de slumping sont communes dans tous "les Numidiens", cependant leur plus grande fréquence est notée dans le Numidien tunisien, le Numidien externe et le Numidien intermédiaire de Sicile.

I) Les filons clastiques (= f. sableux, sédimentaires, neptuniens) ont fait l'objet de descriptions diverses (GOTTIS, 1953; CAIRE, 1957; MATTAUER, 1958; COLACCICHI, 1959; WEZEL, 1967; BROQUET, 1968; BEAUDOIN et al., 1986). Le dernier article fait état de mesures directionnelles opérées sur ces filons dans la région de Tabarka, couplées à des mesures directionnelles sur des flute-marks. Ses conclusions peuvent être résumées ainsi:

- tous les filons (et sills) ont un remplissage per descensum,
- malgré la forte dispersion, l'orientation majeure serait parallèle à la direction des flute-marks suivie d'une orientation orthogonale,
- l'injection résulte de la fracturation hydraulique à partir de turbidites ou de fluxoturbidites, avec une profondeur de pénétration de 100 à 200 m.
- les directions de courants vont du NW vers le SE.
- les filons et sills ne présentent ni granoclasement, ni figure primaire de fond sous-marin.

L'interprétation de BEAUDOIN et al. reprend celle énoncée par GOTTIS ou CAIRE. Elle ne saurait avoir cependant le caractère absolu soutenu par ces auteurs. En effet, les descriptions et les figurations de COLACCICHI (1959) témoignent au contraire d'une injection per ascensum. L'opinion des géologues polonais dans les flyschs remarquablement exposés des Carpathes est aussi tranchée (DZULYNSKY et RADOMSKY, 1956): les intrusions proviennent de la liquéfaction de couches de sable enfouies peu profondément, probablement sous l'effet d'une élévation de la pression intersticielle (pression des couches sus-jacentes, passage d'un slump...). Mon opinion, comme celle classiquement exprimée (Dic. de géologie, FOUCAULT et RAOULT), est que les filons clastiques peuvent avoir l'une ou l'autre origine. L'extension générale de constatations locales me paraît contestable.

Il est difficile de suivre BEAUDOIN et al. (1986) quand ils affirment que la direction des filons clastiques est principalement parallèle à la direction de plus grande pente. Que l'on admette que l'ouverture des filons est due à des contraintes de tension gravitaires sur une pente, ou encore à la contrainte de cisaillement d'une coulée dévalant la pente, la logique devrait conduire à les placer parallèlement aux isobathes, et non orthogonalement.

Une trentaine de mesures faites par WEZEL (1970) dans le Numidien externe sicilien donnent une direction majeure NW-SE, parallèle selon cet auteur à l'axe du bassin en Sicile. Les travaux de BROQUET (1975) indiquent que la direction majeure est perpendiculaire aux directions de courant.

J) Les figures de sommet de banc sont plutôt rares dans les grès grossiers alors qu'elles sont plus nombreuses dans les grès fins. Il s'agit de rides de courant asymétriques: rides continues, rides discontinues, rides linguiformes, rides d'interférence. Elles m'ont paru plus fréquentes en Algérie orientale et en Tunisie (en particulier près de Ben Métir). Leur formation doit correspondre à l'action de courants tractifs postérieurement au dépôt de la coulée sableuse.

K) Les traces fossiles sont absentes ou invisibles dans les grès grossiers, alors qu'elles peuvent être abondantes dans les pélites ou dans les petits bancs de grès fins. A la base des grès fins, il s'agit de formes bilobées se rapportant à Scolicia (WEZEL, 1970). Au Pizzo Cardache (Sicile) et à la Montagne de Tanger, j'ai observé des pistes larges de 4 à 5 cm et sinueuses. Dans les pélites numidiennes, GOTTIS (1954) a décrit des terriers jumelés rapportés à Tisoo siphonalis. Dans le Numidien externe atypique de Sicile et dans les affleurements méridionaux algéro-tunisiens, il est possible de trouver des moules de Lamellibranches et de Gastéropodes. Au Pizzo Candreo, près de Godrano (Sicile), des grès et des marnes gréseuses m'ont montré d'abondants terriers en U de type Rhynchocorallium. Dans la série du Numidien externe de Sicile, après la disparition des grès grossiers (formation de Tavernola), les

traces fossiles redeviennent fréquentes (Paleodyction, Spiroraphe, traces de surface bilobées, terriers) et s'apparentent à celles des flyschs (SEILACHER, 1953).

Les grès grossiers ont retenu plus particulièrement l'attention car ils constituent la fraction la plus originale du Numidien. Cependant leur part dans l'édification des épaisses séries n'est pas toujours prépondérante. Entre les couches de grès grossiers souvent soudées se trouvent d'autres couches de grès plus fins et plus homogènes, avec une lamination plane ou de déplacement de rides. Ces niveaux alternent avec des pélites grises, sableuses ou non sableuses. Leur contribution dans l'épaisseur globale est de l'ordre de celle des grès grossiers. Dans de nombreux cas, les portions à petits bancs sont profondément recoupées par un niveau ravinant de grès grossiers. L'explication la plus simple à ces séquences est celle de la migration de chenal. Les coulées de sables grossiers sont confinées dans des chenaux de largeur hectométrique ou kilométrique, faiblement divagants. Ceci expliquerait la conservation de l'énergie de la coulée sur de longues distances du fait de la difficulté à l'étalement. A l'extérieur des chenaux, sur les levées et sur la plaine abyssale, se déposent de manière continue des boues argileuses. Périodiquement, l'important volume d'eau déplacé par la coulée sableuse induit des courants latéraux qui remettent en suspension la fraction sableuse fine ou qui distribuent une partie de la coulée par débordement des levées. Lorsqu'une section du chenal est comblée, la coulée suivante emprunte un autre chemin, en forçant au besoin les levées par ravinement. La succession sur une même verticale reflèterait donc un changement de position latérale du contexte hydrodynamique.

Dans le cas du Numidien externe et du Numidien intermédiaire de Sicile, moins nettement dans le Numidien méridional tunisien, l'abondance et la rythmicité extrêmement fine de couches quartzo-silteuses amènent à accorder un rôle essentiel aux courants de fond (WEZEL, 1970 a et b, HOYEZ, 1974). Dans les niveaux argilo-gréseux du Numidien externe (AG1, AG2, AG3 de BROQUET, 1968), on constate une alternance monotone de minces couches (quelques millimètres à 10 centimètres) de grès fin ou de siltstone et de couches argilo-silteuses à peine plus épaisses. Les bancs grés-silteux ont leurs épontes nettes: face inférieure plane parfois tapissée de minuscules traces d'impact, face supérieure plane ou faiblement ondulée. La lamination interne est clairement soulignée: plane pour les couches les plus minces, oblique par déplacement de rides puis plane pour les couches plus épaisses. En lame mince, les grains sont bien triés et ne sont pas entourés de matrice argileuse. Par comparaison avec les carottages effectués sur le glacis est-américain balayé par le courant géostrophique arctique (HEEZEN et al., 1966), WEZEL (1970) puis moi-même (1974) avons considéré que ce faciès sédimentaire était de type contouritique, c'est-à-dire induit par des courants de fond parallèles aux isobathes (courants de contour). Du fait des forces de Coriolis, ces courants provenant de l'W auraient eu tendance à se défléchir vers le S atteignant leur plus grande vitesse au pied de la marge sicilienne. Si, comme nous l'avons dit, la source du Numidien se trouve sur la transversale tunisienne, il est logique que l'accumulation contouritique majeure se situe en Sicile, collée sur la marge. A l'E de la Tunisie, ce faciès n'arrive pas à se développer car les courants sont sevrés de leur charge solide. Dans la région subbibanique, certains massifs (Dj. Dira) présentent à la base des grès grossiers des alternances de minces bancs grés-carbonatés et d'argile. Ces niveaux pourraient correspondre au remaniement d'un matériel type "grès de Boghari", entraîné en eau profonde plus à l'W sur la transversale de Berrouaghia et redistribué au pied de la marge tellienne par des courants de contour. Au Maroc, la formation infra-numidienne de Dar Zhirou et intra-numidienne de Seguedla pourraient avoir une origine analogue, à partir cette fois d'une source marocaine type "grès de Larache" ou autre. Dans les cas algéro-marocains, le matériel des contourites aurait donc été puisé à d'autres sources que le Numidien lui-même.

III. ANALYSE DES DIRECTIONS DE COURANT

L'intérêt de la mesure des paléocourants dans les formations de type flysch est grand puisqu'elle permet de reconstituer la dynamique de remplissage des bassins. L'interprétation des mesures n'est cependant pas immédiate et quelques considérations préliminaires doivent être présentes à l'esprit:

- Une découverte majeure a été de reconnaître que le remplissage des bassins à turbidites était de manière prépondérante longitudinal, parallèle à leur allongement et souvent également parallèle aux directions tectoniques. Ce fait a été largement constaté dans de multiples régions (Alpes, Apennins, Carpathes ...) et a donné lieu à diverses interprétations dans la littérature sur les turbidites. Il serait donc imprudent ou fallacieux de traduire un vecteur de courant par un vecteur de plus grande pente.
- La statistique des paléocourants, particulièrement dans les turbidites considérées de plaine abyssale (RICCI LUCCHI, 1978), montre qu'en outre il existe deux modes opposés de poids différents. Le mode dominant est à mettre en relation avec la source principale.
- Les sens de paléocourants peuvent s'inverser au cours du temps, pendant des intervalles géologiquement rapides (HESSE, 1974; PANTIN et al., 1987).
- Les figures de courants ne doivent pas avoir subi de rotation depuis leur formation. Le contexte tectonique est dans chaque cas à examiner.

Les données que l'on peut regrouper sur les paléocourants sont les suivantes:

A) En Sicile (BROQUET, 1962, 1964, 1968; WEZEL, 1967, 1970, PARIZE et al., 1986), la plupart des mesures concernent le Numidien externe et indiquent un vecteur orienté vers le quadrant SE (Selon BROQUET, le mode à 30% est W --> E, suivi par une classe à 20% N110E). Mes propres observations sont conformes à ces résultats.

B) En Tunisie, l'accord n'est pas unanime. WEZEL (1968) cite dans la coupe de Balta (bordure méridionale du Numidien kroumir) des figures frondescentes dirigées vers le NNE, ainsi que dans la partie inférieure et moyenne de la coupe de Tabarka des flutes et des frondescences dirigées vers le NE et le NNW. Il signale également dans l'île de Tabarka, c'est-à-dire à la partie supérieure du Numidien, des figures ayant des orientations diverses, notamment vers le SE. Au Cap Negro, il note des crêtes de charge dirigées vers le NE. J'ai repris ensuite (HOYEZ, 1975) l'examen de ces figures de courants sur l'ensemble des affleurements de Numidien en Tunisie et en Algérie orientale jusqu'à l'W de Guelma. Environ 200 sites ont fait l'objet de mesures directionnelles dont les principaux sont implantés sur le schéma de localisation (fig.182 A). Les rosettes donnent une idée globale des courants dont on peut remarquer la forte dispersion (fig.182 B). La moyenne vectorielle de 248° pour les figures polarisées correspond au mode, mais elle recouvre des valeurs s'étendant dans l'angle ouvert N140° à N30°. On note l'absence d'un vecteur W --> E qui prévalait au contraire en Sicile.

Un certain nombre d'articles récents émanant du Laboratoire de sédimentologie de l'École des Mines de Paris (BEAUDOIN et al., 1986, 1987; PARIZE et al., 1986, 1987) remettent catégoriquement en question l'origine du Numidien: "La provenance du matériel gréseux numidien est septentrionale". Les arguments reposent sur l'examen des figures de courants de 4 sites:

- à Meloula : direction N110 à N120
- à Tabarka : direction de N110 à N180
- au Cap Negro : direction N170
- au Ras el Koran : direction N --> S

Au barrage de Ben Métir, les directions sont E-W avec des sens opposés.

Je tenterais de trouver une explication aux mesures faites par ces auteurs. J'ai constaté en effet des flutes de sens N150 à N170 en divers endroits (ce

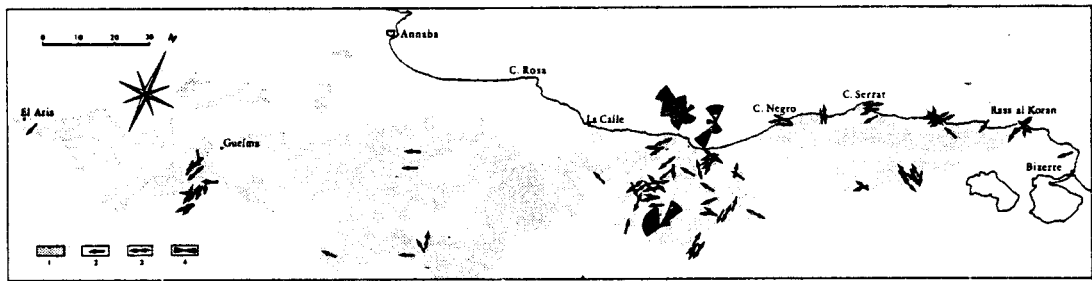


FIGURE 182 A - MESURES DE PALEOCOURANTS DANS LES GRES NUMIDIENS DE TUNISIE ET DE L'EST ALGERIEN (d'après HOYEZ, 1975)

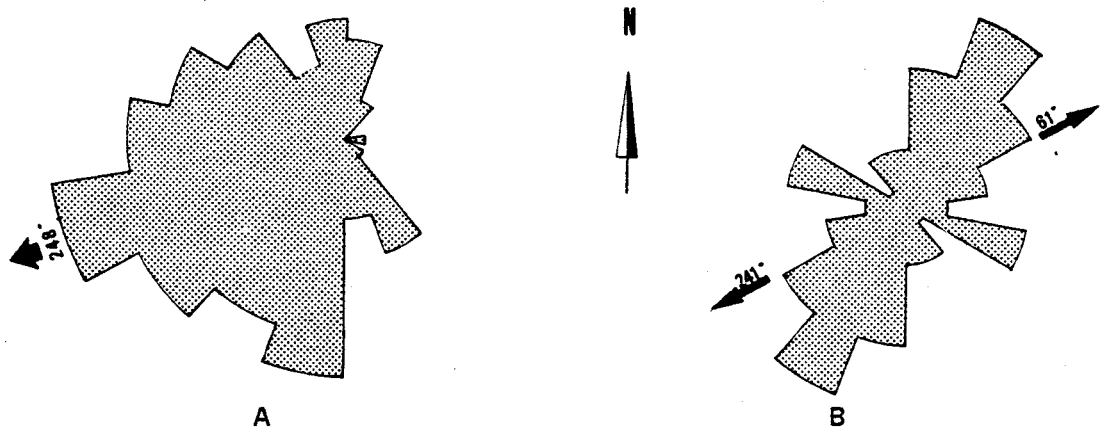


FIGURE 182 B - ROSETTES DE COURANT DANS LES GRES NUMIDIENS (région couverte par la figure 182 A, d'après HOYEZ, 1975)
A: figures polarisées, B: figures non polarisées

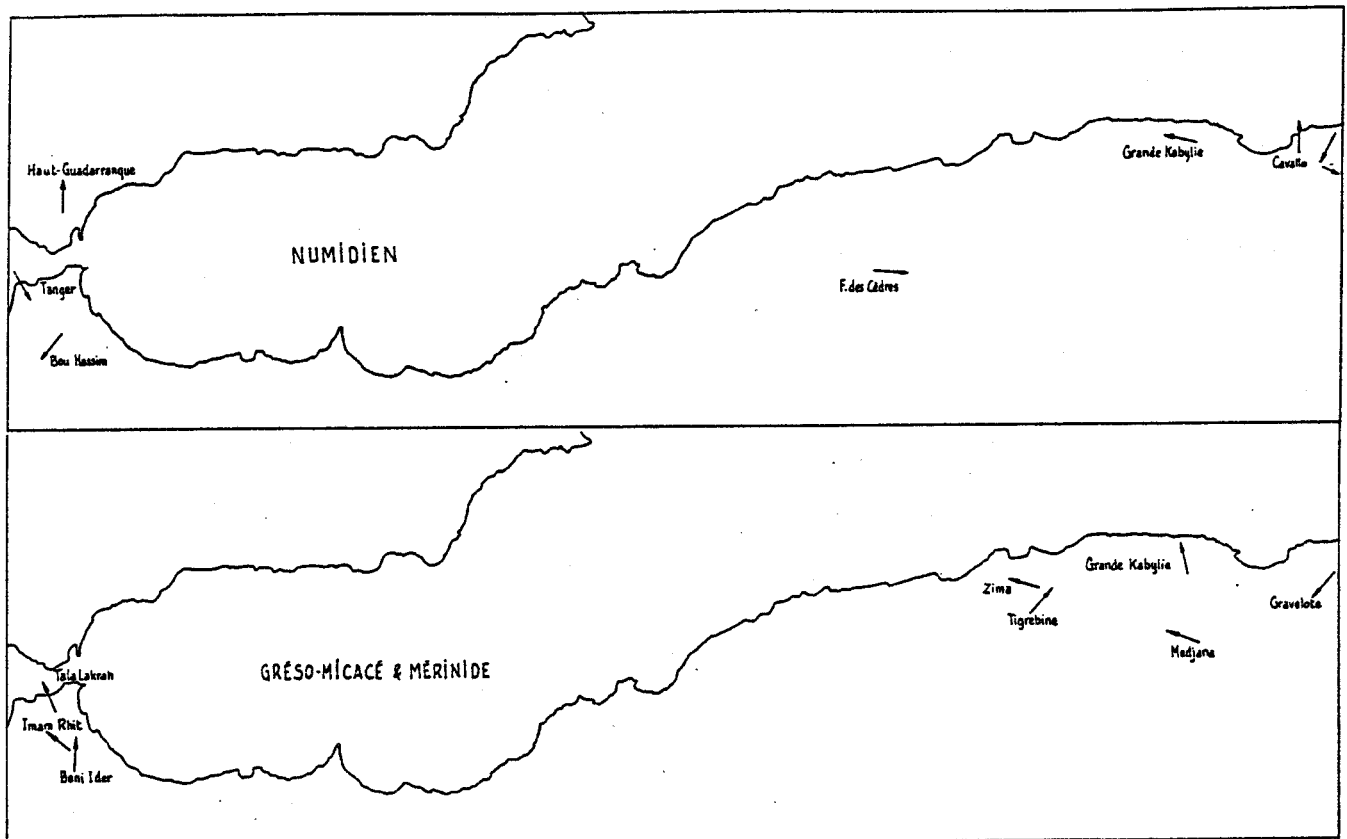


FIGURE 182 C - MESURES DE PALEOCOURANTS (ANDALOUSIE, RIF, ALGERIE OCCIDENTALE)
voir tableaux détaillés à la suite

qui apparaît dans les rosettes de courants), je n'en conteste donc pas l'existence (dans l'île de Tabarka en particulier), mais:

- Ils sont minoritaires globalement pour un échantillonnage plus étendu.
- Ils deviennent plus fréquents au sommet des grès numidiens.

C'est le cas des Aiguilles et de l'île de Tabarka où les auteurs ont concentré leurs observations. Un exemple assez démonstratif est visible à 20 m sous le fort de l'île où se superposent 2 horizons de flutes, l'un donnant un sens N172 et l'autre un sens diamétralement opposé. On peut tenter des hypothèses sur la recrudescence de ces orientations vers le quadrant SE:

- ° Le colmatage du bassin numidien dont la subsidence ne compense plus les apports.
- ° Le tarissement des apports en sables grossiers. Ces deux effets concourent à affaiblir une pente sédimentaire originellement tournée vers le N. Lorsque le gradient de pente s'annule, les courants peuvent s'inverser.
- ° Les effets de la tectonique. A la fin de l'Aquitaniens, le mouvement vers le SE des massifs de Petite Kakylie et de Sardaigne est largement amorcé. Une pente sédimentaire à pied SE a sans doute progressé et atteint les parties distales (septentrionales) du bassin numidien. Le sommet de la pile des sables grossiers peut se trouver **resédimenté**, cette fois vers le SE. Dans ce seul cas, par inversion de pente sédimentaire, le Numidien aurait une origine septentrionale (secondaire).
- ° D'autres effets tectoniques dont je n'arrive pas à évaluer l'ampleur ont pu avoir un effet rotationnel lévogyre. Régionalement tout d'abord, le Numidien de Kroumirie et des confins algéro-tunisiens prend la direction atlasique SW-NE en formant une courbure avec le rameau E-W du reste de l'Algérie. Plus localement, dans le synclinal de Babouch limité par les deux couloirs faillés de Meloula et de Ghardimaou-Cap Serrat, le Numidien de Tabarka adopte une direction N-S anormale (atteignant même N350 parfois). ROUVIER (1977) a décrit en détail les particularités structurales de ce synclinal. Pour ma part, je pense que ces failles, plus particulièrement l'axe Ghardimaou-Cap Serrat, ont eu un jeu cisailant senestre et que la bande numidienne coincée entre ces failles a subi une rotation lévogyre. Ces mouvements tectoniques expliqueraient à mon sens, la composante S très prononcée des figures de courants dans la zone allant du Djebel Adissa au littoral du Cap Negro.

Le désaccord qui subsiste montre bien l'intérêt de poursuivre et de multiplier les observations sédimentologiques, en gardant à l'esprit l'intervention des phénomènes tectoniques.

C) En Algérie, j'ai effectué occasionnellement des mesures de paléocourants dans les régions à l'W de Guelma (fig.182 C). Ces mesures, F0790 consignées dans les tableaux, ne sont pas homogènes. Ceci traduit le morcellement des panneaux de Numidien et leur dérive autonome.

Un intérêt plus soutenu a été porté au NE de la Grande Kabylie qui a conservé une certaine cohérence. La résultante de la dispersion des sables numidiens est dirigée vers l'WNW, mais on note encore quelques valeurs dirigées vers le quadrant SE (thèse LAVAL, 1988).

A l'W de la Petite Kabylie, les rares valeurs hétérogènes reflètent sans doute des mouvements désordonnés liés à l'emboutissement du massif ancien. En Ouarsenis, le massif de la forêt des Cèdres, renversé et pivoté, indique nettement des courants dirigés vers l'E, mais auxquels on ne peut accorder de signification sédimentologique.

Le flysch mérinide, composé de véritables turbidites riches en figures de courants, a fait l'objet de mesures.

La plupart concernent le massif de Medjana et ont été partiellement publiées (HOYEZ, 1976). Ce massif, bien que largement translaté au S des Biban, a gardé une belle ordonnance structurale et ne semble pas avoir pivoté sur lui-même. Le mode principal des paléocourants est dirigé vers l'W ou l'WNW; il s'accompagne d'un autre vecteur mineur vers l'ENE. On remarque que les grès numidiens intercalés dans cette série ont des figures de courants divergentes par rapport au faciès grés-micacé, d'environ 45° vers le N. Signalons en outre, non portées sur le tableau, 5 mesures effectuées dans les calcarénites crétacées - éocènes donnant un vecteur courant moyen N115°.

Le flysch mérinide de Port-Gueydon (GELARD, 1979) s'est montré plus hétérogène. Alors qu'au N (massif du Cap Corbelin) et à l'W (région de Tidmine), les vecteurs sont conformes à ceux de Medjana (WNW), la région orientale (El Koudiat) fait apparaître des vecteurs orientés vers le N ou vers le quadrant NE. Les directions structurales sont régulièrement W-E et n'expliquent donc pas cette anomalie qui doit avoir une origine sédimentologique. Très hypothétiquement, peut-on y voir l'expression d'un graben sous-marin orienté N-S entre la Grande et la Petite Kabylie, mettant en relation le bassin du flysch grés-micacé au S et le bassin de l'Oligo-Miocène kabyle au N.

Le flysch mérinide du Dj. Zima qui forme plusieurs lames de direction moyenne N90 à N100° donne un sens de courants WNW conforme à celui de Medjana.

Le flysch mérinide du Dj. Tigrebine près de Tablat a une direction structurale entre N165 et N175° qui laisse supposer une rotation dextrogyre de l'ordre de 70°. Les flutes rétablis donnent un vecteur proche de N40° qui corrigé de la rotation conduit à un paléocourant N330°.

L'unique mesure dans le flysch mérinide de Gravelote en Petite Kabylie donne un vecteur courant N221° qu'il faut vraisemblablement compenser par une rotation d'une trentaine de degrés vers la droite.

- D) Au Maroc, la plupart des belles coupes naturelles dans le Numidien appartiennent à des massifs éclatés par la tectonique et dont on ignore totalement la position primitive (fig.182 C). Les mesures correspondant à la Montagne de Tanger, au Dj. Zinat et au Dj. Sidi Habib n'ont ainsi aucune signification pour restituer l'azimuth des paléocourants. Les mesures au Dj. S. Arfoun, un peu plus crédibles, sont très dispersées vers l'E. Seules, les deux mesures au Jbel Sidi Issef et au Jbel Bou Hassim à N291 et N219 s'inscrivent dans un cadre structural compréhensible, parallèle à la bordure des zones internes.

Pour le flysch mérinide marocain, les mêmes remarques s'imposent. Le lambeau de Tala Lakra, au bord du détroit, est impliqué dans une tectonique complexe que nous avons décrite. La valeur moyenne des paléocourants de N336 qui semble acceptable recouvre en fait des valeurs assez disparates. Le massif de l'Imam Rhî't et du Jbel Bou Rhabech ont une direction structurale ordonnée, conforme à la bordure des zones internes. Les paléocourants y sont régulièrement dirigés vers l'WNW ou le NW.

Le flysch grés-micacé de Beni Ider conduit généralement à des paléocourants dirigés vers le NW. Les cas où les paléocourants sont dirigés vers le NE sont liés à des rotations structurales (dextres certainement pour certaines). Leur poids conduit à une moyenne vectorielle dirigée vers le N. CHIOCCHINI et al.(1978) indiquent sommairement des flutes castés opposés, vers le N et vers le S.

- E) En Espagne, les mesures personnelles faites dans les zones où le Numidien est le mieux structuré conduisent à une distribution moyenne vers le N, avec une assez large dispersion des mesures (fig.15).

Les 101 mesures faites par PENDON (1978) dans les grès de l'Aljibe fournissent des valeurs extrêmement dispersées, difficilement exploitables. Cependant, on constate la quasi-absence de courants dirigés vers le SSE.

Autant le travail analytique de PENDON (1978) sur le flysch grésomiacacé d'Algésiras me semble fouillé et riche, autant ses conclusions me semblent erronées. 900 mesures de figures directionnelles l'amènent à proposer que le flysch grésomiacacé s'est déposé à l'W du Numidien. Ses résultats bruts dégagent en effet 2 modes opposés de sens de paléocourants, un mode fortement majeur vers l'E et un mode mineur vers l'W. Mes propres mesures sur les mêmes sites vérifient totalement ce fait. L'ignorance du contexte structural est encore là un exemple de méprise dans la reconstitution paléogéographique. La quasi-totalité des mesures de PENDON ont été réalisées dans la bande de flysch grésomiacacé qui suit le détroit de Gibraltar. Or, elle est située sur un accident dextre important, l'accident N du détroit de Gibraltar, dont les effets ont été décrits (DIDON, 1969; DIDON et HOYEZ, 1977). La rotation dextre à 90° du Numidien de la Sierra del Cabrero est suffisamment démonstrative. L'angle exact de rotation des massifs grésomiacacés entre la Punta del Carnero et Tarifa est moins facile à évaluer, la plupart ont dû tourner de 90° environ pour aligner la direction des bancs parallèlement à l'accident sous-jacent. Il faudrait donc réorienter le vecteur majeur de paléocourants vers le N, ce qui donnerait une bonne correspondance avec le Maroc.

Toutes les corrections structurales qui ont été envisagées dans l'arc bético-rifain sont d'ordre local. Des rotations plus générales, comme celles qui auraient pu affecter les zones internes et par conséquent les flyschs à leur front, sont beaucoup plus hypothétiques, mais doivent être considérées à l'échelle de la Méditerranée.

IV. SCHEMA GENERAL DES COURANTS DISPERSIFS A L'OLIGO-MIOCENE

Au début de l'Aquitaniens existent un certain nombre de bassins profonds alimentés par des courants de densité. 3 branches principales, concourantes au large de la Tunisie, peuvent être distinguées (fig.185):

- (a) Une branche occidentale, que j'appellerais gouttière maghrébine, héritière du bassin magrèbin (BOUILLIN, 1986), coincée entre les massifs de type kabyle et les zones telliennes externes.
- (b) Une branche septentrionale, que j'appellerais gouttière silentine, héritière du bassin liguro-pémontais refermé par un mouvement en ciseaux entre le bloc sardo-péloritain et la plateforme interne de l'Apennin.
- (c) Une branche orientale, que j'appellerais gouttière nord-sicilienne, héritière du bassin imérais, coincée entre les plate-formes apennines et l'avant-pays sicilien. Elle assure la jonction avec le bassin mésogéen s'étendant jusqu'au Levant.

Alors que ces gouttières se résorbent, d'autres se créent et s'élargissent, préfigurant l'actuelle Méditerranée occidentale, ce sont:

- (a) La gouttière nord-kabyle, entre les massifs kabyles et la partie orientale du Bétique interne, de laquelle évoluera le bassin algérien.
- (b) Le bassin provençal issu de la dérive du bloc corso-sarde.

La dispersion des courants de densité est largement conditionnée par la morphologie linéaire des bassins:

- A) Les flyschs silentins de Pollica-San Mauro et d'Albidona se sont déposés dans la gouttière silentine sur des flyschs tectonisés du Crétacé et de l'Eocène. Ils peuvent avoir subi des rotations liées au charriage du socle calabrais. D'après PESCATORE (1966), les paléocourants dans la formation de Pollica sont dirigés vers l'E et ceux de la formation de San Mauro vers

l'W. Les courants réguliers vers le SW observés dans le Macigno (TEN HAAF, 1964) ne semblent donc pas se poursuivre plus au S.

- B) Les flyschs grésos-micacés et le Numidien sont entraînés dans la gouttière maghrébine, au pied des marges kabyle et tellienne, par des courants de fond essentiellement dirigés vers l'W. Le flysch grésos-micacé paraît plus régulièrement distribué que le Numidien, peut-être guidé par un axe en creux du fond sous-marin. Des inversions de courants se produisent parfois.

A l'W de la dorsale et du socle rifains (qui n'avaient probablement pas la direction structurale presque N-S actuelle mais NW-SE), la gouttière maghrébine s'élargit. Les courants deviennent plus désordonnés, mais généralement dirigés vers le NW.

- C) La couverture oligo-miocène des massifs anciens correspond à un premier stade de "rifting" de la gouttière nord-kabyle. Dans la zone kabyle, le drainage général et donc la pente qui devaient être dirigés vers le S pendant l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur (paléovallées de BOUILLIN, 1977) ont dû s'inverser à l'Oligocène supérieur ("rifting" succédant à un "doming" ?). La zone kabylo-péloritaine représente une zone haute entre la gouttière maghrébine qui se résorbe avec la formation d'un prisme d'accrétion et la gouttière nord-kabyle qui s'élargit. La subsidence et l'immersion de cette zone ont dû être assez irréguliers ainsi qu'en témoignent les variations de faciès: conglomérats et turbidites proximales dans les dépressions, calcaires à Macroforaminifères à faible profondeur. A la fin de l'Aquitaniens, les faciès deviennent de plus en plus fins et les niveaux à microfaune pélagique plus nombreux: l'intégralité des noyaux kabyles est vraisemblablement recouverte par la mer. Les figures de paléocourants sont souvent assez médiocres, dans les Péloritains près de Malvagna, les flute-marks ont un sens E-->W généralement, plus rarement l'inverse.

- D) Des connexions devaient exister entre la gouttière nord-kabyle et la gouttière maghrébine. Si la continuité des zones internes kabyles au Secondaire peut être sujette à débat, il paraît évident qu'à l'Aquitaniens leur mobilité et leur éclatement ont dû se traduire par des grabens dans les zones de distension et de coulissement.

Selon moi, ces grabens transversaux ont joué un rôle important dans l'alimentation des flyschs grésos-micacés oligo-miocènes. En effet, il vient d'être rappelé que le drainage des massifs kabyles s'effectuait à cette époque du S vers le N et qu'une barrière tectonique (prisme) s'opposait au franchissement direct des débris de socle vers le S. Ce n'est donc qu'à travers ces trouées que la gouttière maghrébine s'est nourrie en matériel grésos-micacé, réparti ensuite longitudinalement. C'est principalement entre les hiatus kabyles que se répartissent les affleurements les plus étendus de flysch grésos-micacé; au front des massifs kabyles, ils sont plus réduits et à caractère plus distal.

- E) Le Numidien se met en place dans la gouttière nord-sicilienne: Numidien intermédiaire au méridien du Cap Bon, Numidien externe à l'W de la Sicile. Les courants de fond le dispersent d'W en E. Au niveau du point triple, à l'intersection des gouttières silentine, maghrébine et nord-sicilienne, les courants de fond venant du N (?) dans la gouttière silentine divergent donc vers le SW et le SE dans les gouttières maghrébine et nord-sicilienne. Dans la formation supra-numidienne de Tavernola WEZEL (1970), les laminations obliques indiqueraient que les courants continueraient à être orientés vers l'E.

MESURES DE COURANTS *

NUMIDIEN

LOCALISATION	figure	polarisée	non-pol.	Région et statistique
Route d'Azazga à Yakouren	flutes	258		<u>GRANDE KABYLIE</u>
Route d'Azazga à Yakouren	flutes	222		
Route d'Azazga à Yakouren	affouill.		159	
Route d'Azazga à Yakouren	stries		128	moyenne vect. : 283 127/307
Route d'Azazga à Yakouren	stries		178	R = 11,8
Route d'Azazga à Yakouren	stries		157	L = 46
Route d'Azazga à Yakouren	stries		5	
Route d'Azazga à Yakouren	stries		145	
Route d'Azazga à Yakouren	gouttière		102	
Route d'Azazga à Yakouren	frondes	110		
Route d'Azazga à Yakouren	stries		127	
Route d'Azazga à Yakouren	gouttière		61	
Route Yakouren à Azzefoun	frondes	283		
Route Yakouren à Azzefoun	gouttière		140	
Route Yakouren à Azzefoun	flutes	316		
Route Yakouren à Azzefoun	gouttière		164	
Route Yakouren à Azzefoun	gouttière		179	
Route Yakouren à Azzefoun	gouttière		168	
Idem- Irhil bou Segoun	stries		157	
Idem- Irhil bou Segoun	rides cat	324		
Route Yakouren à Bougie	rides	243		
Route Yakouren à Bougie	affouill.		129	
Route Yakouren à Bougie	affouill.	259		
Route Yakouren à Bougie	stries		49	
Route Yakouren à Bougie	affouill.		124	
Route Yakouren à Bougie	flutes	18		
Route Yakouren à Bougie	affouill.		90	
Route Yakouren à Bougie	flutes	343		
Route Yakouren à Bougie	flutes	296		
Route d'Adekar à El Kseur	flutes	252		
Route d'Adekar à El Kseur	flutes	135		
Route d'Adekar à El Kseur	flutes	173		
Route d'Adekar à El Kseur	Parting		74	
Route d'Adekar à El Kseur	R. lunées	305		
Route d'Adekar à El Kseur	affouill.		94	
Route d'Adekar à El Kseur	flutes	280		
Route d'Adekar à El Kseur	ball-pil.	226		
Route d'Adekar à El Kseur	flutes	307		
Route d'Adekar à El Kseur	flutes	257		
Route d'Adekar à El Kseur	flute	286		
N de Taharoust	gouttière		143	
N de Taharoust	flute	42		
M. d'Ifigha Irhil bou Kiassa	flutes	135		
Route de Chorfa	frondes	251		
Ait Raouna	flutes	282		
Ait Raouna	flutes	342		
Cap Sigli	flutes	21		

(*) les mesures de ce tableau sont indépendantes des mesures déjà publiées dans HOYEZ (1975)

Petit Cavallo	flutes	3
Petit Cavallo	flutes	0
Route de Jijel à Texenna	flutes	207
Beni Medjalled-Tamesguida	frondes	115

Foret des Cèdres	flutes	90
Foret des Cèdres	flutes	90
Foret des Cèdres	flutes	111
Foret des Cèdres	flutes	104
Foret des Cèdres	flutes	91
Foret des Cèdres	flutes	107
Foret des Cèdres	gouttière	44
Foret des Cèdres	gouttière	16
Foret des Cèdres	gouttière	5
Foret des Cèdres	frondes	15
Foret des Cèdres	flutes	129
Foret des Cèdres	gouttière	51
Foret des Cèdres	gouttière	21
Foret des Cèdres	gouttière	108

Montagne de Tanger	flutes	170
Montagne de Tanger	flutes	165
Montagne de Tanger	flutes	150
Montagne de Tanger	flutes	54
Montagne de Tanger	stries	123/303
Montagne de Tanger	stries	75/255
Montagne de Tanger	affouill.	150
Montagne de Tanger	flutes	155
Montagne de Tanger	flutes	105
Montagne de Tanger	rides	120

Djebel Zinat	flutes	181
Dechra Khedman-Dj.S.Habib	frondes	15
Dechra Khedman-Dj.S.Habib	frondes	105
El Khaldièn - Dj.S. Arfoun	flutes	6
El Khaldièn - Dj.S. Arfoun	flutes	127
El Khaldièn - Dj.S. Arfoun	frondes	38
Jbel Sidi Issef	flutes	291
Jbel Bou Hassim	flutes	219

PETITE KABYLIE

moyenne vect. 36
R = 0,85
L = 21

OUARSENIS

moyenne vect. : 95 38/218
R = 6,9
L = 86

MAROC

moyenne vect. : 137
R = 6,5
L = 82

MERINIDE

Au N d'El Koudiat	flutes	7	gréso-micacé	<u>NORD GR. KABYLIE</u>
Au N d'El Koudiat	flutes	4	gréso-micacé	
Au N d'El Koudiat	flutes	30	gréso-micacé	moyenne vect.:
Au N d'El Koudiat	stries	46	gréso-micacé	347 137/317
Au N d'El Koudiat	flutes	81	gréso-micacé	R = 8
Au N d'El Koudiat	flutes	355	gréso-micacé	L = 61
Au N d'El Koudiat	flutes	354	gréso-micacé	
Au N d'El Koudiat	stries	176	gréso-micacé	
Au N d'El Koudiat	flutes	41	gréso-micacé	
Chemin Arali à Port Gueydon	affouill.	160	gréso-micacé	
Chemin Arali à Port Gueydon	flutes	11	gréso-micacé	
Arali	flutes	274	gréso-micacé	
Piste de Taguemount	flutes	338	gréso-micacé	
Cap Corbelin	flutes	298	gréso-micacé	
Tamziouene	flutes	231	gréso-micacé	

Tamziouene à Tidmine	flutes	283	gréso-micacé	
Zima	flutes	218	gréso-micacé	<u>SUD GRANDE KABYLIE</u>
Zima	flutes	334	numidien	moyenne vect. 286
Zima	flutes	284	gréso-micacé	R = 3
Zima	flutes	298	numidien	L = 75
Tigrebine	flutes	70	gréso-micacé	moyenne vect. 42
Tigrebine	flutes	43	gréso-micacé	R = 3,8
Tigrebine	flutes	33	gréso-micacé	L = 96
Tigrebine	flutes	25	gréso-micacé	
Oued Dadra	flutes	348	numidien	<u>ZONE SUBBIBANIQUE</u>
Oued Dadra	flutes	264	gréso-micacé	
Sounef	flutes	317	gréso-micacé	moyenne vect.
Sounef	flutes	300	gréso-micacé	gréso-micacé 290
Sounef	flutes	292	gréso-micacé	R = 10
Sounef	flutes	317	numidien	L = 39
Dar Zitoun	affouill.		8 grésomiacacé	
Dar Zitoun	gouttière		130 grésomiacacé	moyenne vect.
Dar Zitoun	flutes	108	gréso-micacé	sur compos. W 278
Dar Zitoun	flutes	80	gréso-micacé	R = 16
Lame 2	flutes	217	gréso-micacé	L = 89
Lame 2	flutes	14	numidien	moyenne vect.
Lame 1	flutes	67	gréso-micacé	sur compos. E 78
Piste de Sounef à Tagounit	flutes	293	gréso-micacé	R = 6
Piste de Sounef à Tagounit	flutes	318	gréso-micacé	L = 80
Piste de Sounef à Tagounit	flutes	281	gréso-micacé	moyenne vect.
Tagounit	flutes	54	gréso-micacé	sur Numidien 325
Kef el Halfa	flutes	79	gréso-micacé	R = 5,2
N de Tagounit	flutes	296	gréso-micacé	L = 87
N de Tagounit	flutes	261	gréso-micacé	
N de Tagounit	flutes	248	gréso-micacé	
Kef Sottara	flutes	286	numidien	
Boucharaf	flutes	32	gréso-micacé	
Oued Hanech	affouill.	297	numidien	
Oued Hanech	flutes	286	gréso-micacé	
Oued Marga	flutes	256	gréso-micacé	
Oued Marga	flutes	67	gréso-micacé	
Oued Marga	flutes	238	gréso-micacé	
Oued Marga	flutes	330	numidien	
Draouza	flutes	243	gréso-micacé	
Sounef	flutes	293	gréso-micacé	
Sounef Est	flutes	312	gréso-micacé	
Oued Kharrouba	flutes	171	gréso-micacé	
Zemmourah	flutes	275	gréso-micacé	
Gravelote	flutes	221	gréso-micacé	<u>PETITE KABYLIE</u>
Ain Bou Maza	flutes	160	gréso-micacé	<u>MAROC</u>
Ain Bou Maza	flutes	358		
Ain Bou Maza	flutes	23		moyenne vect. 336
Ain Bou Maza	flutes	218		R = 2,6
Ain Bou Maza	flutes	216		L = 24
Ain Bou Maza	flutes	34		
Ain Bou Maza	flutes	52		
Ain Bou Maza	flutes	15		
Tala Lakra	flutes	240		

Tala Lakra	flutes	278	
Tala Lakra	flutes	341	
Jbel Bou Rhabech	flutes	354	
Jbel Bou Rhabech	flutes	304	
Arhyyène (Jbel Imam Rhit)	flutes	306	moyenne vect. 309
Arhyyène (Jbel Imam Rhit)	flutes	306	R = 3,9
Arhyyène (Jbel Imam Rhit)	flutes	317	L = 99
Arhyyène (Jbel Imam Rhit)	flutes	308	

GRESO MICACE DE BENI IDER

Plage de Lediak à Lelliane	flutes	351	
Plage de Lediak à Lelliane	flutes	24	moyenne vect. : 3
Plage de Lediak à Lelliane	flutes	6	R = 17,2
Plage de Lediak à Lelliane	flutes	317	L = 69
Plage de Lediak à Lelliane	flutes	290	
Plage de Lediak à Lelliane	flutes	315	
Plage de Lediak à Lelliane	flutes	303	
Plage de Lediak à Lelliane	flutes	273	
Plage de Lediak à Lelliane	flutes	339	
Plage de Lediak à Lelliane	flutes	31	
Plage de Lediak à Lelliane	flutes	24	
Plage de Lediak à Lelliane	flutes	27	
Plage de Lediak à Lelliane	flutes	19	
Plage de Lediak à Lelliane	flutes	359	
Route de Tanger à Ceuta	flutes	3	
Beni Ider	flutes	320	
Beni Ider	flutes	34	
Beni Ider	flutes	31	
Beni Ider	flutes	12	
El Kallouli	flutes	228	
Tinizar-Piste de Rinfine	flutes	354	
Larba Beni Hessane	flutes	33	
Larba Beni Hessane	flutes	75	
Larba Beni Hessane	flutes	71	
Larba Beni Hessane	flutes	75	

POURQUOI LE NUMIDIEN ?

Corps sédimentaire gigantesque et remarquable, le Numidien a excité les imaginations de plusieurs générations de géologues. Bien que les controverses aient perdu de leur virulence, les hypothèses sur son origine, sur son mode de mise en place et sur la position de son bassin restent encore partagées. Dans ce chapitre, nous allons essayer de dégager le concours de circonstances qui a présidé à la sédimentation de cette bien étrange formation.

I. PREMIERE CIRCONSTANCE: UN STOCK DE MATERIEL DISPONIBLE

Toutes les théories qui font dériver le Numidien de l'érosion directe d'un socle éruptif ou métamorphique sont irrecevables. La minéralogie et l'exoscopie indiquent un état d'hypermaturité lequel témoigne d'une longue histoire et d'une remobilisation multiple de formations sédimentaires.

DURAND DELGA (1980) a estimé le cubage des sables grossiers du Numidien entre 10 000 et 50 000 km³. Quelles que soient les incertitudes attachées à ces chiffres, il faut garder à l'esprit que la surface continentale drainée a été considérable et d'une grande homogénéité lithologique.

On peut classer en deux groupes les hypothèses auxquelles on est réduit pour l'origine du Numidien:

A) Les sables proviennent du Nord

- 1) d'une couverture des socles bétique, rifain, kabyle, péloritain et calabrais. Le Carbonifère ou le Permo-Trias dit Verrucano peuvent présenter des faciès gréseux à dragées. Ils sont cependant peu épais, associés ou encadrés par des faciès très différents (pélites violacées, calcaires...) inconnus dans le Numidien. Par ailleurs, sur des parties immergées de ces socles, des formations arkosiques oligo-miocènes se déposent, et jamais le Numidien.
- 2) d'une couverture sarde. Les grès quartzo-micacés du Bundsandstein n'offrent aucune ressemblance avec le Numidien, de même que l'Eocène gréseux, conglomératique et marneux. Les conglomérats à dragées de quartz du Verrucano, peu épais, contiennent des nodules de calcaire et de dolomie (FAZZINI et al., 1974). Par ailleurs, la pente continentale ouest-sarde est couverte à l'Oligo-Miocène de dépôts synrifts (THOMAS et al., 1988).
- 3) d'une couverture corse. Les flyschs éocènes, parfois conglomératiques, de Solaro et de Prunelli, sont constitués d'un matériel immature.
- 4) du Verrucano de Toscane et du Latium. Pouvant atteindre 700 mètres d'épaisseur, il est constitué d'un matériel moins évolué que le Numidien et devait être, à l'Aquitainien, recouvert par des nappes (AZZARO et al., 1976; GASPERI et GELMINI, 1973).
- 5) d'un Verrucano infra-panormide (?). Cette hypothèse était soutenue par CAIRE (1955) mais on ignore la stratigraphie anté-carnienne de cette série.
- 6) de la mythique "Tyrrhénide", un continent effondré à l'emplacement actuel des bassins algérien et tyrrhénien. La géophysique montre que ces bassins sont en partie de nature océanique et qu'ils ont commencé à se former avant le dépôt du Numidien (DURAND DELGA, 1980).

En résumé, il n'existe aucune trace, aucun indice valable pour étayer l'hypothèse de la provenance septentrionale des sables numidiens. Tous les tenants de la conception tectonique dite "ultra" qui s'appuie sur cette prémisse n'ont jamais apporté sur ce sujet que sur des arguments vagues et nullement convaincants.

B) Les sables proviennent du Sud

La particularité de la Sicile de posséder un Numidien clairement lié à des séries externes explique qu'OGNIBEN (1963) ou DESIO aient proposé les premiers une origine méridionale, c'est-à-dire africaine, du Numidien. Dans le Maghreb, où le Numidien est plus ou moins fortement déraciné, cette conception s'est imposée plus tardivement et avec plus de réticence (DURAND DELGA, 1967). Aujourd'hui la majorité des auteurs l'admettent. Mais quelles formations ont-elles pu alimenter le Numidien ?

- 1) Le Crétacé inférieur de l'Atlas saharien. C'est une épaisse formation gréseuse (3000 à 4000m) en grande partie d'origine fluviatile ou deltaïque, mais recouverte par un Crétacé supérieur marneux et calcaire d'épaisseur comparable. La phase tectonique de l'Eocène supérieur a pu la mettre à nu.
- 2) Le "Continental intercalaire", d'âge barrémien dans le Sahara septentrional, mais également jurassique (LEFRANC, 1959). Il affleure actuellement à la bordure est du Grand Erg occidental, dans le Gourara, le Tidikelt, le Dioua, le plateau de Taouratine, le Joua, la Jeffara sud-tunisienne et tripolitaine.
Il affleure encore au Sud-Est sur de vastes étendues dans le bassin de Mourzouk et le désert libyen. Sous le Grand Erg oriental, il est recouvert par le Crétacé supérieur (BUSSON, 1967), c'est donc plus au S ou à l'W, qu'il aurait pu alimenter le Numidien. BUSSON (1970) a évalué la superficie couverte par les grès barrémiens à plus d'un million de kilomètres carrés; il a également noté l'extraordinaire extension des éléments clastiques grossiers et l'importance des ciments ferrugineux, ceci se retrouve dans le Numidien.
Une grande partie des "Grès nubiens" doit être attribuée au Crétacé inférieur, comme le "Continental intercalaire. Ces grès couvrent des surfaces très étendues dans le bassin de Kufra dans le SE libyen, dans le S de l'Egypte, au Soudan, en Ethiopie, au Tchad et au Cameroun (DE LAPPARENT, 1952; MAC KEE, 1962; POMEYROL, 1968; WEISSBROD et autres, 1970; ISSAWI, 1973; VAIL, 1974; MEDANI, 1975).
- 3) Le "Continental post-tassilien", d'âge westphalien, décrit plus localement.
- 4) Les "Grès tassiliens", d'âge cambro-ordovicien et dévonien inférieur qui forment la couverture des boucliers reguibat et touareg: "un épandage sableux sur des millions de kilomètres carrés" (GARIEL et al., 1968). Au Silurien, l'érosion glaciaire est responsable du dépôt de certaines formations (ROGNON et al., 1968) et ceci peut être mis en parallèle avec les marques exoscopiques glaciaires constatées sur des grains miocènes (HOYEZ et LE RIBAUT, 1976). Le socle du Sahara central, sur lequel reposent les grès tassiliens, a été plissé et métamorphisé au cours de la tectogénèse pan-africaine (600-650 MA).

Toutes les sources citées comportent des grès grossiers évolués et peuvent donc avoir contribué à alimenter le Numidien. Leur matériel dérive plus ou moins indirectement du Précambrien. Or il en est de même du Numidien dont les zircons sont datés de 1750 MA (GAUDETTE et al., 1975), de 1830 MA ou parfois (zircons volcaniques) de 1350 MA (LANCELOT et al., 1976, 1977). C'est là un argument important pour rejeter une origine septentrionale où prédominent les socles assyntiques, calédoniens et hercyniens d'âge inférieur à 570 MA (les gneiss kabyles sont datés de -570 MA, PEUCAT & BOSSIERE, 1978).

Si le stock primaire correspond bien à une remobilisation de quartz précambrien dans des formations s'étendant jusqu'au Crétacé inférieur, il est

cependant peu probable qu'un fleuve ait drainé le sable de ces formations, brutalement à l'Aquitainien. Il n'y a pas de cause géologique majeure susceptible d'entraîner une telle débâcle. D'autres phénomènes ont vraisemblablement préparé le terrain, en créant un vaste réservoir de sables mal cimentés qu'un événement local a libérés par un effet de "chasse d'eau".

Selon moi, ce réservoir (qui ne doit plus guère exister qu'à l'état de reliques puisqu'il s'est vidé) représente la "base du Continental terminal" de certaines régions.

Dans le Tinerert occidental, LEFRANC (1965) a daté de l'Eocène supérieur des grès grossiers à dragées grâce à des bois silicifiés. Ces grès ont été attribués à l'Oligo- Miocène (LOUVET, 1972; BUSSON, 1973), de même dans la région de Zaouia el Kahla (ex-Fort-Flatters) et à l'W de l'Erg oriental (Oued Mseied, Rhodirat el Merk, in DELTEIL-DESNEUX et KOENIGUER, 1974). Dans le Hoggar (ROGNON et al, 1983), la "série de Tiréhitine" superposée à une surface d'érosion comporte des grès à dragées à bois silicifiés rapportés à l'Oligocène. Des bois fossiles comparables ont été décrits dans la chaîne de Metlaoui- Tamerza, au Djebel Nara et au Djebel Cherichira.

Au S de l'Atlas tunisien, à Bir el Hater, la formation Seib que l'on peut suivre sur une centaine de km comporte 200 à 500 m de grès grossiers ayant livré des Micro- et Macromammifères du Priabonien (COIFFAIT, DE BONIS et al., 1988).

A l'W du Hoggar, dans le Tanezrouft, le Tilemsi, le Timetrine et la partie orientale du bassin de Taoudenni, une tectonique plicative assez intense (flancs de plis verticaux) affecte les niveaux jusqu'au Lutétien, tandis que le "Continental terminal" (Eocène supérieur à Pliocène) n'est que peu déformé (in BELLION et al., 1984).

A l'Eocène supérieur, on peut résumer les principaux événements:

- (1) La mer s'est retirée du Sahara.
- (2) Au N, la première phase de tectogénèse de l'Atlas saharien donne des plis d'une amplitude moyenne de 6000 m.
- (3) Au S, une lente surrection commence et elle se poursuivra jusqu'au Quaternaire avec pour effet de décoiffer le bouclier touareg (CORNET, 1948; ROGNON et al., 1983).

Le drainage s'établit principalement vers le centre, à l'emplacement actuel des ergs et de la dépression sud-atlasique. L'endoreïisme semble prédominer puisque les détritiques quartzeux ne parviennent pas immédiatement et avec force dans les bassins marins. D'importants glacis vont se développer au pied des reliefs. Certaines structures négatives ont pu servir d'axes privilégiés pour la collecte: dépression sud-atlasique, grabens WNW-ESE de la Jeffara, fosse méridienne de l'Oued Mya. Cette dernière forme un trait majeur ancien. De nombreux sondages dans la région de Touggourt y indiquent la présence de niveaux grossiers rattachés hypothétiquement à l'Eocène moyen ou au Pontien (BUSSON, 1970). Ils pourraient aussi bien être de l'Eocène supérieur ou de l'Oligocène provenant du démantèlement du Crétacé inférieur du Tidikelt ou de l'ex-couverture de l'Ahnet.

Il est important également de souligner que le paysage du Nord de l'Afrique était, à l'Oligocène, très différent de celui que l'on connaît aujourd'hui. Une forêt tropicale le recouvrait, attestant d'un climat chaud et humide. Cette forêt a subsisté, au moins en partie, jusqu'au début du Miocène. Telle est l'opinion de J.P. LEFRANC, auquel je me réfère (comm. écr.). Les sables et les graviers à bois silicifiés, que nous venons d'évoquer, sont généralement datés de l'Oligocène (plus probablement la fin de l'Eocène et le début du Miocène), bien qu'on les ait longtemps cartographiés en mp, pq ou q car ils sont effectivement remaniés en surface. BOUREAU et son équipe, en particulier KOENIGUER et LOUVET, ont étudié les tissus ligneux de ces bois et ont montré que ceux-ci appartiennent à des familles actuellement vivantes en Guinée, en Côte d'Ivoire, au Ghana, au

Nigéria, au Dahomey, au Cameroun et au Tchad. On peut, grâce à eux, caractériser la mangrove, la forêt côtière, la forêt dense, la forêt claire, la savane arborée etc... Plus de 50 espèces sont connues de l'Atlantique à la Mer Rouge. En raccordant les découvertes du Sahara et de la Berbérie avec les anciennes récoltes d'Égypte et d'Afrique du Nord, on obtient un schéma d'ensemble pour tout le Nord de l'Afrique: un climat tropical chaud et humide était répandu sur le Nord du continent africain, certaines espèces permettant même de tracer approximativement des rivages marins.

D'autres arguments, faunistiques cette fois, témoignent également d'un climat chaud et humide à l'Oligocène. Par exemple, certains niveaux du N du Sahara en bordure de l'Atlas saharien, ont livré en surface des Mollusques continentaux qui constituent un indice formel de climat tropical: les Gastéropodes terrestres des genres Limicolaria et Clavator (Leucotaenia) ne sont connus actuellement que dans les climats tropicaux chauds et humides (Madagascar, S du Tchad, Abyssinie ...). Enfin, les faunes de Vertébrés continentaux, telles que les Paléomastodontes signalés par LOUVET, témoignent encore d'un climat chaud et humide.

Sous ce climat et sous cette forêt, il est probable que des sols ferrallitiques se sont développés dans lesquels se sont concentrés par néoformation les oxydes de Fe et d'Al ainsi que la kaolinite. La destruction progressive de la forêt tropicale, pour des raisons que nous allons décrire à la suite, a dû intervenir vers la fin de l'Oligocène. La pluviométrie toujours forte et les nombreux fleuves auraient permis le décapage des nappes de sables et de graviers et remis en circulation la kaolinite et le Fe. Il n'est donc pas étonnant de retrouver ces éléments comme les constituants majeurs du membre gréseux numidien.

II. DEUXIEME CIRCONSTANCE: DES PHENOMENES GLOBAUX

Il s'agit de deux phénomènes en partie liés qui interviennent avant le dépôt du Numidien et dont les effets conjugués vont permettre la constitution du réservoir que nous venons d'évoquer.

A) Un abaissement eustatique

Entre -35 et -30 Ma, c'est-à-dire entre la partie supérieure du Priabonien et la transition des zones à G. ampliapertura et G. opima (approximativement l'Oligocène inférieur), se produit une des plus dramatiques fluctuations du niveau moyen des mers au cours du Cénozoïque. Les courbes publiées par VAIL (1986) font état d'un abaissement de l'ordre de 200 mètres, d'ailleurs surtout réalisé entre -31 et -30 Ma. Durant le reste de l'Oligocène, le niveau des mers reste bas en ne remontant que d'une cinquantaine de mètres. Une remontée significative n'est enregistrée que dans la zone à G. kugleri.

L'abaissement du niveau de base des rivières a entraîné une augmentation de l'érosion et une accélération de leur courant. C'est bien à l'Oligocène inférieur que l'on voit apparaître une sédimentation quartzo-détritique sur la plate-forme continentale du Maghreb :

- Grès de Fortuna inférieurs. La plupart des biozones de l'Oligocène inférieur - moyen se retrouvent dans les grès fins (BEN ISMAIL- LATTRACHE & BOBIER, 1984).
- Grès de Boghari et d'Oranie. Bien que les marqueurs soient rares, les premières décharges sableuses sont à rapporter à la zone à G. ampliapertura (GUARDIA, 1975; FENET, 1975; DELTEIL, 1974).
- Grès de la nappe d'Ouezzane. Des bancs de grès épais apparaissent dans la zone à G. ampliapertura & G. euapertura (FEINBERG, 1978).

Un réseau hydrographique s'est franchement installé à l'Oligocène, creusant dans des niveaux sableux et évoluant sans doute vers l'amont par érosion régressive.

B) Un refroidissement général

La limite Eocène - Oligocène amorce une chute majeure de la température. Les études du rapport isotopique $18\text{O} / 16\text{O}$ (SAUNDERS et al., 1984) indiquent que les eaux de fond subissent un refroidissement de 5 à 6°. Cette température reste froide pendant tout l'Oligocène, avec des oscillations et un minimum à l'Oligocène moyen N2, et ne remonte que vers -20 Ma dans l'Aquitainien (SAVIN et al., 1975).

La cause généralement invoquée est la subsidence ou la rupture de certains seuils qui modifie profondément la circulation océanique. Il s'agit:

- de la ride Islande- Faroë- Shetland qui bloquait la circulation entre les mers de Norvège-Groënland et l'Atlantique nord.
- de la ride de Tasmanie, au S de l'Australie, entre l'Océan indien et le Pacifique.
- de la ride de Walvis - Rio Grande dans l'Atlantique sud.
- du seuil du Cap Horn entre Pacifique sud et Atlantique sud.

Ceci entraîne le développement d'un courant circum-antarctique et la pénétration d'eau froide profonde dans l'Océan Atlantique. A cette époque se forme la psychrosphère, c'est-à-dire une couche d'eau froide profonde dans un océan à deux couches.

L'accélération de l'énergie des courants de fond est sans doute le plus sévèrement ressentie à l'Oligocène inférieur. Dans tous les océans, on assiste à un remaniement des sédiments par les courants de fond qui se traduit par un hiatus sédimentaire généralisé (HAQ, 1981; LATOUCHE et MAILLET, 1985).

Le bassin maghrébin est sous la dépendance des océans et enregistre les mêmes effets qu'eux. Une communication marine reste ouverte sur la Téthys orientale jusqu'au Tortonien. Ces effets sont cependant atténués par la fermeture de certains espaces océaniques. C'est le cas de l'Himalaya engendré par la collision de l'Inde et du continent asiatique à l'Eocène : la communication entre la Téthys et l'Océan Indien n'est donc possible à l'Oligocène qu'au travers d'un étroit passage au SW de l'Inde. La subduction de la plaque arabe sous le bloc arménien a fait disparaître les parties océaniques de cette plaque. Le relais entre l'espace océanique mésogéen et l'océan Indien se fait par une mer épicontinentale (DERCOURT et al., 1984; POIGNANT et LORENZ, 1985; VERGNAUD GRAZZINI et SALIEGE, 1985).

Les échanges hydrauliques de surface s'opèrent d'E en W pendant l'Eocène et l'Oligocène, et je pense encore de même à l'Aquitainien. L'étude des populations fauniques de l'Eocène - Oligocène du Cap Bon (BEN ISMAIL LATTRACHE et BOBIER, 1984) montre un envahissement par des formes tropicales et subtropicales venues de l'Océan Indien. Dès la première apparition des Grès de Fortuna, ces formes sont supplantées par des formes agglutinantes d'eau plus froide (Cyclammina, Haplophragmoides). Sous la profondeur de compensation de la calcite, seules subsistent ces formes agglutinantes: c'est la seule maigre faune qu'on trouve généralement dans les argiles varicolores à Tubotomaculum. Au-dessus de la profondeur de compensation de la calcite, c'est-à-dire dans les zones méridionales qui bordent le bassin numidien, les formes planctoniques coexistent avec difficulté lorsque les apports marneux issus de la plate-forme sont assez abondants. La corrosion due à la lysocline est généralement sensible (FEINBERG et al., 1981).

Les effets du refroidissement sur le continent se font sentir sur la faune (une des explications de la "Grande coupure" de STEHLIN) et sur la flore. Le rapport $13\text{C}/12\text{C}$ reste faible pendant tout l'Oligocène et il n'augmente qu'au Miocène inférieur N5. Ceci traduirait une faible production de biomasse végétale

continentale durant l'Oligocène. On peut penser que les forêts tropicales qui devaient couvrir l'Afrique du Nord à l'Eocène supérieur et l'Oligocène inférieur (LEFRANC, 1975) ont souffert et régressé à l'Oligocène supérieur du fait de la détérioration climatique. L'Oligocène peut être considéré comme une époque rhexistasique, favorable au déblaiement des sols et à l'entraînement d'une fraction détritique (sable, argiles héritées: kaolinite, chlorite, illite).

III. TROISIEME CIRCONSTANCE: UNE PORTE DE SORTIE

Tous les arguments que l'on vient d'avancer sont autant de raisons suffisantes pour avoir été à l'origine du Numidien. Or, les grès grossiers du Numidien débutent en N4 à l'aurore du Miocène et tous les phénomènes invoqués sont antérieurs. Il existe donc un déphasage, un retard souvent considérable (l'Oligocène s'étend sur environ 10 Ma). Ce retard peut avoir différentes raisons:

- (a) Les grès barrémiens, supposés être les principaux pourvoyeurs, présentent une granulométrie grossière surtout à leur base et ils étaient en partie recouvert par les marnes du Crétacé supérieur ou même de l'Eocène. Les mouvements surrectifs sud-sahariens très lents n'ont donc été accompagnés que par une érosion elle-même très lente et qui s'est exercée sur plusieurs milliers de mètres d'épaisseur avant d'atteindre les niveaux grossiers. Sommairement, on peut considérer la série de Fortuna comme une image renversée du Crétacé saharien.
- (b) Les reliefs de l'Atlas saharien constituaient une barrière morphologique à l'Oligocène pour les fleuves venus du S. Il est donc vraisemblable que les grès de Boghari, ou ceux de la nappe d'Ouezzane, ne doivent pas leur origine à des sources très éloignées sur le continent africain, mais plutôt à des cours d'eau drainant l'Atlas saharien ou la Meseta oranaise. Ils ne montrent que très rarement, et à leur partie supérieure, quelques passages plus grossiers. A moins d'observations nouvelles, il est très peu probable que ces formations aient contribué à une alimentation majeure du Numidien; par contre il est permis de penser qu'une partie de leur sable ait débordé dans le bassin numidien.

Le cas des grès de Fortuna est différent. Leur contexte géomorphologique se prête à une communication entre la plateforme saharienne et le bassin maghrébin (fig.183):

- L'Atlas saharien algérien et son prolongement élargi l'Atlas tunisien ont une direction oblique par rapport au bassin maghrébin. Ceci peut expliquer l'absence ou la réduction de la plate-forme continentale à leur point de rencontre: absence ou réduction des dépôts oligo-miocènes des Biban à la Tunisie. Au contraire, entre le Titteri et le Moyen Atlas, autre linéament oblique, des dépôts de plate-forme s'expriment dans les grès à faciès Boghari.
- Entre l'Atlas tunisien et le bloc pélagien se situe une zone d'affrontement, analysée par BUROLLET (1971), dont l'expression tectonique se matérialise par l'Atlas tunisien oriental (ou axe nord-sud) bordé à l'E par la dépression péri-atlasique. De même, une autre zone d'affrontement existe entre la plate-forme saharienne et le bloc pélagien, matérialisée par l'accident sud-tunisien et la plaine de la Jeffara.

Pendant le Paléogène, ces zones correspondaient à des dépressions marines. Les publications issues des recherches pétrolières permettent de s'en faire une idée.

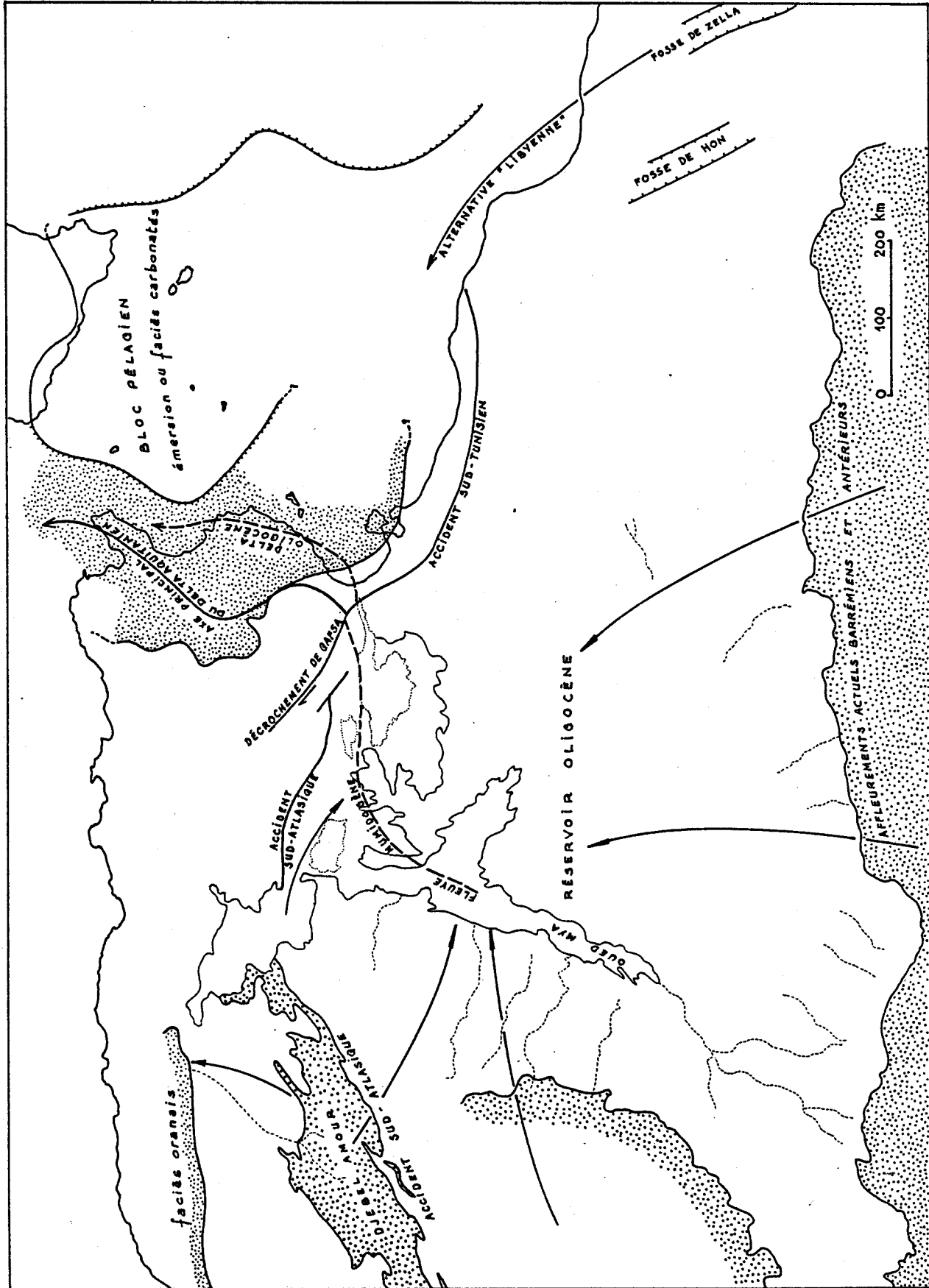


FIGURE 183

LE BASSIN D'ALIMENTATION DES GRES DE FORTUNA

A l'Eocène moyen - supérieur, les cartes en isobathes et de faciès (BUROLLET, 1967; COMTE et DUFAURE, 1973; BISHOP, 1975; BISMUTH et BONNEFOUS, 1981; WINNOCK, 1981) montrent que par le Cap Bon, le Golfe d'Hammamet, les îles Kuriates, le NE des îles Kerkennah et le bassin d'Ashtart passe un axe subsident dans lequel se déposent des argiles à microfaune pélagique (formation Souar). Vers le S, la transition avec les zones émergées (île de Kasserine et plateforme saharienne) est ménagée par des faciès néritiques; vers l'E et le N, des turbidites calcaires (calcaires de Reinèche) annoncent une remontée rapide sur la plate-forme calcaire d'Halk el Menzel. Vers le NW, il est permis de penser que cet axe se jette dans le bassin profond qui correspond aux "argille scagliose" à microfaunes éocènes, relativement épaisses, et dont seule la partie septentrionale se retrouve charriée en Sicile. Vers le SE, c'est-à-dire au large du littoral libyen, je n'ai disposé d'aucune information permettant de savoir si l'axe se poursuivait et s'il se joignait aux grabens syrtiques (Hon, Zella, Marada, Grande Syrte; MASSA et DELORT, 1984).

A l'Oligocène, l'axe défini à l'Eocène continue son mouvement subsident. Il recueille alors les argiles et les sables assez fins de la formation des grès inférieurs de Fortuna. La sédimentation est de type deltaïque avec une stratification parallèle ou oblique à petite échelle et avec une microfaune marine pélagique. VAN HOUTEN (1980) a mesuré les sens de courants dans cette assise inférieure et montré qu'il étaient de manière prédominante W-->E, dans la zone occidentale d'affleurement. Il interprète ce résultat comme dû à un soulèvement tectonique situé à plusieurs dizaines de kilomètres au NW du bassin de Fortuna. Je ne partage pas cette interprétation d'une alimentation majeure depuis le NW et je pense que d'autres phénomènes hydrodynamiques (houles, courants côtiers) peuvent en être à l'origine. Les cartes en isopaques traduisent que la subsidence n'est pas uniforme: il se superpose à l'axe défini à l'Eocène des axes transverses de direction atlasique:

- axe bas du Cap Bon,
- axe haut de Kairouan,
- axe bas d'El Djem,
- axe haut des Kerkennah,
- axe bas d'Ashtart.

La position exacte du débouché fluvial à l'apex du delta n'est pas évidente. Il me paraît exclu que les sables aient pu provenir du bloc pélagien, ou même transiter sur celui-ci. La sédimentation y est principalement d'origine chimique (PEDLEY et al., 1983), tandis que les fossés du Chenal de Sicile sont récents et ne peuvent avoir joué le rôle d'artères distributrices. Il me paraît également peu vraisemblable qu'une connexion facile et marine ait pu s'être réalisée entre les fossés syrtiques et la région de Djerba. D'une part, cela représente environ 700 à 800 km sans aucune pente. D'autre part, le chemin naturel d'hypothétiques sables nubliens traversant la Syrte est la plate-forme du Golfe de Syrte, puis les fonds mésogéens au SE de la Sicile (à l'image du Nil).

L'hypothèse d'une position nord-occidentale (Medjerda actuelle) n'est pas non plus satisfaisante: quand l'Oligocène marin est reconnu, il est très réduit, parfois calcaro-détritique ou glauconieux et il ne présente pas le faciès deltaïque.

L'hypothèse la plus probable consiste à reporter l'extrémité du fleuve dans la région du Golfe de Gabès. En annulant le jeu décrochant dextre de l'accident de Gafsa, on se trouve approximativement en regard du Chott Djerid. On peut estimer à plusieurs dizaines de kilomètres les décrochements cumulés sur la transversale de Bejaia - Negrine d'après l'ouverture de plusieurs bassins rhombiques ayant joué pour certains après le Burdigalien (KAZI-TANI, 1986).

Le tracé du cours en amont est une spéculation plus hasardeuse basée sur la pérennité supposée de l'axe bas de l'Oued Mya et sur l'existence de témoins épars d'Oligocène à bois fossiles. Le bassin versant recouvre une aire considérable

limitée par le Fezzan, le Tibesti, le Hoggar, le Tanezrouft, l'Ougarta, les Atlas algérien et tunisien.

Vers la fin de l'Oligocène, le réseau hydrographique ne s'est guère modifié. Cependant, un changement rapide de la granulométrie et vraisemblablement un accroissement de la charge et du débit du fleuve vont avoir des conséquences importantes. Aucun phénomène naturel ne permet d'expliquer à lui seul ce fait. Ce basculement semble être la résultante d'actions tectoniques combinées qui trouvent leur point d'orgue à l'Oligocène supérieur. Refroidissement, abaissement eustatique, surrection de la plate-forme saharienne perdurent jusqu'à la fin de l'Oligocène. Il semble que la forêt dense qui recouvrait cette région a dû régresser et laisser place à de grandes étendues désertiques. Le filtre végétal ne s'oppose donc plus à la débâcle des eaux lors des périodes pluvieuses et à l'entraînement des particules grossières restées sur place dans le stade antérieur. Les troncs d'arbres silicifiés présents dans les grès grossiers du Chérichira au Cap Bon ont nécessité pour leur transport de forts courants, concevables pendant les crues. Ils posent également le problème de l'origine de leur minéralisation: pour LEFRANC (1975), elle est contemporaine de la vie de l'arbre et liée à la lignification des tissus végétaux. Un tel processus, dans lequel les arbres ne disparaîtraient pas par carbonisation, ne conduit-il pas à terme à une forêt pétrifiée, empêchant le repeuplement, puis à une raréfaction du couvert végétal?

A l'Aquitaniens, l'afflux détritique massif dépasse la subsidence de la zone deltaïque, c'est donc une régression qui s'installe et qui déplace les zones marines vers le N. Seules les zones fortement subsidentes n'émergent pas et vont tendre à canaliser la sédimentation. Il s'agit principalement de l'axe Chérichira - Cap Bon le long duquel se produit le transit principal des sables à dragées. L'analyse des directions de courants (feuilletés obliques à grande échelle) est dans ce cas très significative car l'influence fluviale domine l'influence des marées, des vagues et des courants côtiers. Les résultats obtenus par différents auteurs (WEZEL, 1968; HOYEZ, 1975; VAN HOUTEN, 1980) montrent parfaitement que la dispersion s'opère dans l'axe, du SW vers le NE. L'observation des types de stratification oblique et des figures de bioturbation (HOYEZ, 1975) atteste du passage, du S au N, d'un régime uniquement fluvial à un régime marin peu profond. On notera que la régression qui accompagne les grès supérieurs de Fortuna n'est pas synchrone de la régression générale oligocène, mais qu'elle est due à une accumulation sédimentaire locale.

La dynamique sédimentaire des grès supérieurs de Fortuna est extrêmement puissante et on imagine mal qu'elle ait pu s'éteindre avant d'atteindre le rebord de la plate-forme continentale tunisienne, à peine à quelques dizaines de kilomètres au N du Cap Bon.

A l'Aquitaniens supérieur ou au Burdigalien, l'alimentation en sables grossiers se tarit. Des argiles latéritiques se déposent dans des dépressions continentales au-dessus des grès de Fortuna (formation Messioua). Diverses causes interviendraient dans l'extinction des grès: le niveau des océans qui remonte à l'Aquitaniens, la température qui remonte également pour atteindre un maximum oligocène - néogène vers N6, l'accroissement de la biomasse végétale continentale témoigné par une augmentation du rapport isotopique $^{13}C / ^{12}C$ et donc peut-être des forêts sahariennes. Des causes tectoniques ont également pu bloquer l'écoulement du fleuve à la mer, notamment l'apparition d'un seuil au niveau de l'accident de Gafsa. La situation d'alors aurait été comparable à la situation actuelle: le Chott Melrhir qui draine une partie des oueds au N du Grand Erg oriental est situé à 20 mètres au-dessous du niveau de la Méditerranée et ne peut communiquer avec elle à cause de la ride du Djerid.

LA TECTOGENESE PRECOCE DU NUMIDIEN

La position externe du Numidien, au pied de la marge africaine, en fait un marqueur privilégié car c'est avec sa tectogénèse que se termine l'histoire du bassin maghrébin. Nous allons donc examiner les premières formations qui le remanient pour déterminer l'âge de sa première structuration.

Selon la position géographique et structurale, différentes formes de remaniements sont rencontrées:

- Des conglomérats incluant des blocs, souvent arrondis, de grès numidiens et comprenant également des éléments d'autres séries.
- Des klippes sédimentaires hecto ou kilométriques, soit dans une formation stratifiée soit dans des argiles à structure chaotique.
- Des grès resédimentés contenant partiellement des grains de quartz numidiens et qualifiés souvent de "numidoïdes".

I. DANS L'ARC BETICO-RIFAIN

A) Du côté des zones externes:

Le Miocène conglomératique des Beni-Issef, contenant des galets de Numidien, repose en discordance sur le Numidien et sur la nappe intrarifaine de Tanger. Il est daté à sa base du Langhien inférieur, peut-être encore Burdigalien terminal, N8 avec Globigerinoides bisphericus et à son sommet du Langhien supérieur à Orbulina suturalis (DIDON et FEINBERG, 1979).

Le Miocène conglomératique du Jbel Tanout et du Jbel Binet repose sur les deux nappes intrarifaines d'Aknoul et de Bou Haddoud. Il est daté également à sa base du Langhien inférieur N8 à Préorbulines et il s'étend jusque dans le Serravallien inférieur N12, zone à G. miozea rifensis (FEINBERG, 1978).

En Espagne, le Miocène de Los Pajaros doit avoir la même signification.

B) Du côté des zones internes:

La situation est moins nette. Les avis sont partagés sur la signification à donner aux grès numidiens et numidoïdes qui accompagnent la bordure des zones internes. Pour résumer, une première théorie considère que ce Numidien est resédimenté dans une formation plus récente et une seconde théorie admet qu'il est un faciès distal, interne, d'un authentique Numidien. Les arguments ont été largement exposés dans les thèses de BOURGOIS (1978) et d'OLIVIER (1984) et il ne saurait être question de les reprendre ici.

Le principal fondement de la seconde théorie repose sur le fait que le nannoplancton le plus récent est NN1 (=N4), c'est-à-dire contemporain des grès numidiens. La rareté de la faune et l'abondance des remaniements en minimisent cependant la portée. La raison majeure qui m'empêche de partager cette interprétation est d'ordre paléogéographique. Le flysch grés-micacé continue en effet à se déposer à l'Aquitainien, donc pendant la sédimentation des grès numidiens, comme en témoignent la microfaune (CHIOCCHINI et al., 1978) et l'existence de séries mérinides (Tala'Lakrah, Imam Rhît). C'est donc plus le flysch grés-micacé qu'un Numidien, fût-il atypique, qui devrait couronner les séries prédorsaliennes.

Nous avons expliqué (DIDON et HOYEZ, 1978; présent travail) les raisons structurales et sédimentologiques qui nous font croire à des rétroglissements du Numidien accompagnés de resédimentation (en blocs ou en grain) au-dessus de la nappe des Beni-Ider ou des unités prédorsaliennes. Ce fait me semble validé par la découverte (DIDON, comm. orale) de coulées d'argiles rouges à Tubotomaculum au sommet du flysch de Beni-Ider, en association avec des silixites burdigaliennes. Par ailleurs, certains auteurs (MOURIER, 1982; EL

HATIMI,1982) font état de faunes du Burdigalien inférieur dans les unités prédorsaliennes.

Nous admettons donc en partie l'hypothèse de BOURGOIS d'une tectogénèse précoce du Numidien au Burdigalien, avec inclusion de celui-ci dans des "argiles à blocs" ou resédimentation dans le "Néonumidien".

L'âge du charriage du lambeau du Dj. Zem Zem n'est pas connu avec précision; il est antérieur au Tortonien post-nappes (in KORNPROBST,1974).

II. EN ALGERIE

A) Du côté des zones externes:

Dans le Titteri et au S des Biban existent des lambeaux de Miocène conglomératique, complètement déracinés, qui comportent des galets de Numidien. Ce sont le Djebel Bou Maïz (KIEKEN,1975), le Djebel Bou Rhida et la klippe de Letourneux (MATTAUER,1958) et le Djebel Bou Zid (CAIRE, 1957). Des datations stratigraphiques récentes et précises font défaut, mais ils contiennent *G. trilobus*.

Au N des Biban, dans la dépression de la Soummam et dans les Babors, des dépôts conglomératiques, parfois puissants parfois réduits à l'état de lambeaux, sont décrits depuis longtemps. Une grande partie en est constituée de couches rubéfiées azoïques et continentales, cependant des niveaux marneux livrent une macrofaune et une microfaune marine (COURME-RAULT et COUTELLE,1982; LEIKINE,1971; FREINEX et al.,1974). Notons, d'après les descriptions des auteurs, que les grès numidiens ne semblent pas alimenter ces conglomérats (surtout des blocs de la dorsale calcaire et du socle kabyle). Cependant, en un point au moins, les conglomérats sont discordants sur le Numidien (Takrietz). COURME-RAULT et COUTELLE considèrent deux cycles: un premier cycle burdigalien supérieur - langhien p.p. (post-nappes des flyschs et anté-nappes sud-telliennes) et un second cycle langhien supérieur - tortonien (post-nappes sud-telliennes).

Plus à l'E, les conglomérats très épais du Miocène continental du bassin de Constantine représentent le classique post-nappes. Ils remanient essentiellement le Numidien. Leur étude est reprise actuellement par COIFFAIT. Les niveaux marins de base à *Ostrea crassissima* pourraient appartenir au Langhien supérieur (in VILA,1980).

Légende de la figure 184: La Méditerranée occidentale au Langhien









-  Reliefs tectoniques émergés
-  Nappes et formations chaotiques immergées
-  Corps détritiques
-  Avant-fosses et bassins épicontinentaux
-  Marge
-  Subduction
-  Accidents cisailants ou transformants
-  Zone d'expansion



FIGURE 184 - SCHEMA PALEO GEOGRAPHIQUE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE AU LANGHIEN

B) Du côté des zones internes:

On assiste tout d'abord à une resédimentation précoce du Numidien, en milieu marin, et alors que la diagénèse n'est pas achevée. Celle-ci se produit sur les zones internes, après que certaines nappes se soient déjà mises en place.

Il s'agit de l'olistostrome II de RAYMOND (1976) dans lequel outre le Numidien sont impliqués le flysch grés-micacé et des formations telliennes. L'espèce Globigerinoides sicanus = bisphericus est absente, mais il existe des formes intermédiaires entre G. trilobus et G. sicanus. Il pourrait s'agir d'un Burdigalien supérieur. GELARD (1979) décrit de même un olistostrome supérieur qui contient des olistolites numidiens, mais il n'apporte pas d'autres éléments de datation. L'unité supérieure des flyschs chaotiques de LAVAL (rens. écr.) ne comporte pas d'olistolites numidiens.

En Petite Kabylie, l'existence d'olistolites numidiens dans les olistostromes est plus discutable. J'ai déjà exposé que tel était le cas, selon moi, dans la région des Beni Afeur. Dans la région de Collo, BOUILLIN (1977) affirme que généralement le Numidien est absent, sauf en quelques rares cas douteux. RAOULT (1974) note dans l'olistostrome des calcaires sableux à quartz analogues à ceux du Numidien.

Après la mise en place tectonique du Numidien (sans doute sous l'eau), la sédimentation se poursuit dans plusieurs bassins: Dellys, Tizi-Ouzou, Jijel, El Milia, Collo, Cap de Fer, et autres (VILA, 1980). Là encore comme au S, deux cycles sont généralement distingués (COURME-RAULT et COUTELLE, 1979; BOUILLIN, 1977) :

- Un premier cycle qui comporte des conglomérats de base suivis par une molasse grés-marneuse et qui est daté de la partie inférieure de N8 (présence de G. sicanus et absence de Préorbulines).
- Un second cycle, encore détritique à sa base mais marneux pour le reste, qui s'étend de la partie supérieure de N8 (apparition des Préorbulines) jusqu'à la base de N13 (Serravalien moyen) en Grande Kabylie. En Kabylie de Collo (BOUILLIN, 1977), il existe des différences: d'une part dans la lithologie (premier cycle marneux, second cycle gréseux) et d'autre part dans la chronologie (émersion précoce pendant le Langhien avant l'apparition des Orbulines).

Les éléments remaniés dans les conglomérats de base reflètent la nature du substratum proche. Ainsi dans la région de Dellys ne trouve-t-on pas de Numidien, il apparaît plus à l'E dans la région d'Abizar (RAYMOND, 1976) ou d'Azazga (GELARD, 1979). En Petite Kabylie, le Numidien est remobilisé dans le post-nappe par des processus tectono-sédimentaires bien analysés par BOUILLIN (1977). On peut observer différents stades au cours desquels le Numidien est débité, désagrégé en volumes de plus en plus petits jusqu'au grain élémentaire. Le premier stade est celui de panneaux kilométriques glissant dans la mer du Burdigalien supérieur (région de Zitouna). Un second stade est celui de la dislocation et de la bréchification des grès (route de Jijel à Texenna). Un troisième stade est l'élaboration de klippes sédimentaires, de blocs et de galets de Numidien et ultimement de grès reconstitués (formation de Siouan).

III. EN TUNISIE

On ne connaît ici que la partie externe du Numidien. Les formations post-nappes ne recouvrent qu'assez peu le Numidien qui devait constituer une zone haute, tandis qu'elles se développent fortement au S dans la moyenne Medjerda et au S de Bizerte. Sur le Numidien ou à proximité, la formation détritique de base comporte des galets de Numidien, ailleurs le Numidien n'est pas remanié. Le Néogène post-nappes montre une succession d'influences continentales et marines. Les données stratigraphiques sont peu nombreuses. Ce sont surtout des arguments indirects qui permettent d'en proposer un âge

tortonien (ROUVIER,1977). En effet, les niveaux les plus récents connus dans le substratum, autre que le Numidien, appartiennent à cet étage.

En ce qui concerne la tectogénèse du Numidien, il subsiste une incertitude car il n'existe pas de datation entre les derniers niveaux de la formation de Babouch (livrant des *G. trilobus* à "silhouette" *bisphericus*, Burdigalien moyen N7 ?) et le Tortonien supposé. Le Numidien a-t-il subi les effets d'une tectogénèse au Burdigalien supérieur avant d'en subir une seconde au Tortonien ? Les phénomènes observés en Tunisie sont asynchrones par rapport à ceux de Grande Kabylie.

IV. EN SICILE ET EN CALABRE

Une profonde différence apparaît ici entre un Numidien externe, "accroché" au bloc sicilien et un Numidien interne, charrié avec son substratum plastique, soit sur les zones externes, soit sur les zones internes calabro-péloritaines.

Le Numidien externe, superposé à la série de Sclafani, est surmonté en apparence concordance par la formation de Tavernola subdivisée en un membre inférieur grés-argileux et un membre supérieur marno-sableux. C'est au sein du membre supérieur au cours du Tortonien basal (N15) que se déversent des klippes sédimentaires d'A.S., puis la nappe proprement dite (BROQUET,1968). Le Numidien externe est débité lui-même en lames tectoniques pendant la sédimentation du membre supérieur (BROQUET,1968) au cours d'un épisode mal daté, probablement langhien ou serravallien. En effet, sous le Numidien externe chevauchant, on trouve (BROQUET,1972; MASCLE,1973) des fenêtres de Miocène marneux qui parfois contiennent des Orbulines et parfois n'en contiennent pas. Les premiers terrains discordants sur le Numidien externe sont également un Miocène marneux à Orbulines. Un âge N9 pour la tectonique du Numidien externe peut être retenu, donc antérieur à l'arrivée des A.S. (et du Numidien interne) dans le bassin supra-numidien externe. L'ensemble tectonisé, Numidien externe et Numidien interne, est scellé par les conglomérats ou les calcarénites du Tortonien inférieur (les conglomérats contiennent notamment des grès numidiens).

L'âge des premiers mouvements du Numidien interne n'est pas bien précisé. Ils sont postérieurs à la partie supérieure de N5 (marnes numidiennes à silexites). Sur les Péloritains, ils sont antérieurs à la zone N9 (molasse calcaire à Orbulines, discordante sur les olistostromes qui contiennent des blocs de Numidien). Cette phase de rétro-charriage s'effectue vraisemblablement pendant la zone à Préorbulines (partie supérieure de N8). Il existe de même des indices d'auto-remaniement au sommet du Numidien interne de l'unité du Mont Sambughetti dans les marnes à Préorbulines N8 de la formation de Garbata (WEZEL,1970). Le style des premières déformations du Numidien interne, notamment des déversements vers le N, ont été analysés par BROQUET, DUEE et MASCLE (1973,1975).

On ne connaît des mouvements de la nappe du Numidien intermédiaire que des phases tardives, postérieures à la mise en place de la nappe des Argille scagliose.

V. DANS LES APENNINS MERIDIONAUX

Avant même la sédimentation des grès numidiens qui n'apparaissent que dans N6, la marge occidentale du bassin irpinien est affectée de mouvements qui se traduisent par d'abondants conglomérats. Dans ce bassin irpinien, la sédimentation des grès numidiens doit être considérée en grande partie comme une resédimentation à partir d'un Numidien sensu stricto déposé au SW. Il s'agit d'un phénomène dans lequel les processus purement sédimentaires (courants) coexistent avec les processus tectoniques. Au cours de la zone N8, des olistostromes et des marnes remaniant ensemble des débris de plateforme et des

A.S. se déposent conjointement avec les grès numidiens. Cette resédimentation numidienne continue, avec des faciès de moins en moins numidiens, jusque dans la zone N9. J'ai déjà exprimé ma réticence à faire de la formation de Serra Palazzo, s'étendant jusque dans N15 (Tortonien basal), la couverture continue du Numidien. Il me semble en effet que le Numidien s'écaille dans les marnes basales N9 de cette formation. Dans le cas contraire, le Numidien ne serait tectonisé qu'au Tortonien avec la formation de Serra Palazzo.

En conclusion, le Numidien doit être structuré à la fin du Burdigalien ou au début du Langhien. Echappent peut-être encore le Numidien externe du Nord tunisien et de Sicile qui sont écaillés au Langhien supérieur ou au Serravallien.

Les produits d'érosion de l'édifice numidien sont relativement peu abondants sous la forme de galets ce qui peut vouloir dire que les reliefs émergés ne devaient pas être très vigoureux. Leur évacuation se faisait principalement vers le S, c'est-à-dire sur la partie septentrionale du sillon péritellien implantée sur des nappes telliennes.

Du côté interne de l'intumescence numidienne, sur les marges des bassins algérien et tyrrhénien qui s'affaissent, ce sont de grands panneaux de Numidien qui glissent par gravité. Ils sont accompagnés par des olistostromes au Burdigalien supérieur anté-sicanus (olistostrome II de Grande Kabylie) et par des conglomérats et du Numidien resédimenté au Burdigalien supérieur à sicanus (bassins littoraux de Grande et de Petite Kabylie).

Le cas du Numidien externe de Sicile et celui du Numidien de la Lucanie sont particuliers. En effet, les bassins iméraux et irpinien qui sont leurs réceptacles continuent à exister pratiquement jusqu'au Tortonien inférieur, bien que modifiés par la tectonique. De son côté, la gouttière des flyschs maghrébins, entre un arc de Gibraltar embryonnaire et la Tunisie, a cessé son existence à la fin du Burdigalien.

LA PALEO GEOGRAPHIE DU BASSIN NUMIDIEN

L'Oligocène est une époque charnière au cours de laquelle la Méditerranée occidentale se transfigure: d'un côté, les bassins maghrébin et ligure se ferment, d'un autre côté les bassins algériens et provençaux s'ouvrent. Le Numidien est l'enfant tardif des premiers et c'est le principal témoin de cette révolution.

Avant d'essayer de reconstituer le bassin numidien, il faut souligner notre conviction que ce bassin était à l'origine unique: l'éclatement et le morcellement des affleurements actuels ne résultent que de mouvements tectoniques. L'unicité est également soutenue pour son alimentation africaine, via la plate-forme tunisienne.

De manière globale, le Numidien souligne à cette époque la marge de l'Afrique, du Maroc à la Sicile. Nous tenterons d'abord de situer cette marge méridionale africaine. Vers le N, la géométrie du bassin numidien est floue et liée à la mobilité de blocs continentaux: Meseta ibérique, massif bético-rifain, massifs kabyles, massif péloritano-calabrais, Panormide et Apennin calcaire méridional. La dérive divergente et asynchrone de ces blocs fait qu'il est difficile de les replacer précisément dans leur position d'origine. La contamination du bassin numidien (turbidites ou blocs resédimentés) permet d'en apprécier l'influence.

I. LA MARGE AFRICAINE DU NUMIDIEN

Le bassin oligocène du Numidien hérite en partie du bassin des flyschs massyliens crétacés. De manière presque générale, on ne connaît pas de coupe continue qui montre un Paléogène concordant sur un flysch massylien typique. Quand un tel Paléogène existe, les influences maurétaniennes prédominent souvent.

Il est donc très probable qu'au début du Tertiaire (phase pyrénéenne particulièrement) ce bassin ait été déformé. A partir de là, différentes hypothèses sont émises:

- (1) La tectogénèse conduit à une émergence de l'ex-bassin massylien,
- (2) Le Massylien est sous-charrié sous le flysch maurétanien,
- (3) Le Massylien est plissé et écaillé sous l'eau.

La première hypothèse paraît peu vraisemblable: on explique mal comment des dépôts profonds se trouvent exondés, sans un épisode de collision. Pour certains partisans de la conception "citra-kabyle" (VILA, 1980, p.564), cette collision d'un socle kabyle et d'un socle tellien a lieu précocement dès le Priabonien, entraînant la formation d'une intumescence dans laquelle sont impliqués les flyschs kabyles et les zones telliennes internes. Dans certaines conceptions "ultra" (COUTELLE, 1979), le socle kabyle, le flysch massylien et le domaine tellien sont également considérés comme structurés au Priabonien.

La seconde hypothèse est celle qui est adoptée, à des variantes près, par RAYMOND (1976), GELARD (1979) ou BOUILLIN (1977). Le Massylien est engagé sous le Maurétanien, de même que le Tellien interne sous cet ensemble. C'est une manière élégante et radicale d'escamoter le problème d'une couverture stratigraphique du Massylien. Je la partage partiellement pour certaines zones septentrionales du bassin massylien. Elle n'explique cependant pas que le Numidien est généralement superposé à des lambeaux de Massylien ou d'Ultra-tellien et non à des lambeaux de Maurétanien. Le flysch grésomiacé, de même, ne repose pas sur l'Ultra-tellien.

La troisième hypothèse, que je retiens, est celle dans laquelle le Massylien absorbe les déformations en s'écaillant sur lui-même. Les modalités de ces déformations restent très conjecturales, cependant j'essaierai d'en retracer les points essentiels.

A) Caractères généraux

Le bassin massylien représente certainement une zone de fragilité crustale. Les reconstitutions de tectonique globale font intervenir des mouvements de coulissements de plusieurs centaines de kilomètres entre l'Europe et l'Afrique au cours du Jurassique- Crétacé. Le bassin des flyschs massylien- maurétanien, entre la plaque d'Alboran et la marge tellienne, est le lieu le plus évident où ont dû s'opérer de tels coulissements. Les accidents longitudinaux décrochants ont pu rejouer en accidents chevauchants à partir de la fin du Crétacé, alors que s'amorce un rapprochement qui va se poursuivre jusqu'à nos jours.

La croûte mince qui forme le substratum du Massylien réagit à la compression:

- en s'écaillant,
- en s'affaissant sous les blocs continentaux qui l'enserrent: massifs de type kabyle d'un côté, continent africain de l'autre.

La subduction sous les massifs kabyles est mécaniquement plus facile car il ne s'agit que de lambeaux de socle offrant peu de résistance au cisaillement, c'est donc préférentiellement vers le N qu'elle s'opère. Symétriquement, cette croûte a tendance à s'enfoncer sous l'Afrique. Il n'existe pas d'argument qui indiquerait qu'une zone de subduction se soit créée.

Cependant, on peut penser qu'un fossé subsident est apparu le long de la marge africaine sans être accompagné de subduction. La flexion engendrée sur la marge africaine a entraîné un affaissement et un basculement de la pente et du plateau continental.

Résumons donc les phénomènes:

- Plissement, écaillage du Massylien et sous-charriage partiel sous le Maurétanien.
- Formation d'une gouttière subsidente qui incorpore en partie les zones telliennes les plus internes. Cette dépression sous-marine assez linéaire constitue le berceau que suivront les coulées de sable numidiennes.

Cette conception stipule donc que la zone massylienne et les zones telliennes internes ne disparaissent pas, par émergence ou par recouvrement, mais continuent leur histoire sous l'eau. La difficulté pour retracer cette histoire tient au déficit sédimentaire qui sévit de l'Eocène supérieur à l'Oligocène moyen et dont les causes (climatiques, courantologiques) ont été évoquées dans le chapitre sur l'alimentation du Numidien. Sur un fond de tectonique active, les phénomènes sédimentaires qui se produisent sont:

- une active érosion du fond sous-marin par les courants qui tend à aplanir les reliefs créés conjointement par la tectonique. Cette surface d'érosion sous-marine a été souvent confondue avec une surface d'érosion tectonique qui se serait formée sous l'effet du charriage de la nappe numidienne.
- une resédimentation, à partir des formations situées sur les reliefs ou sur la pente continentale vers des zones calmes ou des creux morphologiques. La nature des dépôts resédimentés consiste principalement en des boues argileuses qu'accompagnent plus rarement des blocs glissés. Un lien direct existe souvent entre la teneur en carbonate de Ca du substratum et celle des dépôts resédimentés. Les microfaunes enregistrent le remaniement par des mélanges abondants (Crétacé surtout), alors que la microfaune contemporaine est rare ou absente. Là encore, une confusion peut être faite de considérer ces argiles, parfois à blocs inclus, comme une semelle tectonique de la nappe numidienne.

B) Les témoins d'une marge africaine du Numidien

Après avoir énoncé la conviction d'une continuité stratigraphique entre le Numidien et un substratum, massylien ou tellien interne, et indiqué les

caractères généraux des formations de transition, quelques cas seront examinés qui permettront de fixer la bordure sud du bassin numidien.

1. Dans le Rif

Le Numidien de la zone du Fahs est fortement tectonisé et forme des radeaux qui reposent mécaniquement sur la nappe intrarifaine de Tanger. Cependant des lambeaux de Massylien restent accrochés à sa base. En de rares points (coupe de Ziafèn) est conservée une formation chaotique dont l'origine est, selon moi, sédimentaire (certains blocs sont arrondis). Elle passe vers le haut à des argiles stratifiées de teinte claire et à Tubotomaculum. Le matériel resédimenté peut être rapporté au Massylien et à l'Ultra-tellien. Dans un cadre paléogéographique, cette zone se situerait dans l'axe de la gouttière numidienne, avec des influences méridionales marquées.

Autre influence méridionale, des apports discrets de sable fin mêlés de débris carbonatés envahissent les pélites à Tubotomaculum de la formation de Dar Zhirou. L'origine de cette contamination n'est pas fixée, peut-être faut-il la rechercher dans les "grès de Larache".

Le Numidien de la zone du Sidi Habib repose aussi globalement sur la nappe de Tanger et est découpé en grands panneaux dont nous avons analysé la structure. Son substratum ne semble avoir été partiellement préservé que dans le grand monoclin à l'W de l'Haouta Bern Mediar et dans le massif de Seguedla. On remarque, plus encore à Seguedla qu'à Dar Zhirou, les apports sableux extra-numidiens et contemporains des premiers grès numidiens authentiques. Les argiles à Tubotomaculum présentent des niveaux clairs et carbonatés. Dans la coupe de l'Oued Aï'n Fokia et au S de Dchira (carte El Manzla), les niveaux de base de ces argiles à Tubotomaculum renferment des lentilles de marnes claires avec des Foraminifères benthiques et des Globigerinita. Ces faciès (confirmation faite auprès de DIDON) sont de type tellien. Il existe également en inclusion dans ces argiles écailleuses des blocs de calcaire grenu dans lesquels J.J. FLEURY a reconnu : Globotruncana stuarti-conica, G. arca, G. bulloides, G. falsostuarti probable, G. cf. contusa indiquant un âge maestrichtien, probablement pas supérieur. Le caractère sédimentaire, type "argiles à blocs", est évident selon moi. Plus bas, il est plus téméraire de voir une suite stratigraphique dans les panneaux décamétriques de calcaires blancs à silex de l'Eocène inférieur qui forment un chapelet à la base des "argiles à blocs". L'interprétation adoptée par les cartographes (DURAND DELGA et DIDON) est de placer à cet endroit un contact anormal majeur entre Numidien et nappe de Tanger. Bien que n'ayant pas leur expérience de cette région, je placerais plutôt un contact stratigraphique discordant, en repoussant plus bas le contact mécanique. Dans cette hypothèse, le Numidien de la partie occidentale de la zone du Sidi Habib, représenterait un des cas où le bassin numidien déborde sur les zones telliennes.

Dans les massifs numidiens méridionaux dont la régularité structurale est cependant plus remarquable, je n'ai pas retrouvé avec la même évidence la formation à blocs telliens resédimentés; seules s'en rapprochaient les argiles infra-numidiennes à l'W du synclinal de Sidi Issef. Comme des éboulis de grès masquent presque toujours l'observation, cette formation a très bien pu m'échapper. Diverses coupes (Moulay Abd-Es-Selam, Beni Zarfèt, Sidi Arfoun...) montrent bien un niveau chaotique basal, pouvant être d'origine sédimentaire, mais dont les éléments sont en grande majorité de type massylien.

Des phénomènes de remaniement sédimentaire à la base du Numidien se rencontrent de nouveau dans le Rif oriental au Jbel Berkane (LEBLANC et FEINBERG, 1982). N'ayant pas parcouru cette région postérieurement à leur découverte, je ne ferai que quelques remarques se basant sur les observations des auteurs.

- a) La nappe d'Aknoul sur laquelle reposerait stratigraphiquement le Numidien est comparable à la nappe de Tanger. Des différences existent au Paléocène supérieur - Lutétien inférieur (calcaires détritiques à Nummulites et



Foraminifères planctoniques se substituant aux marnes et calcaires à faciès suessonien) et au Lutétien supérieur - Priabonien (marnes noires à boules jaunes plus développées).

- b) La matrice des "marnes à blocs" est datée de l'Oligocène inférieur - moyen.
- c) Les blocs proviendraient de nappes structurellement plus basses, en d'autres termes méridionales si la polarité des recouvrements est bien vers le S. Le gypse, en particulier, est caractéristique des zones externes (bien que DIDON m'ait signalé sa présence inhabituelle dans le Numidien au N du Sidi Habib). Du fait de la polarité de leur mouvement et de leur précocité, les blocs ne peuvent être considérés comme des klipptes sédimentaires au front de nappes septentrionales ou orientales. Des phénomènes tectoniques suffisamment importants ont dû affecter la zone intrarifaine pour conduire à des éboulements ou à des glissements de blocs hectométriques vers le N.

Si l'interprétation de LEBLANC et FEINBERG est vérifiée, le Jbel Berkane représente dans le Rif le plus bel exemple de la bordure méridionale du bassin numidien.

2. En Algérie

- a) En Ouarsenis, des influences méridionales sont sensibles dans quelques massifs.

Au Kef Techta, des marnes et grès fins pourraient traduire un débordement du "faciès oranais" dans le bassin numidien, juste avant l'apparition des grès numidiens authentiques.

Au Djebel Saadia, de nouvelles observations seraient nécessaires pour déterminer le faciès du membre sous-numidien. En particulier, au S du massif et à l'E de Ramka, sous les grès numidiens existent des marnes grises et des plaques de calcaires marneux mal stratifiées ayant livré à FEINBERG une microfaune du Cénomano-Turonien et qui pourraient correspondre à un niveau de resédimentation.

Les massifs plus à l'E, montrent également des remaniements mais à partir du flysch massylien. Seul au Djebel Laghouate, à l'E d'Aïn Sfia, se rencontrent des marnes brun clair incluses dans les argiles à *Tubotomaculum* et ayant livré une riche microfaune de l'Eocène inférieur (BIZON et HOYEZ, 1979). Il s'agit, selon moi, de masses issues des zones telliennes et ayant glissé à l'Oligocène vers l'ex-zone massylienne.

Il est intéressant de comparer ces phénomènes avec ceux décrits en Oranie par FENET (1975), GUARDIA (1975) et DELTEIL (1974). Dans cette région, le Numidien n'existe qu'à l'état de minuscules lambeaux déracinés et offre peu d'intérêt, si ce n'est par sa présence. C'est l'Oligo-Miocène à faciès oranais qui couronne les formations telliennes. Celles-ci sont découpées en unités dont deux principales, l'unité Chouala et l'unité sénonienne, ont des séries complémentaires et peuvent résulter du clivage d'une série unique. Les auteurs ont montré qu'il existait un niveau de resédimentation qui, non seulement était discordant sur divers termes ces unités, mais encore scellait et fossilisait le contact tectonique entre ces deux unités. Ce niveau de resédimentation peut prendre l'aspect d'un olistostrome (= marnes à blocs) ou de conglomérats. Les éléments remaniés vont des cargneules et dolomies triasiques aux marnes lutétiennes, en passant surtout par les marnes sénoniennes. La microfaune la plus récente indique un âge lutétien élevé. En continuité stratigraphique font suite des marnes brun sombre peu calcareuses qui se chargent progressivement en grès fins et dont les microfaunes (peu précises) indiquent le Priabonien et l'Oligocène inférieur-moyen. Ces marnes montrent encore d'abondantes traces de remaniement et des conglomérats.

L'interprétation des auteurs est de placer au Lutétien une phase tectonique majeure qui débite les flyschs, les zones internes et les zones telliennes en nappes. Seule la partie méridionale du bassin tellien ne serait pas atteinte

par la déformation, alors que dans la partie septentrionale des klippes sédimentaires et des conglomérats se mettraient en place sous l'eau.

Mon interprétation, à partir des mêmes constatations de départ, est différente. Des déformations en compression (plis, écailles) affecteraient les zones telliennes internes, en même temps que ces dernières s'affaibliraient en déplaçant le talus vers le S. La resédimentation s'opèrerait donc préférentiellement par gravité du S vers le N du fait du gradient général de pente. Le matériel resédimenté est de provenance locale tellienne; il n'incorpore pas d'éléments du socle kabyle ou des flyschs. Il reste cependant difficile d'analyser le style des déformations et leur vergence. Je n'exclue pas, pour ma part, l'existence de vastes slumpings, décollant le Sénonien - Eocène et le faisant glisser vers le N dans les parties plus profondes du bassin tellien. Les faunes découvertes jusqu'à présent situent les phénomènes de resédimentation dans le Lutétien, il conviendrait de multiplier les datations pour s'assurer qu'ils ne sont pas postérieurs comme dans d'autres régions (priaboniens, VILA, 1980, ou oligocènes LEBLANC et FEINBERG, 1982). Sur la bordure nord des Hautes Plaines dans l'avant-pays oranais, c'est à l'Eocène moyen et supérieur qu'ont lieu des mouvements compressifs importants (BENSALA et al., 1987). En résumé, le Tell oranais correspond vraisemblablement au talus qui bordait au S la gouttière numidienne.

- b) Dans la zone subbibanique, le Numidien traîne généralement à sa base une semelle de flysch massylien à microbrèches et il existe entre les deux ensembles une nette disharmonie. Seul le Djebel Dira semble reposer presque normalement sur des marnes grises riches en "beef" et à lentilles stratifiées de gypse que l'on rapporte au faciès tellien.

Dans la semelle massylienne, l'abondance de conglomérats de type baborien est un argument pour situer cette portion du bassin massylien en position externe.

- c) En Grande Kabylie, le Numidien repose en règle générale sur le Massylien (flysch de Tagdint) qui, à une disharmonie près, doit représenter son substratum stratigraphique tectonisé. Des influences externes, telliennes, s'observent cependant en certains cas.

Une partie du Numidien, entre la forêt de Mizrana et Aït Raouna, représente à mes yeux la couverture stratigraphique du Tellien (Ultra-tellien ?) de Dellys. La remise en mouvement, contemporaine et postérieure à l'olistostrome II, a altéré leur liens mutuels. On peut cependant voir dans les marnes à Tubotomaculum, une filiation avec les marnes telliennes.

Il peut en être de même du Numidien des unités inférieures et médianes de COUTELLE (Iril ou Arbetal, Takrietz, Iril ou Meced et S de Bejaia) qui montre un membre basal atypique et qui repose sur des formations telliennes internes conglomératiques.

- d) En Petite Kabylie, plusieurs cas sont à examiner.

Le Numidien supra-kabyle est rarement accompagné par son substratum. Quand il l'est, il s'agit de flysch dont l'état de dilacération ne permet guère de le dissocier des olistostromes sous-jacents.

Le Numidien qui borde immédiatement le socle (Tamesguida, Zouarha, N de Guelma) repose sur le flysch massylien typique. Au S de cette frange, le Numidien repose sur l'Ultra-tellien ou sur la formation intermédiaire de l'Adissa qui se développe vers l'E. On peut citer les affleurements du Dj. Megriss, de Souk-el-Djemaa, de la région de Constantine et d'Oued Zénati. La coupe du Douar Khorfan (RAOULT, 1974) se place à la limite méridionale de la zone massylienne. Elle montre l'abondance des remaniements à la base des argiles à Tubotomaculum, de provenance massylienne pour l'essentiel mais également tellienne (marnes, glauconie). Le cas du Dj. Medelsou n'est pas parfaitement résolu: je considère que les "marnes à blocs" de VILA (1980)

sont un faciès dissocié de l'Ultra-tellien, acquis au Priabonien ou plus tard. Elles constitueraient le substratum stratigraphique du Numidien le plus externe sur cette transversale et elles seraient charriées avec le Numidien sur des zones telliennes plus externes.

3. En Tunisie et aux confins algéro-tunisiens

La formation massylienne atypique de l'Adissa devient le substratum habituel du Numidien. Cette formation se distingue du Massylien-type par l'existence d'un Eocène et par l'abondance des remaniements à différents niveaux stratigraphiques (ce qui témoigne d'une zone instable probablement située en bas de talus). La formation à blocs priabonienne décrite par VILA (1980) aux confins algéro-tunisiens reposerait à la fois sur l'Ultra-tellien (unité d'Aïn Draham) et sur l'unité de l'Adissa. A la différence des phénomènes décrits au Maroc, les éléments remaniés dans la formation à blocs seraient d'origine "interne" et non "externe" par rapport aux unités sur lesquelles la formation à blocs repose. Pour VILA, les formations à blocs, contenant en particulier de l'Eocène Adissa (interne donc), s'étendraient jusque sur des séries telliennes assez externes. Comme il a été rappelé pour le Dj. Medelou, je ne partage pas (ainsi que d'autres auteurs) cette opinion: les formations à blocs seraient dans ce cas charriées sur leur substratum.

La continuité et la discordance du Numidien sur l'unité de l'Adissa et sur l'Ultra-tellien, avec ou sans intercalation de marnes à blocs, ont pu exister à l'origine, mais on est incapable d'évaluer l'importance de la disharmonie. Il me semble que les argiles à Tubotomaculum les plus basses, chaotiques, peuvent constituer un horizon de remaniement et d'aplanissement. La "surface morphologique intersectant le sommet des unités de l'Adissa et d'Aïn-Draham", décrite par ROUVIER (1977), représente pour moi une surface de discordance.

Le cas du Numidien le plus externe qui ne comporte à sa base ni formation de l'Adissa, ni Ultra-tellien est différent. Il s'agit du Numidien de la Haute Medjerda, du Djebel Khreroufa et des Mogods. Ce Numidien, charrié sur le parautochtone, comporte une semelle: l'unité d'Ed Diss dans sa partie interne et l'unité du Kasseb dans sa partie externe. Ces deux unités atteignent l'Oligocène inférieur (zone à G. opima). Il est légitime de penser que le Numidien ait pu constituer leur couverture stratigraphique, après leur déformation. Ceci s'appuie sur le fait que le faciès d'argilites gréso-glauconieuses de l'unité d'Ed Diss ne se différencie pas de celui qui constitue plusieurs niveaux à la base de la formation du Zouza, incontestablement numidienne. Certains de ces niveaux de base, lenticulaires mais interstratifiés, évoquent des remaniements ou des slumpings locaux. La persistance du remaniement de sédiments telliens (slumpings, conglomérats) dans toute la colonne stratigraphique du Numidien de cette zone est par ailleurs remarquable. C'est la démonstration la plus évidente que le bassin numidien jouxtait au S un talus implanté sur des zones telliennes.

Certes la disharmonie est encore de règle et la présence d'un film de Trias entre l'unité d'Ed Diss et le Numidien souligne parfois le décollement. Je considère néanmoins que le contact tectonique majeur miocène se place à la base de l'unité du Kasseb. En résumé, il est probable que le Numidien s'est déposé sur la partie septentrionale de la zone occupée par l'ensemble Ed Diss -Kasseb.

4. En Sicile

La définition d'une marge africaine dépend de certaines considérations paléogéographiques. En premier lieu, se pose la question de la place du Panormide par rapport à l'avant-pays sicilien et à l'Apennin calcaire méridional. L'hypothèse retenue ici intègre le Panormide à l'ensemble des plate-formes apennines et suppose qu'un bassin (bassin imérais ou zone de Sclafani) le sépare des zones externes siciliennes. Ce parti ne correspond pas à celui généralement admis

(BROQUET,1968) dans lequel le Panormide est une plate-forme sicilienne, intermédiaire entre le bassin imérais au S et le bassin des flyschs au N.

Dans notre hypothèse, la marge tellienne était relayée vers l'E par la marge septentrionale du bloc pélagien. Un escarpement bordait au N la plate-forme d'Halk-el-Menzel et la zone de Vicari, puis vers l'E succédait un talus moins pentu (zone de Campofiorito ou bassin sicanien). Il n'y avait pas de discontinuité sédimentaire majeure entre les divers types de Numidien. Le passage du Numidien interne au Numidien externe s'effectuait latéralement, essentiellement d'W en E, plus que dans le sens N-S. Ainsi le Numidien interne subit-il les influences maghrébines et le Numidien externe les influences "pélagiennes".

Le Numidien interne est replacé sur la transversale du Cap Bon, assez loin vers le N et dans la partie distale du cône sous-marin numidien (la partie proximale étant restée solidaire de la plate-forme nord-tunisienne). L'unité de Sperlinga qui contient moins de grès que l'unité du Mont Sambughetti correspond à la position la plus distale. On retrouve dans les A.S. qui forment le substratum du Numidien interne des influences africaines. Ainsi une sédimentation argileuse abondante envahit en même temps la Tunisie: Crétacé supérieur - Paléocène avec les formations Aleg et El Haria (BUROLLET,1956), Eocène moyen et supérieur avec la formation Souar. A l'Eocène inférieur - moyen p.p., l'origine du matériel des turbidites calcaires de la formation de Polizzi n'est pas clairement affirmée et peut-être multiple: boue calcaire à Globigérines de la région tunisienne, mais également calcarénites à Alvéolines du Panormide ou de la Dorsale calcaire. Rappelons que divers auteurs ont souligné les ressemblances entre la formation de Polizzi et l'Eocène de l'Adissa.

Le Numidien externe est replacé sur la transversale des Iles Egades. Son bassin est donc limité au S par les plate-formes rattachées au bloc pélagien et au N par le Panormide. Il est alimenté en sable par le delta de Fortuna. Antérieurement au dépôt du Numidien, le bassin est assez profond et assure la liaison entre le bassin maghrébin et la Mésogée. Son éloignement des apports détritiques du domaine tellien entraîne une faiblesse du taux de sédimentation. Lorsque ce taux est minimum, il se dépose des radiolarites ou des argiles rouges (faciès que l'on retrouve dans les zones du Lagonegro, de Campofiorito et certaines zones helléniques). En période de forte activité chimique sur les plate-formes environnantes, des boues carbonatées fines débordent dans le bassin et donnent des scaglias d'autant plus colorées de rouge qu'elles sont profondes ou éloignées. En période d'instabilité tectonique, ce sont des turbidites calcaires, des conglomérats ou des klippes sédimentaires qui envahissent le bassin. Les éléments remaniés de grande taille (Jurassique supérieur à Cénomaniens à faciès récifal) semblent provenir de la marge panormide, quoique des faciès à Rudistes existent sur la plate-forme d'Halk-el-Menzel. C'est à partir du Lutétien, et davantage à l'Eocène supérieur et à l'Oligocène, que l'on discerne une parenté dans les niveaux calcaires. En effet, les calcaires à Lithothamniées et à Polypiers offrent une certaine ressemblance dans la formation de Caltavuturo (faciès méridional), la formation "Halk-el-Menzel" (BONNEFOUS et BISMUTH,1982) et le calcaire de Reinèche. Les calcaires ou les microbrèches à Lépidocyclines me semblent également caractériser un domaine méridional.

Des phénomènes tectoniques affectent le bassin imérais au cours d'un Eocène mal daté (Eocène moyen ?) et sont responsables d'une discordance et de ravinelements ne dépassant pas le Crétacé. Leur importance semble nettement plus faible que pour ceux affectant le bassin maghrébin (transformante ligure ?). A l'Oligocène, particulièrement à l'Oligocène supérieur, le contact entre Panormide et bassin imérais est le siège de déformations importantes donnant lieu à des écroulements et à des klippes sédimentaires.

Les influences méridionales enregistrées dans le Numidien lui-même sont surtout sensibles dans les Sicani et les Madonies occidentales. Malheureusement, le Numidien s'y trouve généralement décollé de son substratum et entraîné à l'état de klippes sédimentaires dans le Tortonien. Il présente des passages

glauconieux qui le rapproche des faciès de la zone trapanaise et de la zone de Campofiorito, ainsi que des moules de Lamellibranches qui indiquent la proximité de zones néritiques. La réduction d'épaisseur des grès implique également un relèvement du fond vers le S.

II. L'EXTENSION VERS LE N DU BASSIN NUMIDIEN

A) Traits généraux

Il existe une différence entre les bords nord et sud du bassin numidien. Le bord sud semble bien marqué, découpé dans les zones telliennes internes effondrées. Le bord nord est plus diffus, irrégulier, accidenté par des crêtes sous-marines. Il communiquait par des trouées entre ces crêtes avec d'autres bassins aussi profonds, alimentés par d'autres sources. Le seul véritable escarpement était formé au NE par la plate-forme panormide, hachée à l'Oligocène par des failles décrochantes, et qui glissait par grands panneaux dans le bassin numidien.

Les différents noyaux de socle, dérivés de l'éclatement du bloc d'Alboran, constituaient des zones hautes, quoique en grande partie submergées, séparant la gouttière maghrébine du bassin algérien. Le Numidien se déposait assez loin de ces éléments de socle; il n'a pu se déposer au-dessus, en "néoautochtone", car à la même époque ceux-ci étaient recouverts de graywackes. Un prisme d'accrétion se développait au front des noyaux de socle, incorporant la dorsale et les flyschs maurétaniens. De nouveaux plans de sous-charriages naissaient et se propageaient vers les zones externes et certains atteignaient la zone de dépôt du Numidien. Un fossé, en ligne brisée car les noyaux kabylo-rifains étaient discontinus et avaient un mouvement divergent, s'allongeait entre la Calabre et l'Atlantique. On peut penser que des communications s'établissaient entre le revers nord des noyaux kabyles (marge du bassin algérien) et la zone du fossé, au niveau des ensellements ou des hiatus de socle. Ces liaisons pouvaient permettre à des turbidites "grés-micacées" d'atteindre le fossé au S.

Le noyau bético-rifain doit être replacé à l'Oligocène à plusieurs centaines de kilomètres à l'E de sa position actuelle (si l'on déplie les nappes de l'arc de Gibraltar). Du fait du mouvement vers l'W de ce massif, le fossé à turbidites grés-micacées qui le bordait devait donc présenter une direction N-S. Un coude reliait donc le bassin du flysch d'Algesiras - Beni Ider à celui du flysch du Djebel Zima.

Bien des incertitudes demeurent sur les bassins qui occupaient l'espace entre la Meseta ibérique et l'Atlas marocain, dont le contenu occupait en partie la Mer d'Alboran actuelle et qui s'est déversé vers l'Atlantique. La double action de rapprochement de l'Espagne et de l'Afrique et de la dérive vers l'W du socle bético-rifain ont dû avoir pour effet des déformations complexes (que nous avons tenté de décrypter au travers des structures numidiennes, DIDON et HOYEZ, 1977). L'extension exacte du Numidien par rapport à l'Ibérie n'est pas connue et on ne peut que faire des hypothèses sur ce sujet:

- la dispersion maximale vers le NW des sables numidiens (antérieurement à tout remaniement sédimentaire) pouvait s'étendre vers l'emplacement actuel de l'île d'Alboran.
- le substratum du Numidien est constitué, selon moi, de deux ensembles, l'un stratifié sur lequel le Numidien est approximativement concordant, l'autre chaotique avec des mélanges sédimentaires. L'ensemble inférieur se compose essentiellement de matériel du Crétacé supérieur argileux. La base de l'ensemble supérieur n'est pas datée avec certitude. Si l'on considère que les faunes ne sont pas remaniées, il s'agit de Paléocène; si elles le sont, alors il s'agit de Priabonien. Cet ensemble s'étend jusque dans N4 et comporte un Oligocène à Lépidocyclines. Il est caractérisé par des turbidites calcaires, dites à faciès de Beni'za, qui ne se développent qu'au N d'Algesiras. Ce membre infra-numidien est donc typiquement espagnol. Les éléments remaniés

ne peuvent provenir que de deux domaines, soit du plateau continental sud-ibérique, soit de la couverture bétique. L'origine ne peut être la même que celle de l'Eocène-Oligocène de la série d'Algésiras qui possède des faciès différents. Par contre, la zone limite ou le Subbétique méridional (PAQUET, 1969) qui montrent des faciès conglomératiques à Algues, Polypiers et Lépidocyclines constituent des sources vraisemblables; la zone prébétique (DURAND DELGA et MAGNE, 1960) est une source plus hypothétique. Le faciès de Beni'za disparaît vers le S et vers l'W, il ne subsiste dans ces directions que les argiles à Tubotomaculum.

- Au cours du Burdigalien, à la fin de la sédimentation des grès numidiens, les parties les plus distales du bassin numidien sont coincées et découpées dans le couloir qui deviendra la "zone de Colmenar". Ce Numidien, déjà pollué par le matériel bétique, est resédimenté et mélangé avec des blocs de provenance différente. Il me paraît cependant peu vraisemblable que de l'authentique Numidien ait pu être incorporé à l'E de Grenade. Les grès "numidoïdes", jamais très développés, doivent être considérés en ce cas comme une convergence de faciès. Leur formation-mère est probablement le Trias malaguide. Le mimétisme n'implique pas pour autant que ce Trias ait pu être à la source du Numidien.

B) La proximité des noyaux de socle: la zone mérinide

La multiplication des points d'observation de séries s'apparentant au Numidien et au flysch grés-micacé, a conduit (DIDON et HOYEZ, 1978) à proposer le terme générique de "mérinide". L'introduction de ce nouveau terme se justifiait, à nos yeux, pour deux raisons:

- d'une part, ce nom qualifie clairement des séries dites jusqu'alors "mixtes" ou "intermédiaires" sans précision, ou encore appelées "medjaniennes", adjectif ayant été appliqué anciennement à des séries diverses.
- d'autre part, il souligne la généralité et l'importance d'une zone paléogéographique qui, de l'Espagne à la Sicile, jalonne le bord interne du bassin numidien.

La définition d'une série mérinide se fonde sur plusieurs coupes rifaines et algériennes qui montrent des caractères semblables. Elle n'est pas l'équivalent des "successions oligo-miocènes mixtes" (GUERRERA et al., 1986) qui amalgament des flyschs d'âge et de signification différents. Dans les lignes suivantes, nous ferons donc une distinction entre:

- a) Les séries mérinides types, caractérisées par un flysch à matériel mixte et à séquences décamétriques, reposant en concordance sur un ensemble sénono-oligocène. Ce substratum, assez bien stratifié dans sa partie supérieure, se divise en un membre pélitique lie-de-vin priabono-oligocène et un membre argileux à turbidites calcaires sénonien - priabonien.
- b) Les séries mérinides incomplètes qui ne montrent qu'une partie de leur substratum ou qui montrent une discontinuité (sédimentaire ou tectonique) avec celui-ci.
- c) Les séries numidiennes à substratum d'affinités mérinides.
- d) Les autres séries mixtes qu'il faut replacer dans leur contexte.

1) Les séries mérinides types

- a) En Andalousie, ces séries se restreignent aux massifs du Puerto de Bolonia et du Bujo-Cabrilo (DIDON, 1969). Nous en avons rappelé les principales caractéristiques stratigraphiques et sédimentologiques. PENDON (1977) donne des informations sur la stratonomie et les microfaciès. Les paléocourants qu'il a mesurés et cartographiés, ne peuvent être pris en considération, en l'état, car ils sont faussés par de violentes déformations tectoniques.
- b) Dans le Rif, le groupe de l'Imám-Rhîf (DIDON et HOYEZ, 1978) est un des meilleurs exemples à l'origine de la définition des séries mérinides. Les

influences maurétaniennes sont ici prépondérantes, ce groupe représentant les écaillés frontales de la nappe des Beni-Ider. Cette zone apporte la démonstration éclatante de la position externe du Numidien. Ainsi, de l'intérieur vers l'extérieur de la chaîne, passe-t-on, au travers des écaillés successives de la nappe des Beni-Ider, de faciès proximaux à des faciès distaux, ces derniers s'enrichissant en matériel numidien.

Du point de vue structural (fig.2, HOYEZ et DIDON,1978), sur des profils sériés, on observe le renversement et le rétrochevauchement de certaines écaillés au front de la nappe des Beni-Ider. Dans cette situation, le Numidien vient rétro-chevaucher les écaillés mérinides. Ce déplacement relatif du Numidien vers les zones internes explique, à mon sens, les cas encore plus anormaux de type Bellounis (voir ci-après) ou Zem Zem.

- c) En Algérie, à l'W de la Grande Kabylie, le flysch crétacé- nummulitique de l'unité du Djebel Zima (TEFIANI, 1967) montre également une continuité et une concordance du Campanien supérieur à l'Oligocène (Aquitainien ?). Le faciès grés-micacé est largement dominant; les grès numidiens sont dégradés, rares, en bancs peu épais et semblent surtout se développer dans les écaillés méridionales. L'écaillé septentrionale a une structure synclinale déversée vers le N.
- d) En Algérie, à l'E de la Grande Kabylie, la série mérinide complète s'observe parfaitement dans les lames médianes et méridionales du flysch de Port-Gueydon (GELARD,1979), se poursuivant vers l'E dans l'Oued Youssef (LAVAL,1970). Dans la lame septentrionale du Cap Corbelin, les intercalations de grès numidiens sont très rares.

La série de Medjana, au S des Biban (CAIRE,1957; HOYEZ,1976) est la réplique de la série de Port-Gueydon. Les barres de grès numidiens se limitent à deux ou trois, mais forment des repères continus et remarquables.

- e) En Algérie, au S de la Petite Kabylie, le massif de Gravelote montre de rares grès numidoïdes au sein du flysch grés-micacé.
- Plus à l'E, il n'existe pas de série mérinide complète et continue.

2) Les séries mérinides incomplètes

- a) En Andalousie, les séries mixtes de la zone de Colmenar sont rattachées avec beaucoup d'incertitude aux séries mérinides. En effet, les séquences décamétriques du faciès grés-micacé n'apparaissent pas et le substratum est inconnu.
- b) Dans le Rif, le lambeau de Tala' Lakrah montre généralement des complications au niveau des pélites rouges et on n'observerait qu'en de rares points la succession stratigraphique avec le Crétacé supérieur - Eocène. Abstraction faite des contacts tectoniques, une discordance n'est pas exclue. Les faciès grés-micacé et numidien offrent un développement comparable. A proximité, dans la coupe de la plage de Leliak, dans les lames externes rapportées à la nappe des Beni-Ider (mais tout aussi bien mérinides), trois barres de grès (de 8, 10 et 5 m d'épaisseur) sont intercalées dans le flysch grés-micacé.
- c) En Algérie, au NE de l'Atlas de Blida, le massif de la Koudiat el Ousfane, rapporté au flysch grés-micacé (BONNETON,1977) pourrait comporter des grès numidiens et être ainsi classé dans les séries mérinides.
- d) A l'E de Tablat, le massif du Kef Tigrebine montre de nombreuses barres de grès numidien dans un flysch grés-micacé. Le Crétacé- Eocène est assez chaotique et il m'a semblé qu'il pouvait être repris en blocs à la base des pélites sombres formant le substratum du flysch mixte.
- e) A l'extrémité nord-est des Biban, le petit massif de Ras el Fedh au NE de Tittest (GLACON,1962) constitue un lambeau de flysch grés-micacé charrié sur le Crétacé conglomératique tellien. Quelques bancs de grès numidoïdes affleurent au sommet de la série près du village et de l'école.
- f) Au NE de la Grande Kabylie, dans la région de Dellys, le flysch grés-micacé repose toujours en contact tectonique sur son substratum. RAYMOND (1976) y

décrit des intercalations de grès "pseudo-numidiens" à l'E d'Aïn Roubaï et dans le massif d'Agachene.

- g) A l'W de la Petite Kabylie, au SW de Jijel, le flysch d'El Aouna (RAOULT et al., 1982) est l'équivalent du flysch de Port Gueydon, avec des lentilles de grès numidien. Cette série est malheureusement hachée par la tectonique et masquée par le couvert forestier.
- h) En Petite Kabylie, au S du Moul ed Demamene, la série d'El Akbia (BOUILLIN, 1977) est une série mixte dans laquelle les faciès numidien et grés-micacé offrent sensiblement le même développement. Elle repose en contact tectonique sur des argiles rouges et des niveaux d'âge crétacé à éocène moyen.
- i) Dans l'île de la Galite, affleure principalement le flysch grés-micacé (DURAND DELGA, 1956). Dans ce flysch s'intercale une barre décamétrique de grès rappelant le Numidien.
- j) En Sicile, la série du Stretto del Casale (HOYEZ et ANDREIEFF, 1975), montre de puissantes barres de grès numidien dans le flysch grés-micacé. Le contact avec les A.S. est tectonique.

Selon MONTANARI (1983) et GUERRERA et al. (1986), un passage latéral de faciès s'observerait, au SW de Tusa, entre des marnes tuffitiques à faciès de Tusa et des marnes grises à très minces niveaux de grès numidoïdes.

3) Les séries numidiennes à substratum d'affinité mérinide

Sous ce titre sont regroupées des séries dans lesquelles le faciès numidien est soit exclusif, soit très largement dominant sur le faciès grés-micacé. Elles se différencient du Numidien-type par leur Priabono-Oligocène à faciès pélitique lie-de-vin sans Tubotomaculum. Une grande ressemblance et une même parenté lient ces pélites avec celles du Maurétanien type et avec celles de la Dorsale externe. Un héritage du Permo-Trias ou des brèches rouges oligocènes est vraisemblable. Au-dessous des pélites, la série est plus ou moins complète.

- a) En Andalousie, C'est dans la zone de la Sierra Blanquilla qu'une certaine convergence peut être trouvée avec le faciès mérinide.
- b) Dans le Rif, le massif du Zinât-Est a préservé une bonne coupe dans l'Oligocène pélitique grâce à sa structure synforme renversée. Le Jbel Brhârzha a une affinité mérinide plus floue. Le massif d'El Kouaoura est beaucoup plus remarquable: en plus des pélites rouges, des grès micacés assurent la transition vers le haut avec les grès numidiens, alors que vers le bas se développent les calcarénites éocènes. Le Jbel Khizana, de même que la partie orientale du massif des Beni Bou Hadi, évoquent d'assez loin les séries mérinides.
- c) Dans l'Ouarsenis, le membre inférieur numidien est toujours constitué d'argiles à Tubotomaculum. Cependant, au S de la forêt des Cèdres, il surmonte des calcarénites crétacées et éocènes à faciès typiquement maurétanien.
- d) Dans l'E de la Grande Kabylie, la série de l'Oued Mraï'd de LAVAL (1970) comporte des passées grés-micacées et un substratum de pélites violacées. J'ai également constaté que le massif du Cap Sigli, renversé à 1 km au SW du phare, admet comme membre inférieur des pélites rouges de type mérinide. Sur le terrain de thèse de GELARD (1979), le membre inférieur numidien présente parfois (Challam - Moknea, Aï't Saï'd) la superposition stratigraphique d'argiles varicolores à Tubotomaculum sur des argiles rouges sans Tubotomaculum avec des calcaires de type maurétanien.
- e) En Petite Kabylie, le Numidien de la Mechtat Stalgneuf (BOUILLIN, 1977) repose stratigraphiquement sur une vingtaine de mètres d'argiles et de grès micacés puis sur une formation pélitique lie-de-vin dépourvue de Tubotomaculum.

4) Les autres séries mixtes

Les séries mérinides types se reconnaissent à un ensemble de critères:

- **Critères stratigraphiques:** continuité et assez souvent concordance du Sénonien à l'Aquitanien (rarement daté);
- **Critères sédimentologiques:** turbidites calcaires jusqu'à l'Eocène supérieur, turbidites gréseuses franches à partir de l'Oligocène supérieur. A l'Aquitanien, sédimentation mixte mais tranchée du grés-micacé et du Numidien, avec hybridation rare. Le rythmogramme et la lithologie de la séquence du faciès grés-micacé mérinide sont caractéristiques de l'ensemble des flyschs grés-micacés.
- **Critères structuraux:** lames tectoniques accolées, à structure interne fortement plissée ou écaillée mais régulière. Dans les cas les plus simples, ces lames sont au front de la nappe des flyschs grés-micacés. Cette position primitive est rarement conservée et les lames mérinides sont dispersées en lambeaux glissés soit vers les zones externes soit vers les zones internes.

Les séries, dites mixtes, que nous allons examiner diffèrent radicalement des séries mérinides.

a) Les séries prédorsaliennes

Le terme "prédorsalien" a été introduit par DURAND DELGA (1972) pour réunir dans une colonne synthétique des terrains qui n'apparaissent jamais de manière continue. Ces terrains dessinent une étroite bande plus ou moins régulière jouxtant généralement la dorsale calcaire (d'où le nom) et s'allongeant des Bokoyas (Maroc) jusqu'à Grenade (Espagne). Le Prédorsalien est donc typiquement bético-rifain. Structuralement, la zone prédorsalienne constitue la bordure des zones internes, charriée sur les flyschs maurétaniens (Tisirène, Beni Ider) ou, quand ces derniers n'existent pas, sur les zones externes rifaines ou bétiques.

Le terme le plus récent au sein du Prédorsalien est constitué par une formation périto-gréseuse brune, généralement azoïque, dans laquelle FEINBERG (*in* OLIVIER, 1984) a reconnu, en de rares points, une nannoflore de l'Aquitanien (zones NN1 et NN2, équivalentes des zones N4 et N5 de BLOW). Dans cette formation s'interstratifient des niveaux de grès qualifiés de "numidoïdes" car leur apparence s'identifie plus ou moins avec les grès numidiens typiques. L'association de ces grès numidoïdes avec les pélites gréseuses, souvent micacées, justifie aux yeux de certains l'appellation de "séries mixtes". Cette appellation est fallacieuse car elle introduit un amalgame avec les séries mérinides qui ne présentent, à mes yeux, aucun rapport.

La question du Prédorsalien est difficile à trancher. C'est un des cas où l'interprétation des observations de terrain n'est pas univoque. Selon sa conception personnelle, on privilégie une interprétation plutôt qu'une autre. La nature des contacts, tectoniques ou sédimentaires, est au centre d'un débat que l'absence ou la rareté des microfaunes ne permet pas de régler. Pour résumer, deux théories s'opposent:

Première théorie: Le domaine prédorsalien s'est individualisé précocement (Lias) et il a constitué jusqu'à l'Aquitanien une zone de transition entre la dorsale calcaire et le bassin des flyschs. Les grès numidoïdes sont des grès numidiens authentiques déposés à l'Aquitanien dans les parties distales du bassin numidien proches de la dorsale. Cette conception est défendue par DURAND DELGA (1980) et OLIVIER (1984).

Seconde théorie: Le domaine prédorsalien s'est individualisé au Burdigalien N6 et il constitue un bassin de resédimentation dans lequel des blocs exotiques ont glissé, issus à la fois de zones plus internes (dorsale) et de zones plus

externes (flyschs). Les grès numidoïdes sont en partie remaniés à partir des grès numidiens. BOURGOIS (1977) a généralisé cette théorie à l'ensemble bético-rifain et il a proposé le terme de "Néonumidien" pour désigner la matrice pélito-gréseuse des blocs. S'il peut s'appliquer à certains niveaux mimétiques du Numidien, ce terme semble toutefois malheureux pour qualifier la formation entière.

Mon expérience limitée des séries prédorsaliennes ne me permet pas d'avancer des données nouvelles. Cependant, leur comparaison avec le Numidien et les flyschs grésomiacé et mérinide me conduit à retenir la seconde hypothèse plutôt que la première.

Si l'on admet la première théorie: le Numidoïde est contemporain du Numidien. Il faut alors affirmer que le flysch grésomiacé n'a pas pu se déposer à l'Aquitaniens étant donné qu'il est plus interne que le Numidien et qu'il est dépourvu de Numidien. Or ceci est en contradiction avec les données micropaléontologiques (CHIOCCHINI et al., 1978) et avec le fait que le Numidien et le flysch grésomiacé sont intriqués dans les séries mérinides. Que devient le domaine du flysch grésomiacé à l'Aquitaniens ? Il faut le faire disparaître, de même que le domaine mérinide, sous le charriage du domaine prédorsalien. Mais alors pourquoi, dans certaines séries mérinides, le faciès numidien apparaît-il avant le faciès grésomiacé ?

Cette théorie nécessite une forte contraction du bassin des flyschs à l'Oligocène supérieur pour amener le domaine prédorsalien au contact du bassin numidien. De telles déformations sont assez contradictoires avec la pérennité supposée du domaine prédorsalien.

Les datations les plus récentes indiquent l'Aquitaniens supérieur (nannoplancton NN2), avec peut-être l'apparition de G. trilobus (EL HATIMI, 1982, réfutée par OLIVIER). En Espagne, plusieurs coupes montrent des alternances de grès numidoïdes et de silexites. Ces silexites ne sont pas datées, mais peuvent être comparées aux silexites supra-numidiennes ou aux moronites qui apparaissent au-dessus du datum à G. trilobus.

En admettant encore la première théorie, on peut tenter de rechercher les analogies sédimentaires existant entre la colonne prédorsalienne et les colonnes voisines, dorsale externe et série maurétanienne des Beni-Ider. La comparaison ne peut porter que sur les niveaux sommitaux, seuls admis comme prédorsaliens dans les deux théories. Pour les uns, il s'agit d'Aquitaniens, pour les autres de Burdigalien. L'épaisseur est de l'ordre de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres mais l'établissement d'une colonne synthétique est illusoire. On observe les lithotypes suivants :

- Des pélites marneuses grises et brunes alternant avec des grès pélitiques fins de même teinte, en petits bancs ou plaquettes. Ces grès sont faiblement micacés et feldspathiques, rarement carbonatés.
- Des grès numidoïdes, s'écartant plus ou moins du faciès numidien pur. Ils peuvent s'enrichir en ciment pélitique, en micas, en feldspaths, en débris lithiques (micaschistes, calcaires), en glauconie. L'épaisseur des bancs, régulière ou non, peut atteindre plusieurs mètres.
- Des microbrèches à grands Foraminifères (Eulépidines, Néphrolépidines, Hétérostégines, grandes Operculines, gros Rotalidés et Miogypsinoïdes) mélangés à des éléments calcaires à faciès dorsalien.
- Des grès pélitiques à débris végétaux.
- Des blocs calcaires où l'on reconnaît le Lias ou le Néocomien dorsalien.
- Des blocs ou des panneaux hectométriques de grès numidiens. En effet, ces masses ont strictement la même composition et les mêmes structures que le Numidien "à pedigree" mais sont environnées par les pélites marneuses. Cette interprétation n'est pas admise par OLIVIER qui ne fait pas de distinction avec les grès numidoïdes stratifiés et qui affirme qu' "on ne rencontre pas dans la zone prédorsalienne de flysch attribuable aux grandes unités de Flyschs rifains".

Si l'on effectue une comparaison avec les unités les plus externes de la dorsale bético-rifaine, on constate d'abord que dans celles-ci l'Aquitaniens franc n'est pas caractérisé. Les termes les plus élevés stratigraphiquement sont l'Oligocène moyen-supérieur, parfois la limite Oligocène-Miocène. Il s'agit principalement de marnes à blocs, de poudingues, ainsi que de pélites et de grès micacés qui n'atteignent une certaine épaisseur (supérieure à 200 m) que dans les unités d'Ametrasse-Bettara.

D'un autre côté, le flysch grés-micacé de la nappe des Beni-Ider comprend l'Oligocène supérieur, mais il s'étend jusqu'à l'Aquitaniens supérieur (présence de *G. trilobus* (CHIOCCHINI et al., 1978)). Par rapport à la dorsale, le faciès pélitique et grés-micacé est beaucoup mieux développé, avec des unités séquentielles; le faciès conglomératique évolue à l'inverse. Le flysch grés-micacé se désorganise au sommet de la formation des Beni-Ider (recrudescence des conglomérats, perte de la séquentialité, niveaux d'argiles et existence, selon DIDON, de silicites).

On ne peut donc pas admettre que le Prédorsalien est à la fois aquitaniens et intermédiaire entre Dorsale et Beni-Ider. La seule convergence avec le flysch des Beni-Ider ne peut se produire qu'à l'Aquitaniens terminal, ou plus vraisemblablement au Burdigalien. Mon opinion est que le flysch des Beni-Ider est tectonisé au Burdigalien, sous l'eau. Le Prédorsalien en constitue la suite discordante.

b) Les séries iméraise et irpinienne

Le Numidien externe de Sicile et le Numidien des Apennins méridionaux sont des séries très particulières. Elles peuvent être considérées comme mixtes à double titre. Elles reçoivent d'une part des apports carbonatés, issus du démantèlement d'une plate-forme carbonatée, type Panormide ou Apennin calcaire méridional, et d'autre part des apports pélico-grés-micacés à caractère flysch.

Ces apports sont diachroniques. Le matériel carbonaté se sédimente principalement au Paléogène, avec un maximum à l'Oligocène terminal - Aquitaniens basal où se mettent en place des conglomérats et des klippes sédimentaires. Le matériel pélico-grés-micacé n'apparaît que plus tardivement: Aquitaniens supérieur ou Burdigalien inférieur dans la zone de Sciafani (Tavernola) et parfois dans la zone du Panormide. Sur le Panormide, c'est plus souvent au Burdigalien supérieur - Langhien inférieur N8 que des marnes micacées recouvrent le Numidien. Dans le bassin irpinien, c'est également la zone N8 qui est datée dans des marnes micacées et des olistostromes.

Des différences existent entre la Sicile et l'Apennin méridional. Dans le premier cas, la sédimentation pélico-grés-micacée met fin à la sédimentation numidienne. Dans le second cas, le Numidien continue à se déposer (resédimentation sans doute) et on a une alternance des deux faciès avant que le faciès marne-micacé envahisse seul le bassin; il s'agit alors véritablement d'une sédimentation mixte et non d'une substitution.

Le caractère à la fois marneux et grés-micacé des formations langhiennes supra-numidiennes est le reflet dans la sédimentation du charriage des flyschs à éléments de socle (silan ou péloritain) sur les plate-formes carbonatées.

En conclusion, la présence des séries numidiennes iméraise et irpinienne montrent bien qu'un bassin s'étendait entre l'avant-pays sicilien et la plate-forme interne de l'Apennin. Celui-ci se superposait à une zone de discontinuité entre l'Afrique et l'Apulie, telle que postulée par DER COURT et al. (1985). La variabilité des apports sédimentaires venus du N, avant et après l'épisode numidien, traduit les bouleversements tectoniques qui affectent la marge nord de ce bassin.

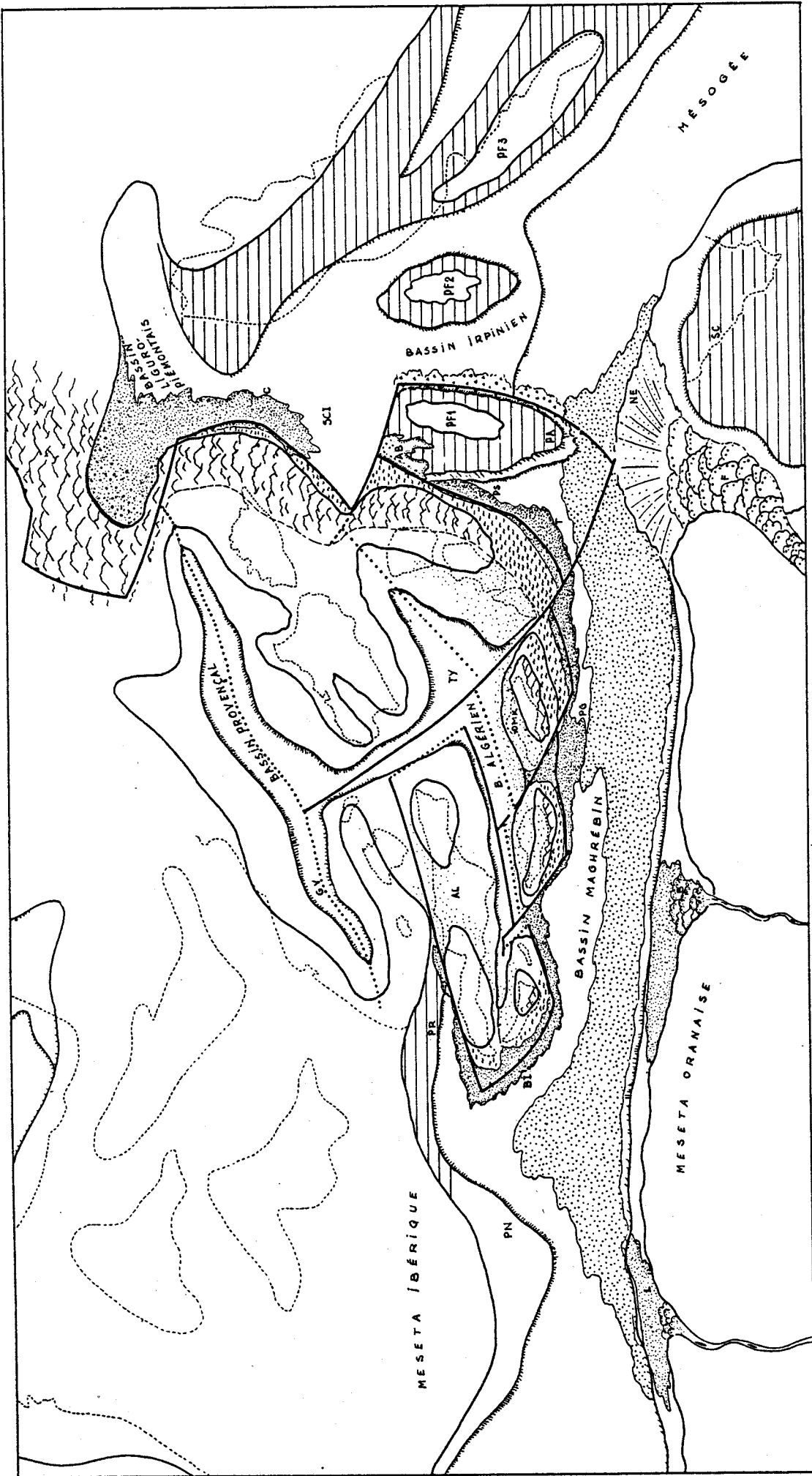















FIGURE 185 - PALEOGEOGRAPHIE DE LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE AU DEBUT DE L'AQUITANIAN

LEGENDE DE LA FIGURE 185
LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE AU DEBUT DE L'AQUITANIEN

Abbréviations:

AB = Argiles à blocs - AL = Formation d'Alamo discordante - B = Grès de Boghari - BI = Flysch des Beni-Ider - F = Formation de Fortuna - GV = Golfe de Valence - L = Grès de Larache - NE = Numidien externe - PA = Panormide - PF1 = Plate-forme interne (calabro-campanienne) - PF2 = Plate-forme intermédiaire (abruzzo-campanienne) - PF3 = Plate-forme externe (apulienne) - PG = Flysch de Port-Gueydon - PN = Pénibétique - PR = Prébétique - PS = Formations de Pollica, San Mauro et Albidona - S = Sila - SC = Plate-forme de Sciacca - SCI = Scaglia cinerea - T = Flysch de Tusa - TY = Mer tyrrhénienne.

Figurés:

- | | |
|---|---|
|  | Reliefs tectoniques émergés |
|  | Nappes et formations chaotiques immergées |
|  | Limite de rivage |
|  | Marge continentale |
|  | Accident décrochant ou transformant |
|  | Front chevauchant |
|  | Axe d'expansion |
|  | Plate-forme carbonatée contemporaine ou relique |
|  | Repères géographiques actuels |
|  | Corps détritiques gréseux internes et externes |
|  | Numidien |
|  | Formations deltaïques |
|  | Eventail sous-marin profond |

Histoire condensée des flyschs oligo-miocènes

Les quelques vingt cinq millions d'années qui se sont écoulées depuis que les flyschs oligo-miocènes ont commencé à se déposer ne représentent qu'une période assez brève dans l'histoire de la Méditerranée occidentale. Cette proximité de l'Actuel pourrait faire croire à une certaine facilité des reconstructions paléogéographiques. De fait, il n'en est rien car de profonds bouleversements sont intervenus durant ce laps de temps et ils ont remodelé l'image primitive des mers et des continents.

Notre méconnaissance se traduit par la rareté des cartes paléogéographiques pendant cette période. Paradoxalement, on décompte un grand nombre de cartes intéressant les périodes antérieures ou alors des coupes paléogéographiques. A l'encontre de notre propos, il faut citer les remarquables cartes de DER COURT et al. (1984).

Pour résumer les péripéties qu'ont subies les flyschs oligo-miocènes, des croquis paléogéographiques ont été dessinés pour la période s'étendant de -24 MA à -10 MA. Ce découpage chronologique est suffisant pour restituer la dynamique sédimentaire et tectonique. Les dix derniers millions d'années sont assez bien documentées par les études géophysiques et néotectoniques.

-24 MA Oligocène supérieur - zone N3 (NP 25) - fig.186

Cette période correspond à une phase de rifting importante. Des grabens ou des blocs basculés apparaissent entre Gênes et l'extrémité occidentale du bloc d'Alboran. Un volcanisme calco-alcalin accompagne cette tectonique. Une transgression générale s'observe en Ligurie, dans la région de Nice et de Marseille (Carry-le-Rouet), dans le rift sarde, sur les Péloritains (P), sur les Kabylies (PK, GK), sur les massifs internes rifain et andalou. Cette extension, ainsi que la convergence de l'Afrique et de l'Europe, doivent être compensées par une subduction sous le bloc médian ou par des déformations diffuses dans les zones à croûte mince. Ces déformations remodelent une gouttière nord-maghrébine à l'emplacement des bassins massilien et maurétanien, ainsi que des zones telliennes internes (UT). Les effondrements des panneaux de Panormide (PAN) peuvent être soit pris en compte par les déformations précédentes s'étendant jusqu'à l'espace mésogéen, soit par le jeu d'accidents décrochants transformants liés à un déplacement vers le SE de l'Apennin méridional.

Un proto-éventail sous-marin profond s'est édifié au large du delta de Fortuna. Il n'est composé pour l'instant que d'argiles et de grès fins (séries du Zouza: Z et de Portella Colla: PC). Ces dépôts ennoient localement les panneaux et les mégabrèches panormides. Ailleurs, les dépôts sont argileux et d'épaisseur réduite (argiles à Tubotomaculum, AT).

Des flyschs de type grés-micacé (GM) se déposent autour d'un bloc médian unique: magigno sur le domaine toscan, molasse de Ranzano (RZ) sur les nappes ligures, formations de Pollica et de San Mauro inf. (SMI) sur les nappes préapenniniques en Campanie et en Calabre, flysch de Troina, Néonummulitique, flysch de Beni-Ider et d'Algesiras.

Des deltas de type Boghari (B) évacuent vers le N les produits du démantèlement de l'Atlas saharien. Ils contribuent modestement à alimenter les flyschs à bancs minces infra-numidiens (Dar Shirou, Dj. Dira). La marge ibérique (prébétique) peut elle-même avoir été à l'origine des turbidites calcaires de Benaiza (BZ).

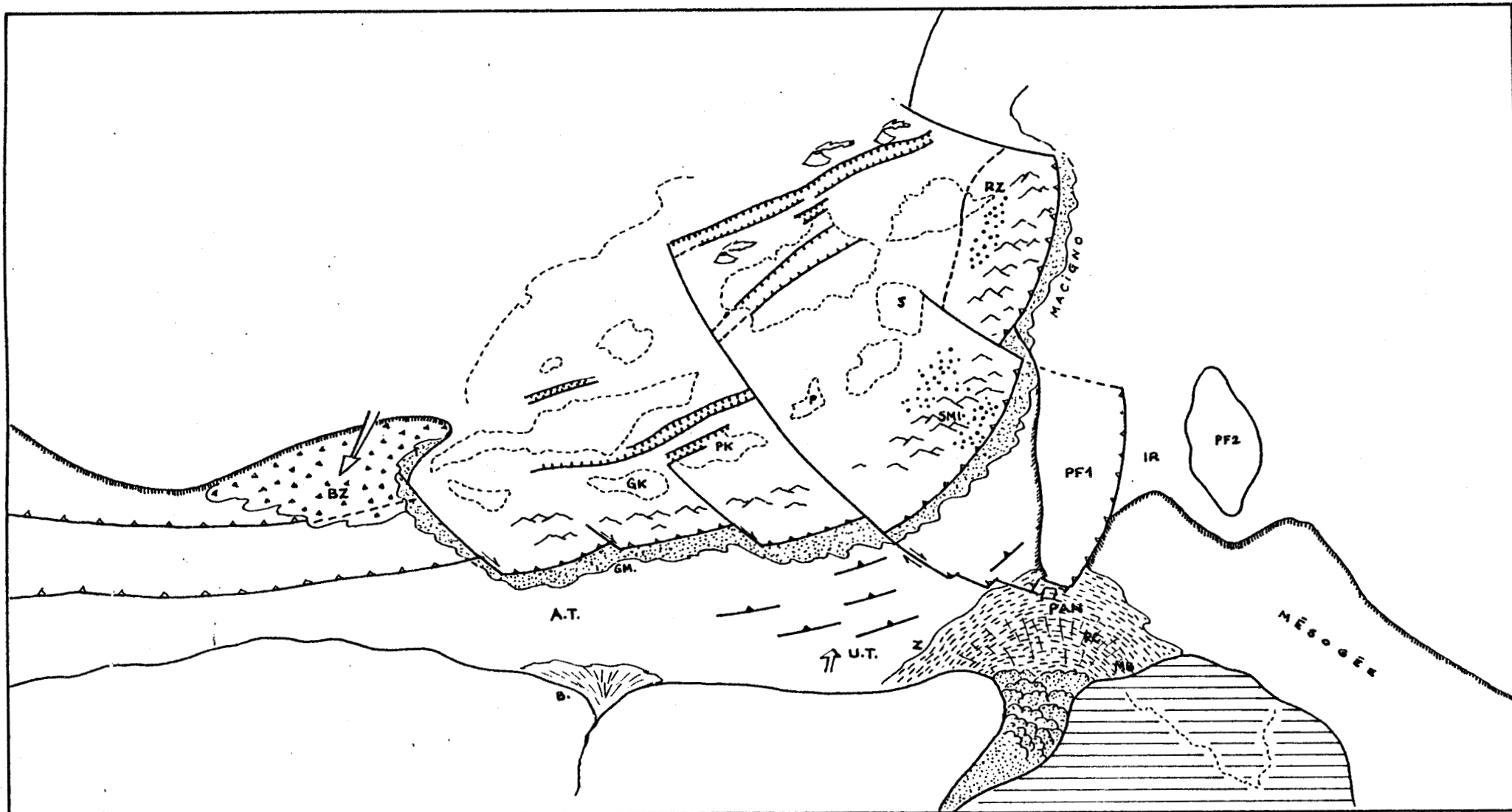


FIGURE 186

LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE A L'OLIGOCENE SUPERIEUR (-24 MA)

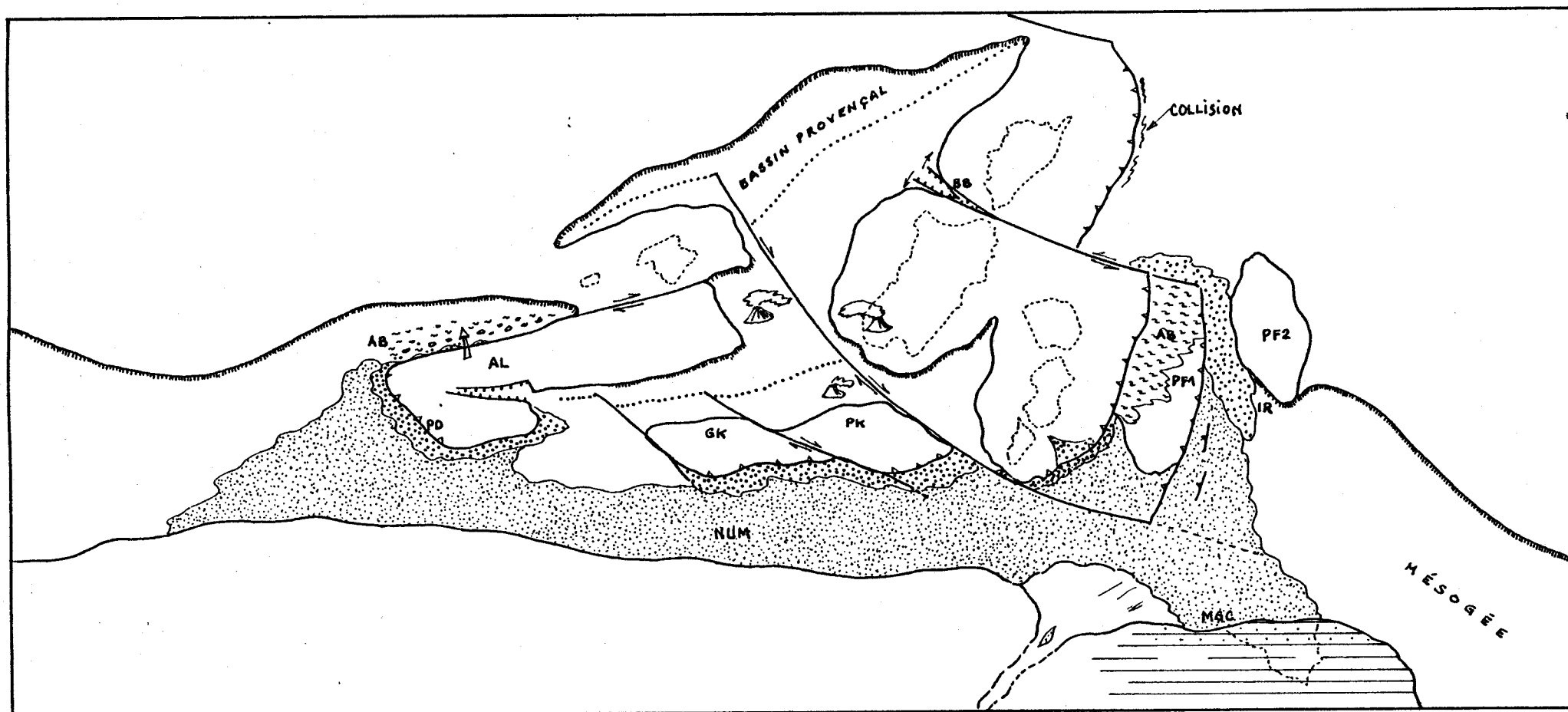


FIGURE 187

LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE A L'AQUITANIEN SUPERIEUR (-20 MA)

-22 MA Aquitanien inférieur - zone N4 (NN 1) - fig.185

Le drifting du bloc corso-sardo-calabrais est largement entamé depuis 1 MA (référence : anomalie magnétique 6C). Le bloc d'Alboran (zones internes bético-rifaines) devient indépendant, ainsi que les massifs kabyles. Un bassin provençal et un bassin nord-algérien embryonnaires sont reliés par un bras de mer superposé à l'accident transformant Baléares - Sardaigne (ou accident Paul Fallot de Durand Delga). Un premier stade de rifting commence peut-être à ébaucher le bassin tyrrhénien (présence d'Oligo-Miocène). La Petite Kabylie et, plus hypothétiquement, la Grande Kabylie sont supposées dériver indépendamment vers le SE.

C'est le maximum de la débâcle de sables grossiers numidiens approvisionnés par le delta de Fortuna. Les deltas de Boghari ou de Larache ne jouent qu'un rôle mineur vis à vis de l'alimentation du bassin numidien.

Les grès micacés sont également à leur apogée sédimentaire (Grès du Mont Cervarola, formation de San Mauro sup., grés-micacé de Port-Gueydon, de Beni-Ider et d'Algésiras).

-20 MA Aquitanien supérieur - zone N5 (NN 2) - fig.187

L'ouverture du bassin provençal est à un stade avancé. Vers -21 MA, en réponse à une collision crustale, le microcontinent corse a subi un blocage, interrompant l'ouverture du Golfe de Gênes. Le domaine toscan commence à être tectonisé. Le bloc sardo-calabrais continue sa dérive en subissant un décrochement faible et une rotation lévogyre d'une quinzaine de degrés par rapport à la Corse au niveau des Bouches de Bonifacio (BB).

Les Kabylies (GK, PK) poursuivent leur dérive vers le SE, ainsi que le bloc d'Alboran (AL) plus lentement vers l'WSW.

Le rebord ouest de la plateforme de l'Apennin méridional bascule et commence à être recouvert par des argiles à blocs (AB) provenant de la dilacération des nappes préapenniniques. Le rebord oriental chevauche l'ex-bassin du Lagonegro (IR).

La source de sable grossier numidien se tarit progressivement. Les sables numidiens sont redispersés par des courants tractifs. Pendant les périodes de quiescence, des silexites dérivées de l'halmiolyse de tuffites se déposent.

-18 MA Burdigalien moyen - zone N7 (NN 4) - fig.188

L'ouverture du bassin provençal est pratiquement achevée, la Corse et la Sardaigne occupent presque leur position actuelle. Le bloc d'Alboran continue son mouvement vers l'W. L'accident nord-bétique (NB) et l'accident de Jebha (JB) en constituent les bords latéraux transformants.

Le continent africain a cessé d'alimenter le bassin numidien.

Les massifs anciens kabyles et les nappes de flyschs qui forment un bourrelet à leur front atteignent le Numidien le plus interne. Des olistostromes (OLIS), puis des lambeaux de nappes, glissent vers le N dans le bassin de l'Oligo-Miocène kabyle. Au S, l'avant-fosse sud-tellienne commence à se creuser.

Sur les Péloritains, les A.S. se déversent également au-dessus de l'Oligo-Miocène.

Le bassin numidien est donc obturé et a fini d'exister entre l'Oranie et la Tunisie. Cependant, ce n'est pas le cas à l'W et à l'E où le Numidien ne bute pas contre une masse continentale. Dans ces zones, marines et mouvantes, le matériel sableux numidien continue à jouer un rôle en étant repris et resédimenté.

Dans l'arc naissant de Gibraltar, il s'agit des formations prédorsaliennes (PD) et des argiles

à blocs (AB) qui incluent le Numidien, en panneaux ou grain par grain, provenant d'un bourrelet tectonique. Dans les zones externes, intra et mésorifaines, des déformations entraînent la formation d'olistostromes (sommet des grès de Zoumi).

Du côté calabrais, la progression du bloc sardo-calabrais est temporairement bloquée par la collision au NE avec la plateforme campanienne (PF1). Les flyschs préapenniniques recouvrent cette plateforme. Vers le S, au niveau de la trouée mésogéenne, le Numidien, futur sicilien interne, est tectonisé. La position des massifs péloritano-calabrais doit alors se situer au niveau du méridien de l'actuel Chenal de Sicile.

La molasse de Reitano (R) vient recouvrir les flyschs les plus internes.

Les bassins des Numidiens intermédiaire, externe et irpinien, plus à l'E, ne sont pas encore atteints par la tectonique. Dans la partie méridionale, un flysch grés-micacé distal, type Tavernola (TV), peut s'y déposer. Dans le bassin irpinien (IR), le Numidien se resédimente, pollué par des débris mélangés de la plateforme calcaire et des flyschs. Dans les zones sicilienne (SI) et trapanaise, une fraction sableuse, remaniée peut-être de grès de Fortuna ou de Numidien externe, se mêle aux débris calcaires provenant de la plateforme ibleenne.

-16 MA Langhien moyen - zone N9 (NN 5) - fig.184

A cette époque, les massifs disjoints qui constituaient le bloc médian (Alboran, Grande Kabylie, Petite Kabylie, massif sardo-péloritano-calabrais) se trouvent bloqués par un avant-pays. Ils recouvrent un édifice de nappes de flyschs. La phase paroxysmale a eu lieu généralement dans la zone N8 (Burdigalien élevé). Les bassins provençal et nord-algérien ont acquis un développement proche de l'actuel. Le blocage a engendré de fortes contraintes qui se traduisent par une schistosité et un métamorphisme (phase N8 au Maroc).

A ce blocage, fait suite dans N8 ou N9 (Burdigalien élevé - Langhien inférieur) une phase de **relaxation**. Elle se traduit:

- 1) par des mouvements verticaux importants, conduisant à l'individualisation de grabens (Guadalquivir, Murcie, Dellys, Tizi-Ouzou, Cavallo, Collo, Constantine, Moyenne Medjerda, Caltanissetta ...) et à une transgression généralisée dans ces zones déprimées, installées sur des zones internes ou externes. Par gravité, des lambeaux de nappes glissent dans ces mers langhiennes (nappes sud-telliennes, par exemple).
- 2) par un magmatisme, dans les zones septentrionales.

Dans la courbure de Gibraltar, sur le Numidien tectonisé ou le remaniant, les molasses de Los Pajaros, de Sidi Issef et (peut-être plus tardivement) du Djebel Binet reposent en discordance.

Dans la courbure calabraise, la formation de Garbata joue le même rôle vis à vis du Numidien interne sicilien. Sur le massif péloritain, recouvert par les A.S., et le Numidien rétrocharriés, se dépose une molasse calcaire. Le Numidien externe sicilien est vraisemblablement atteint par des déformations, mais la sédimentation continue marno-sableuse en gomme régulièrement les effets.

La situation est analogue dans le bassin irpinien où la sédimentation et la tectonique continuent d'agir de pair. Il se produit une homogénéisation de faciès entre les parties internes (faciès de Gorgoglione) et les parties externes (faciès de Masseria Luci et de Faeto). La plateforme intermédiaire abruzzo-campanienne (PF2) est atteinte par des faciès terrigènes.

-14 MA Limite Langhien-Serravallien - zone N12 (NN 6)

Cette époque correspond à une phase de quiescence tectonique. Les principaux bassins

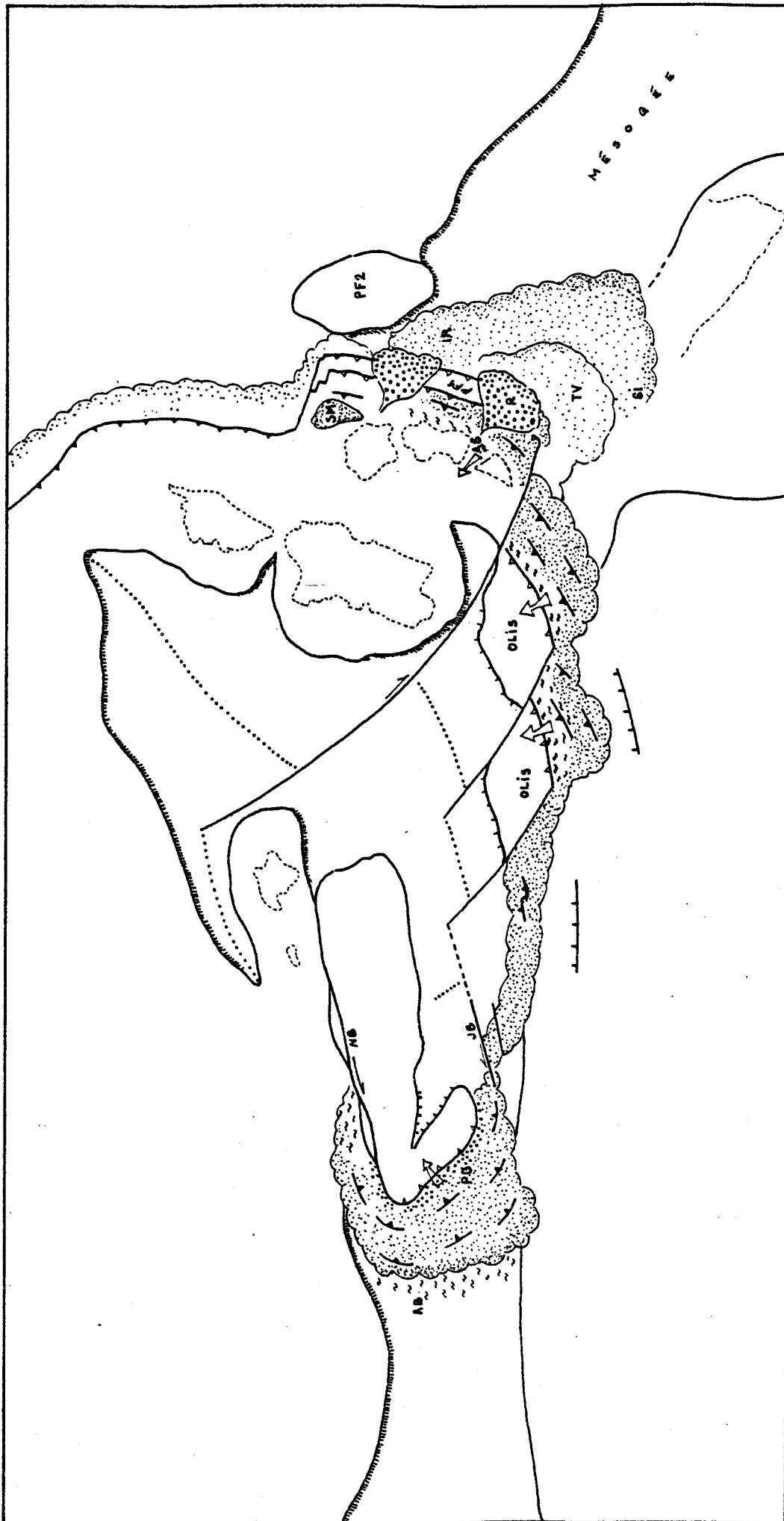


FIGURE 188

LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE AU BURDIGALIEN MOYEN (~18 MA)

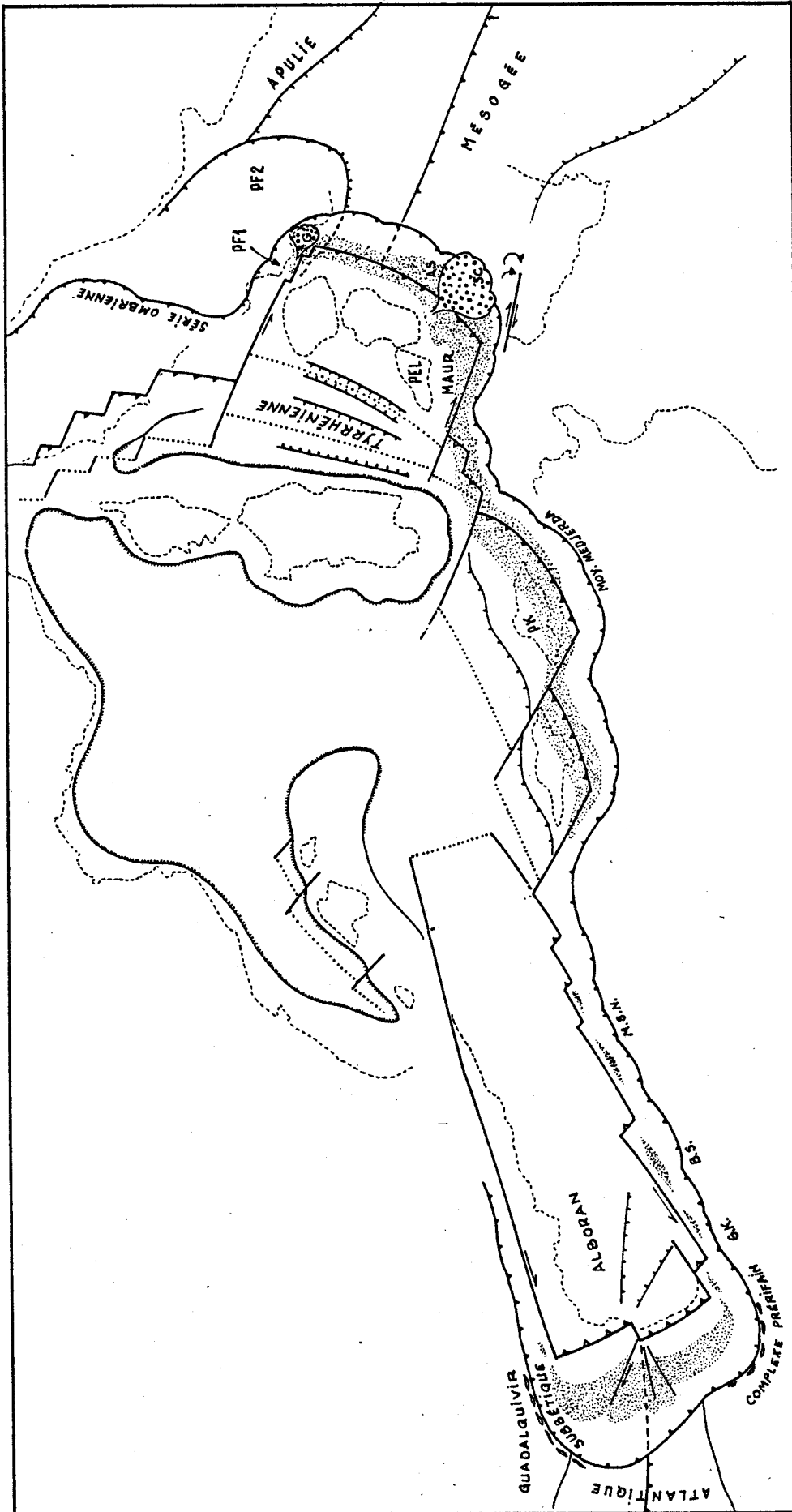


FIGURE 189

LA MEDITERRANEE OCCIDENTALE AU TORTONIEN INFÉRIEUR (~10 MA)

créés au début du Langhien se comblent et leurs dépôts ont un faciès régressif. L'intervalle N10- N13 est assez peu documenté.

-12 MA Serravallien supérieur - zone N14 (NN 9)

Cette époque est marquée:

- 1) par le comblement des grands bassins langhiens et par la continentalisation de leurs dépôts. Ceci coïncide avec une reprise de l'abaissement du niveau moyen des mers.
- 2) par une réactivation tectonique, due sans doute au rapprochement N-S de l'Europe et de l'Afrique.

On assiste à des phénomènes compressifs qui reprennent l'édifice tectonique du Miocène inférieur et le charrient sur les bassins externes (ou avant-fosses) du Langhien - Serravallien inférieur.

Alors que les Kabylies sont écrasées un peu plus sur les zones externes telliennes, les massifs bético-rifain et calabro-péloritain vont subir progressivement des mouvements de translation plus importants. Ceci est dû probablement au fait que ces deux massifs rencontrent une résistance plus faible au niveau des deux trouées à croûte mince ouvertes respectivement vers l'Atlantique et vers la Méditerranée. On peut comparer ce phénomène avec l'extrusion à chaud des métaux au travers d'une filière.

Les premières déformations sont sensibles dès le Serravallien supérieur, mais comme elles progressent généralement dans l'espace, certaines régions ne sont tectonisées que plus tard, au cours du Tortonien inférieur. La phase du Serravallien supérieur entraîne principalement des déplacements N-S.

Dans les Cordillères bétiques, le Subbétique est charrié sur le bassin du Guadalquivir tandis que le Prébétique s'écaille.

Dans le Rif, la nappe d'Ouezzane (Intrarif) est charriée sur le Prérif. Une troisième phase de schistosité est décrite sur la bordure de l'avant-pays.

En Oranie, malgré un certain flou stratigraphique, on peut penser que des klippes sédimentaires se mettent en place dans le bassin synchro-nappes.

Le bassin du Hodna semble colmaté par des dépôts continentaux. La zone subbibanique doit être émergée. Le second cycle à faciès lacustre du bassin de Constantine est mal daté mais pourrait correspondre au Serravallien.

En Tunisie, le bassin de la Moyenne Medjerda montre des dépôts très régressifs, mais l'existence de rares témoins de Serravallien et même de Tortonien inférieur marins montre que les charriages n'ont pas encore atteint ce domaine.

En Sicile, l'ensemble des A.S. doit être tectonisé (le post-nappe est daté du Tortonien inférieur) et cet ensemble est charrié sur l'ex-Numidien externe à la fin du Serravallien (premières klippes sédimentaires). Le Numidien externe est lui-même écaillé au Serravallien.

En Lucanie, le bassin irpinien est partiellement rempli et écaillé dans sa partie interne.

Dans les Apennins septentrionaux, la marnoso-arenacea continue à se déposer.

-10 MA Tortonien inférieur - zone N16 (NN 10) - fig.189

La réactivation tectonique amorcée au Serravallien supérieur présente ses effets les plus spectaculaires au Tortonien inférieur.

Le bloc d'Alboran et le bloc calabro-péloritain dérivent rapidement. Ce mouvement qui perdure jusqu'à nos jours engendre les deux grands arcs que nous connaissons.

Le bloc d'Alboran se serait modifié en ayant annexé une partie des zones externes bético-rifaines, lors de la phase burdigalienne. Les décrochements seraient cette fois assurés par

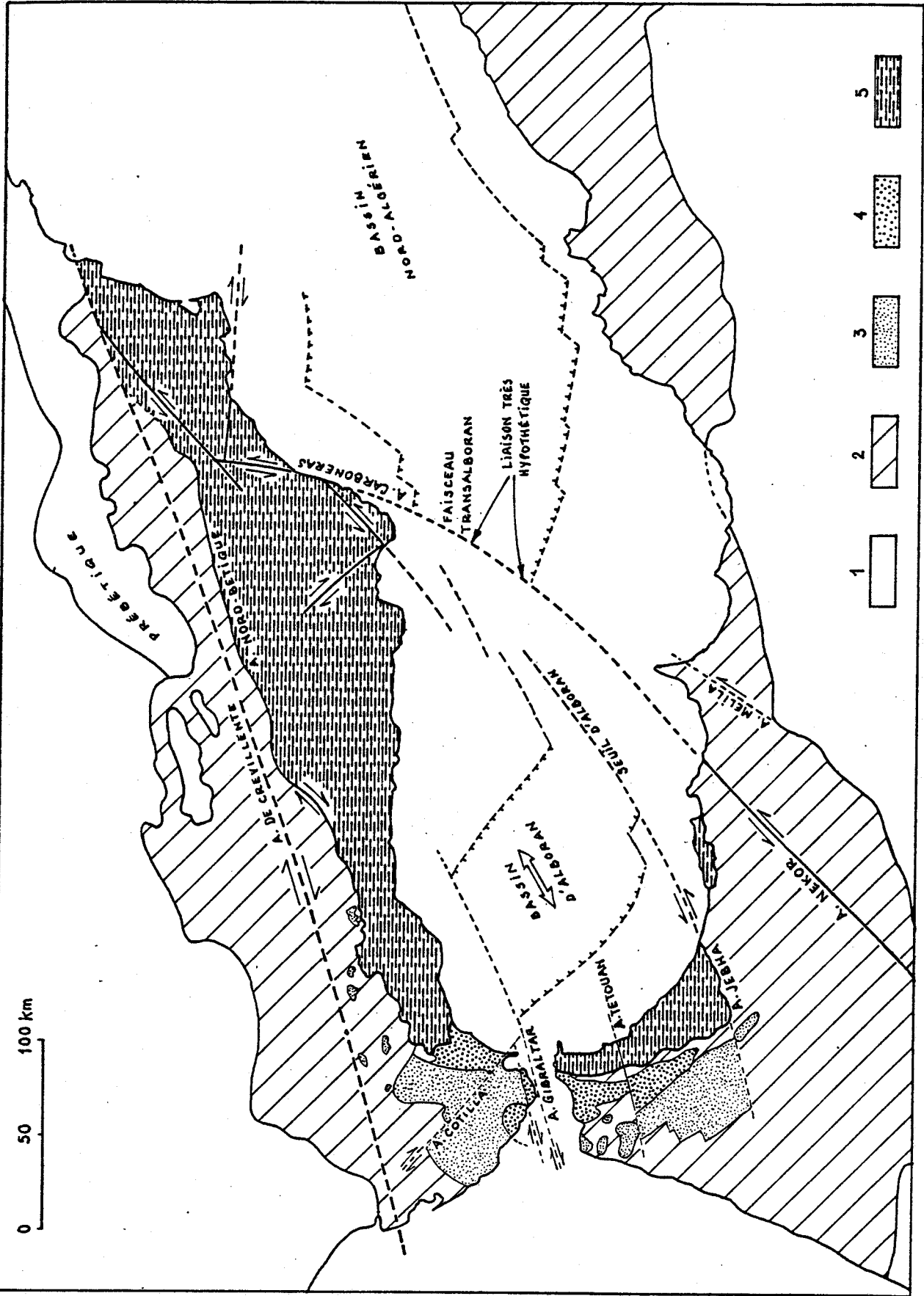


FIGURE 190
 TRAITES TECTONIQUES
 PRINCIPAUX
 DE L'ARC BÉTICO-RIFAIN

1: Avant-pays et parautochtone - 2: Zones externes bético-rifo-telliennes
 3: Numidien - 4: Flyschs grésomicaqué et méridien
 5: Massifs anciens et chaîne calcaire

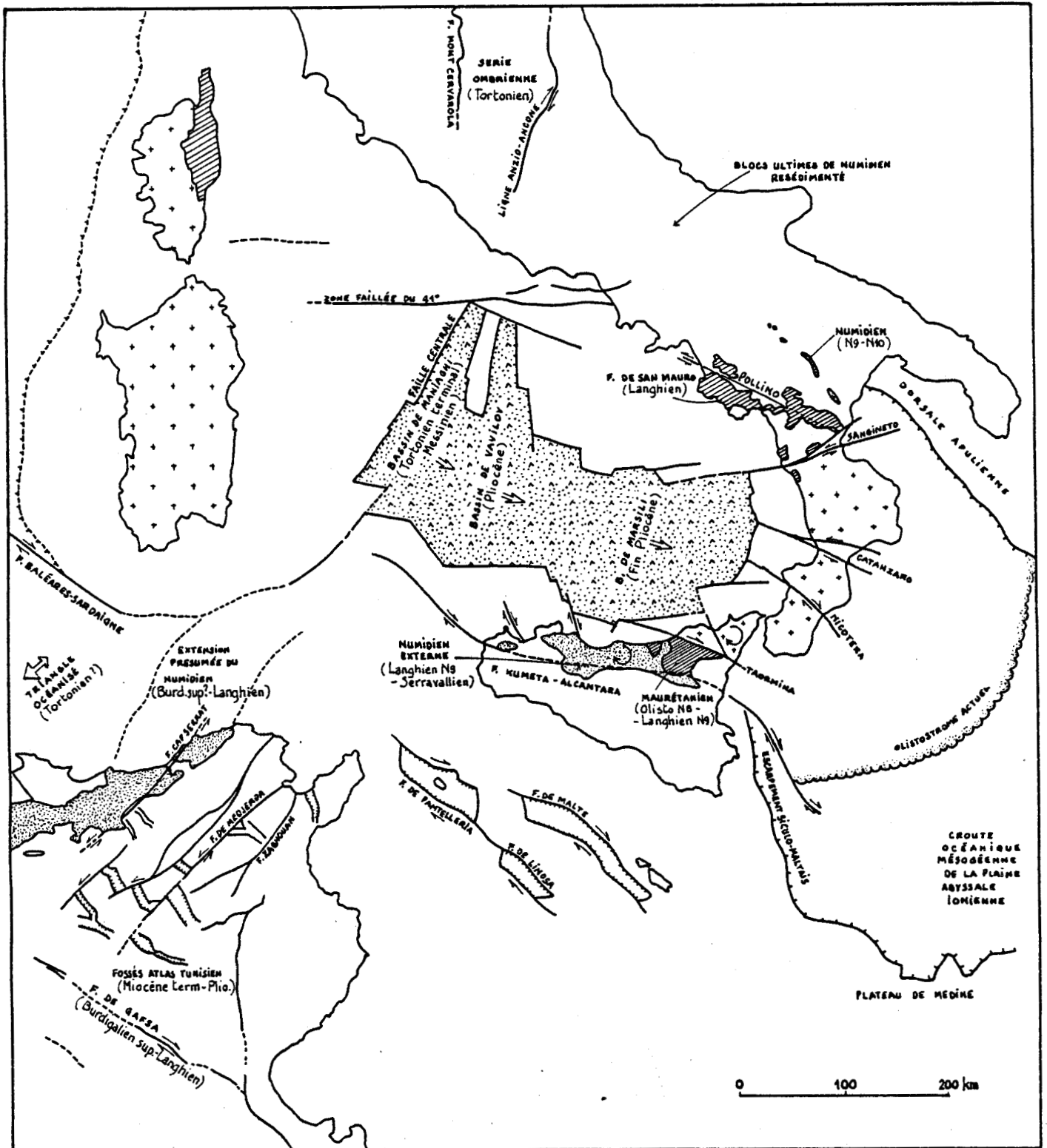


FIGURE 191

TRAITS TECTONIQUES PRINCIPAUX DE L'ARC CALABRAIS

1: Massifs anciens et leur couverture autochtone - 2: Zones océanisées de la Mer Tyrrhénienne - 3: Fijochs maurétanien et grés-micacé - 4: Numidien - 5: Marge ou rebord de zone affaissée - 6: Graben ou bassin rhombique - 7: Accident tectonique

l'accident de Crevillente, au N, et par l'accident du Nekor, au S. Le long de ces décrochements et sur le bord chevauchant du bloc glissent des paquets de nappes ou se forment des complexes chaotiques (Gareb-Kebdana: GK, Beni Saf: BS, Traras). La nappe prérifaine est charriée sur l'avant-pays.

Le Numidien bético-rifain subit peut-être à cette époque (ou plus tardivement) une contraction N-S qui entraîne le jeu des accidents de la zone du détroit de Gibraltar et l'éclatement des nappes (Numidien en particulier) dans cette zone.

Dans l'Ouarsenis et en Oranie, le bassin du Miocène synchro-nappes (MSN) est recouvert tectoniquement. Le Miocène sud-tellien l'a été de manière encore plus précoce. Le Miocène de la Soummam est chevauché par le massif grand-kabyle.

En Tunisie, l'édifice comprenant le Numidien et les nappes telliennes recouvre le bassin de la Moyenne Medjerda.

La Mer Tyrrhénienne, à un stade embryonnaire depuis longtemps, s'ouvre résolument par rifting à l'emplacement du bassin de Maniagli. Les Péloritains, alors sur le méridien de Trapani, repoussent vers le SE un bourrelet tectonique fait de tous les flyschs, Numidien externe compris. Les nappes et les plaques de Numidien décollées subissent une rotation dextre. Les produits volumineux d'érosion du bourrelet constituent des édifices deltaïques (Scillato: SC, Gangi) et se retrouvent jusqu'au centre du bassin de Caltanissetta. Au N du massif silan, la formation de Gorgoglione (G) a la même signification, mais elle a débuté bien avant (au Langhien moyen) et elle continue à jouer ce rôle au Tortonien inférieur. C'est pendant le Tortonien inférieur que la nappe des A.S. recouvre et fait disparaître les restes du bassin irpinien et s'étale sur le bord de l'ex-plateforme intermédiaire (PF2) effondrée.

Les 10 derniers millions d'années - fig.190 & 191

Cette période s'étend du Tortonien supérieur à l'Actuel.

L'évènement principal est l'ouverture par drifting de la Mer Tyrrhénienne, avec une zone d'expansion qui se déplace au cours du temps vers l'E. Cette expansion provoque l'expulsion vers l'E d'un bouchon constitué par les massifs anciens calabro-péloritains et par une pile de flyschs divers. Ces derniers forment un olistostrome frontal qui s'effondre dans la plaine abyssale ionienne. Le Numidien associé aux A.S., dit interne, y est impliqué. L'ouverture tyrrhénienne s'accompagne de décrochements N120° affectant l'avant-pays sicilien (zone de faille dextre Kumeta-Alcantara) et l'Apennin calcaire méridional (zone de faille senestre du Pollino).

Le développement et la migration des avant-fosses (bassins de Caltanissetta et de Salaparuta en Sicile, bassin bradanique en Lucanie) entraîne une remobilisation des flyschs (Numidiens interne, externe, irpinien en particulier car ils sont les plus externes). Des lambeaux chaotiques se retrouvent très au S en Sicile, très au N dans le Molise.

Sur le bloc pélagien apparaissent les fossés de Pantelleria, de Malte et de Linosa associés à un volcanisme alcalin. Grabens en extension ou bassins rhombiques liés à des décrochements dextres NW-SE, la question est controversée.

Dans la zone limitée au S par la faille de Gafsa, au N par la faille Baléares-Sardaigne et s'étendant d'W en E des Babors d'Akbou à l'axe N-S tunisien, on reconnaît deux types principaux de structures tectoniques. Il s'agit d'une part de zones en extension, allongées NW-SE (fossés de l'Atlas tunisien, triangle océanisé au N du Cap de Fer) et de failles décrochantes senestres NE-SW (Accident de la Medjerda, A. Cap Serrat-Ghardimaou, A. du Dj. Arbalou...). Le rôle de ces dernières dans le déplacement tardif du bloc de Petite Kabylie et dans la segmentation des massifs numidiens a été exposé au chapitre IV.



CONCLUSION GENERALE

Au terme de cette étude, il serait bien imprudent de croire résolu, de manière définitive, le problème des flyschs oligo-miocènes. Comme le feu sous la cendre, on voit rejaillir périodiquement de nouveaux arguments alimentant une discussion qui n'est pas prête à s'éteindre. Alors, que faut-il retenir ?

Tout d'abord, en parcourant le Numidien de l'Atlantique à la Mer Ionienne, j'ai acquis la conviction que cette masse considérable de grès et d'argiles avait une origine unique ou presque. L'homogénéité du faciès fait qu'on ne peut retenir une origine multiple, quelle que soit la position géographique de l'aire d'alimentation.

Une fois cette proposition admise, on peut tenter de reconstituer le bassin des flyschs. Des arguments de nature diverse ont donc été rassemblés, tout au long de l'orogène maghrébide. C'est la somme de ces arguments, plutôt qu'un seul privilégié, qui conduit aux conclusions paléogéographiques développées dans le chapitre précédent et que l'on peut résumer brièvement:

LES GRÈS NUMIDIENS SE SONT DÉPOSÉS À L'AQUITANIEN DANS UN BASSIN EN POSITION EXTERNE IMPLANTÉ SUR DES ZONES PLUS OU MOINS TECTONISÉES ENTRE LE TELL OCCIDENTAL ET L'APENNIN MÉRIDIIONAL. CE BASSIN EST LIMITÉ VERS LES ZONES INTERNES PAR LE (OU LES) BASSIN(S) DE FLYSCH GRÈSO-MICACE.

LE NUMIDIEN A ÉTÉ ALIMENTÉ EN QUARTZ ET EN KAOLINITE ESSENTIELLEMENT PAR UN FLEUVE DRAINANT LA PLATE-FORME SAHARIENNE ET DONT LES VESTIGES SONT REPRÉSENTÉS PAR L'ÉDIFICE FLUVIO-DÉLTAÏQUE DE FORTUNA EN TUNISIE

Les bons arguments qui étayaient nos conclusions sont d'ordre sédimentologique et non structural car les flyschs appartiennent, dans leur grande majorité, à des nappes déracinées. On peut rappeler les points forts qui conduisent à ce modèle paléogéographique:

1° La "source" du Numidien se situe sur une transversale sardo-tunisienne

- La granulométrie moyenne diminue vers l'arc de Gibraltar et vers l'Italie péninsulaire.
- L'épaisseur est la plus forte en Tunisie et en Sicile (Numidien externe).
- La dégradation et la pollution minéralogique est sensible vers l'W et vers l'E de la Tunisie.
- Les figures de paléocourants ont une composante ouest ou est, divergente de part et d'autre de Bizerte (en dépit de mesures contradictoires qui peuvent recevoir différentes explications).

2° Le Numidien a une origine africaine

- L'ultramaturité et l'"intégrité" minéralogique des sables numidiens.
- La forme des grains (exoscopie) montrant une évolution complexe, avec au moins un stade éolien.
- La dominance de la kaolinite mal cristallisée traduisant une formation sous un climat tropical ou équatorial.

3° Les grès supérieurs de Fortuna et le Numidien sont liés

- La similitude minéralogique et exoscopique des sables.
- La similitude en thermoluminescence.
- L'existence dans les séries externes tunisiennes et numidiennes d'épaisses formations éo-numidiennes (Zouza, Portella Colla), riches en argillites et

grès fins, ayant des affinités avec les formations médio-deltaïques du Cap Bon (grès de Fortuna inférieurs et moyens).

4° Le bassin numidien jouxte la marge tellienne et sicilienne

Les massifs numidiens considérés comme externes montrent des indices de remaniement:

- soit au niveau du membre basal:
 - ° Conglomérats, glauconie du Numidien externe type Monte Bosco.
 - ° Lentilles calcaires et glauconie de la série du Zouza.
 - ° Formations marneuses de l'Est et du Sud constantinois, parfois à blocs massylo-telliens.
 - ° Flysch marneux à bancs de grès minces du Dj. Dira, dans la zone subbibanique.
 - ° Formations sous-numidiennes marneuses à bancs de grès minces de Dar Shirou et de Seguedla, dans le Rif.

Le membre basal témoigne probablement de deux autres marges que l'on peut qualifier d'externes par rapport aux massifs kabylo-bético-rifains, bien que n'appartenant pas à la marge tello-sicilienne:

- ° Le faciès de Benaï'za, hypothétiquement dérivé des faciès prébétiques (marge ibérique).
 - ° Les klippes et mégabrèches à éléments panormides provenant du remaniement de la marge sud de l'Apennin méridional.
- soit au niveau du membre médian:
 - ° Présence de blocs de calcaire marneux dans les grès du Numidien interne sicilien.
 - ° Glauconie, Mollusques remaniés et convergence de faciès de la partie supérieure du Numidien externe sicilien avec le Miocène des zones trapanaise (Vicari) et sicanienne (Cammarata).
 - ° Présence de blocs de calcaire marneux à faciès tellien dans des faciès chenalisés à dragées (flutes vers le N) de Kroumirie et des Mogods.
 - ° Teneur en CaCO₃ abondante et richesse en microfaune des argilites associées aux grès dans tous les massifs externes compris entre le Sud Constantinois et la frontière tunisienne (remaniement de faciès ultra-telliens vraisemblablement).

5° Le bassin du Numidien et le bassin du flysch grésomiacacé sont contigus

La zone d'intrication des deux faciès a été appelée "zone mérinide". Nous avons contribué à sa connaissance stratigraphique et à l'inventaire de ses affleurements, de la Sicile au détroit de Gibraltar. Les passages latéraux entre le flysch grésomiacacé - le flysch mérinide et le Numidien ont été examinés sur la transversale des Beni-Ider au Maroc. C'est en effet la région des Maghrébides où l'ordonnance sédimentaire a été la mieux préservée des bouleversements tectoniques. Il est clair que le Numidien y occupe une position externe par rapport au flysch grésomiacacé.

Le modèle paléogéographique qui représente la Méditerranée occidentale au début de l'Aquitaniens résume à lui seul nos conceptions sur la mise en place des flyschs et sur leurs relations. Il constitue le point actuel que l'on peut faire à partir de nombreuses données, réparties sur un domaine très vaste. Je mesure la part de subjectivité qu'il comporte, mais il me paraît être le plus "raisonnable" car il rassemble le plus d'arguments en sa faveur. Comme tout modèle, sans doute sera-t-il modifié, mais j'en accepte l'augure. Ce sera le signe qu'il aura contribué à la réponse.

LISTE DES FIGURES

- Fig.1 - Répartition des flyschs oligo-miocènes sur le bord sud de la Méditerranée occidentale.
 Fig.1bis Hypothèses schématiques sur la position des flyschs.
 Fig.1ter Découpage régional adopté et chaînes circum-Méditerranée occidentale.

- CORDILLERES BETIQUES -

- Fig.2 - Schéma structural des Cordillères bétiques.
 Fig.3 - Localisation des affleurements de la formation de Solana.
 Fig.4 - Localisation des affleurements à faciès flysch dans le bassin de Guadix.
 Fig.5 - Schéma cartographique de la zone de Colmenar.
 Fig.6 - Coupe schématique, interprétative et composite de la zone de Colmenar.
 Fig.7 - Coupe schématique de l'Arroyo del Aljibe.
 Fig.8 - Schéma cartographique de la zone de Ronda.
 Fig.9 - Répartition des faciès infra-numidiens dans la zone de Ronda.
 Fig.10 - Coupe du Néonumidien au SW d'Alozaina.
 Fig.11 - Zonation du Numidien dans le Campo de Gibraltar.
 Fig.12 - Les grès numidiens dans la zone du Haut-Guadarranque.
 Fig.13 - Coupe schématique, interprétative et composite dans la zone du Haut-Guadarranque.
 Fig.14 - Coupe de Jimena.
 Fig.15 - Orientation des flute-marks dans les grès numidiens et dans les calc. à faciès Benal'za.
 Fig.16 - Les grès numidiens dans la zone de la Sierra del Aljibe.
 Fig.17 - Coupe schématique, interprétative et composite de la zone de la Sierra del Aljibe.
 Fig.18 - Les grès numidiens dans la zone de la Sierra Blanquilla.
 Fig.19 - Les grès numidiens dans la zone littorale atlantique.
 Fig.20 - Coupe schématique et interprétative de la zone littorale atlantique.
 Fig.21 - Les grès numidiens dans la zone du Rio Guadiaro.
 Fig.22 - Détail sédimentaire au sein d'un paquet décamétrique de grès numidien.
 Fig.23 - Coupe de la nouvelle route d'accès à la mer, au N de La Linea.
 Fig.24 - Coupe d'Hortijica, au SE de Jimena.
 Fig.25 - Séquence synthétique dans le flysch de l'Arroyo de Enmedio.
 Fig.26 - Coupe schématique, interprétative et composite des formations resédimentées dans la zone du Rio Guadiaro et sur le bord des zones internes.
 Fig.27 - Vue schématique des falaises de la Punta del Carnero.
 Fig.28 - Colonne stratigraphique du flysch grésomiacé d'Algesiras à la Punta del Carnero.
 Fig.29 - Caractéristiques physiographiques et sédimentaires des cônes sous-marins profonds.
 Fig.30 - Interprétation de la séquence par migration de chenal.
 Fig.31 - Coupe de l'Arroyo de Guadalmedina.
 Fig.32 - Affleurements du flysch mérinide en bordure du détroit de Gibraltar.
 Fig.33 - Coupe-type du flysch mérinide au Puerto de Bolonia.
 Fig.34 - Colonne stratigraphique partielle du flysch mérinide au P. de Bolonia.

- RIF -

- Fig.35 - Schéma structural du Rif.
 Fig.36 - Schéma cartographique des massifs numidiens du Rif septentrional et leur zonation.
 Fig.37 - Zonation de l'extrémité septentrionale du Rif.
 Fig.38 - Le Numidien du massif de la Montagne de Tanger.
 Fig.39 - Coupe de Ziafèn.
 Fig.40 - Colonne stratigraphique du membre gréseux numidien sur le rivage de la M. de Tanger.
 Fig.41 - Les grès numidiens du massif de Dar Zhirou.
 Fig.42 - Coupe à l'W de Dar Zhirou.
 Fig.43 - Schéma du massif numidien du Jbel ez Zinât.
 Fig.44 - Coupe N-S du Jbel ez Zinât-Est.
 Fig.45 - Colonne stratigraphique du membre numidien basal du Zinât-Est.
 Fig.46 - Les massifs numidiens de l'Haouta Bern Mediar, du Jbel Haouch Ben Krea et de Seguedla.

- Fig.47 - Coupe d'El Har.
- Fig.48 - Coupe de l'Oued Ai'n Fokia.
- Fig.49 - Coupe de Seguedla.
- Fig.50 - Deux interprétations tectoniques du N du Jbel Sidi Habib.
- Fig.51 - Le massif de Dar Chaoui et une coupe à l'E du massif.
- Fig.52 - Le massif numidien du Jbel Sidi Habib- Haï't el Foki.
- Fig.53 - Eléments tectoniques principaux du massif du Sidi Habib.
- Fig.54 - Une reconstitution probable des massifs numidiens de la région du Sidi Habib.
- Fig.55 - Les grès numidiens du massif du Jbel Ez Zaoula.
- Fig.56 - Les grès numidiens du massif de Sidi Moulay Abd-es-Selam - Jbel Bou Hassim.
- Fig.57 - Interprétation tectonique du massif de Sidi Moulay Abd es Selam - Jbel Bou Hassim.
- Fig.58 - Coupes à l'E du Sidi Moulay Abd es selam et du Jbel Bou Hassim.
- Fig.59 - Les grès numidiens du massif du Jbel Soukna.
- Fig.60 - Coupe du col d'Abrehounine.
- Fig.61 - Coupe du versant méridional du Jbel Soukna.
- Fig.62 - Le massif du Jbel Khizana.
- Fig.63 - Coupe au NW du Jbel Taza.
- Fig.64 - Coupe au NE du Jbel Khizana.
- Fig.65 - Les grès numidiens du massif de Chenatfa.
- Fig.66 - Interprétation tectonique du massif de Chenatfa.
- Fig.67 - Coupe d'Aï'n-el-Hedfd.
- Fig.68 - Coupe d'El Kherba-Chenatfa.
- Fig.69 - Les grès numidiens du massif des Beni-bou-Hadi.
- Fig.70 - Interprétation tectonique du massif des Beni-bou-Hadi.
- Fig.71 - Coupe d'Ounsar-el-Hâj.
- Fig.72 - Les grès numidiens du Jbel Beni Zarfèt.
- Fig.73 - Interprétation tectonique du massif des Beni Zarfèt - Sidi Issef.
- Fig.74 - Coupe du Jbel Beni Zarfèt.
- Fig.75 - Les grès numidiens du "synclinal" de Sidi Issef.
- Fig.76 - Interprétations des structures en éventail.
- Fig.77 - Coupe du versant occidental du "synclinal" de S. Issef, entre S.B. Haouari et Dar-el-Oued.
- Fig.78 - Les grès numidiens du massif du jbel Sidi Arfoun.
- Fig.79 - Coupe au NW du massif du Jbel Sidi Arfoun.
- Fig.80 - Les grès numidiens du massif de la Koudiet el Rherka.
- Fig.81 - Colonne synthétique de la série maurétanienne du Rif.
- Fig.82 - Séquence décamétrique dans la partie moyenne du flysch gréséo-micacé (piste de Beni Ider).
- Fig.83 - Diagramme circulaire de flute-marks dans le flysch de Beni Ider.
- Fig.84 - Colonnes stratigraphiques dans le Crétacé-Eocène de la nappe des Beni-Ider.
- Fig.85 - Colonne stratigraphique partielle dans le flysch gréséo-micacé (El Kalouli).
- Fig.86 - Exemple de séquence à la partie supérieure du flysch gréséo-micacé (E de Ksar-es-Shrir).
- Fig.87 - Coupe dans la formation péliito-gréseuse au sommet du flysch gréséo-micacé et contenant des klippe sédimentaires.
- Fig.88 - Schéma cartographique du groupe de l'Imâm-Rhî't.
- Fig.89 - Coupes transversales des écailles mérinides dans le groupe de l'Imâm-Rhî't.
- Fig.90 - Colonnes stratigraphiques à la base de la série mérinide.
- Fig.91 - Carte schématique du lambeau mérinide de Tala'-Lakrah.
- Fig.92 - Coupe schématique et interprétative du lambeau de Tala'-Lakrah.
- Fig.93 - Colonne stratigraphique du membre basal pélitique (Aï'n-bou-Ma'za).
- Fig.94 - Vue schématique de la falaise entre Aï'n-bou-Ma'za et Hejar Lesfar.
- Fig.95 - Coupe de la falaise au N de Dâr-Labrou's.
- Fig.96 - Carte schématique montrant le contexte structural du lambeau de Tala'-Lakrah.
- Fig.97 - Une hypothèse pour l'arc de Tala'-Lakrah.
- Fig.98 - Comparaison des colonnes stratigraphiques du flysch mérinide et du f. gréséo-micacé type.
- Fig.99 - Schéma cartographique de la région du Jbel Zem-Zem.
- Fig.100 - Coupe schématique et interprétative du Jbel Zem-Zem.
- Fig.101 - Coupe au NW du Jbel Outka.
- Fig.102 - Contexte structural du Numidien dans le Rif oriental.
- Fig.103 - Coupe du Jbel Berkane.

- Fig.104 - Schéma structural des Bokoyas (d'après Mégard et Andrieux).
- Fig.105 - Coupe schématique, interprétative et composite des Bokoya et de leur bordure.
- Fig.106 - Coupe de Torres de Alcalá, à l'W des Bokoya.
- Fig.107 - La dorsale et sa couverture tertiaire.
- Fig.108 - Coupe d'une carrière entre Seguedla et Dar Zhirou.
- Fig.109 - Les formations oligo-miocènes dans le Rif méridional.
- Fig.110 - Coupe à travers les zones externes rifaines à la fin de l'Oligocène.
- Fig.111 - Deux hypothèses pour interpréter le substratum des grès numidiens.
- Fig.112 - Comparaison des colonnes stratigraphiques du bassin des flyschs rifains.

- ALGERIE -

- Fig.113 - Schéma structural du Tell algérien occidental.
- Fig.114 - Le Numidien dans l'Oranie occidentale.
- Fig.115 - Les massifs numidiens de l'Ouarsenis.
- Fig.116 - Coupe de l'Oued Sefia.
- Fig.117 - Coupe de l'Oued el Krammes
- Fig.118 - Les flyschs oligo-miocènes au NE de l'Atlas de Blida.
- Fig.119 - Deux coupes dans les flyschs à l'E de Blida.
- Fig.120 - Les flyschs oligo-miocènes à l'E de Tablat.
- Fig.121 - Le Numidien nord-bibanique, près de Bir Rabalou.
- Fig.122 - Le Numidien dans la zone subbibanique.
- Fig.123 - Coupe du Dj. Affroun.
- Fig.124 - Le Numidien du Dj. Mzita.
- Fig.125 - Le massif numidien du Dj. Metnen.
- Fig.126 - Coupe de Madjene Ben Sabli.
- Fig.127 - Le bord nord du Dj. Morissane.
- Fig.128 - Coupe au N du Dj. Morissane.
- Fig.129 - Répartition des principaux flyschs dans la région de Grande Kabylie.
- Fig.130 - Schéma structural simplifié du NE de la Grande Kabylie.
- Fig.131 - Correspondance des noms de formations utilisées en Grande Kabylie.
- Fig.132 - Les affleurements de Numidien de Petite Kabylie et des régions voisines.
- Fig.133 - Colonne stratigraphique schématique des Beni-Afeur.
- Fig.134 - Coupe du Chabet Medelsou.
- Fig.135 - Formations de type flysch grés-micacé en Algérie.
- Fig.136 - Carte schématique des affleurements d'Oligo-Miocène à faciès oranais.
- Fig.136b- Affleurements d'Oligo-Miocène lié aux f. telliennes des confins algéro-tunisiens.
- Fig.137 - Relations entre les caractères stratigraphiques et la paléogéographie.
- Fig.138 - Répartition des types de foraminifères associés au Numidien de Petite Kabylie.
- Fig.139 - Rapport entre le Numidien et son substratum tectonique ou sédimentaire.

- TUNISIE -

- Fig.140 - Colonnes stratigraphiques des séries sous-jacentes au Numidien tunisien.
- Fig.141 - Carte schématique du Numidien des Mogods.
- Fig.142 - Aspect de la stratification des grès du Djebel Seba.
- Fig.143 - Carte des faciès de l'Oligo-Miocène en Tunisie.
- Fig.144 - Stratigraphie de l'Oligo-Miocène du Cap Bon.
- Fig.145 - Courbes granulométriques dans les grès supérieurs de l'axe Chérichira- Cap Bon.
- Fig.146 - Déplacements hypothétiques tardifs du bloc de Petite Kabylie.
- Fig.146b- Modèle schématique du déplacement du bloc de Petite Kabylie.

- SICILE -

- Fig.147 - Schéma des grands domaines de faciès de la Sicile.
- Fig.148 - Domaines sédimentaires siciliens à l'Eocène.
- Fig.149 - Le Numidien du Trapanese.

- Fig.150 - Colonne stratigraphique du membre basal numidien au Monte Bosco.
- Fig.151 - Carte du Numidien de la région de Palerme.
- Fig.152 - Carte du Numidien des Madonies.
- Fig.153 - Carte du Numidien des Monts Nebrodi.
- Fig.154 - Colonne stratigraphiques comparées de l'Oligocène sicilien.
- Fig.155 - Exemple de coupe dans la formation supra-numidienne de Tavernola.
- Fig.156 - Carte schématique des flyschs grésos-micacés au NE de la Sicile.
- Fig.157 - Deux exemples de coupe dans le flysch grésos-micacé.
- Fig.158 - Rosettes de courants dans la formation de Reitano.
- Fig.159 - Colonne stratigraphiques comparées du Miocène sicilien.
- Fig.160 - Coupes paléogéographiques du bassin des flyschs siciliens, entre N3 et N9.

- ITALIE PENINSULAIRE -

- Fig.161 - Carte géologique schématique des Apennins et de l'Arc calabrais.
- Fig.162 - Schéma structural du Basilicate, de la Campanie et du Molise.
- Fig.163 - Carte géologique des flyschs campaniens et lucaniens.
- Fig.164 - Relations schématiques et mise en place des grandes unités structurales.
- Fig.165 - Coupes paléogéographiques des bassins de flysch de part et d'autre de la plate-forme interne, entre N3 et N9.
- Fig.166 - Exemples de coupes partielles dans le flysch de San Mauro-Albidona.
- Fig.167 - Coupes du Fosso Rummolo et de Masseria Scarfiello.
- Fig.168 - Coupe du Timpone del Caprio.
- Fig.169 - Localisation des affleurements septentrionaux de Numidien dans l'Apennin méridional.
- Fig.170 - Schéma paléogéographique de l'arc calabrais au moment du dépôt du Numidien.

- PARTIE THEMATIQUE -

- Fig.171 - Courbes granulométriques de grès grossiers: a) Algérie - b) Tunisie - c) Maroc - d) Espagne - e) Sicile - f) Fortuna.
- Fig.172 - Indices granulométriques des grès grossiers.
- Fig.173 - Graphes montrant la relation entre la valeur des indices granulométriques et leur position géographique.
- Fig.174 - Granulométrie des sables grossiers: projection sur les axes factoriels a) facteurs 1-2 b) facteurs 1-3 c) facteurs 2-3.
- Fig.175 - Relations granulométriques a) entre classement et diamètre b) entre asymétrie et diamètre.
- Fig.176 - Exemple d'analyse harmonique du contour d'un grain.
- Fig.176A - Composition en minéraux argileux des différentes séries de flyschs.
- Fig.176B - Interprétation sédimentologique de la composition en minéraux argileux.
- Fig.177 - Echelle stratigraphique de l'Oligocène.
- Fig.178 - Echelle stratigraphique du Miocène.
- Fig.179 - Foraminifères planctoniques associés au Numidien et répartition stratigraphique.
- Fig.180 - Nannoflore associée au Numidien et répartition stratigraphique.
- Fig.180b - Comparaison des éléments en traces dans le quartz (Numidien, autochtone tunisien).
- Fig.181 - Courbes de thermoluminescence d'un échantillon de dragées.
- Fig.182A - Mesures de paléocourants dans les grès numidiens (Tunisie, Est algérien).
- Fig.182B - Rosettes de courants correspondant aux mesures de la figure 182A.
- Fig.182C - Mesures de paléocourants (Andalousie, Rif, Algérie occidentale).
- Fig.183 - Le bassin d'alimentation des grès de Fortuna.
- Fig.184 - Schéma paléogéographique de la Méditerranée occidentale au Langhien.
- Fig.185 - Schéma paléogéographique de la Méditerranée occidentale au début de l'Aquitaniens.
- Fig.186 - La Méditerranée occidentale à l'Oligocène supérieur.
- Fig.187 - La Méditerranée occidentale à l'Aquitaniens supérieur.
- Fig.188 - La Méditerranée occidentale au Burdigalien moyen.
- Fig.189 - La Méditerranée occidentale au Tortonien inférieur.
- Fig.190 - Traits tectoniques principaux de l'Arc bético-rifain.
- Fig.191 - Traits tectoniques principaux de l'Arc calabrais.

BIBLIOGRAPHIE

- AALTO K.R. & DOTT R.H.Jr. (1970) - Late mesozoic conglomerate flysch in Southwestern Oregon and the problem of transport of coarse gravel in deep water. in *Flysch sedimentology in North America*. Geol. Assoc. Canada, sp. paper, n°7, p. 53-65.
- ABATE B., CATALANO R. & RENDA P. (1982) - I Monti di Palermo. in *Guida alla geologia della Sicilia occidentale*, Guid.geol.reg.Soc.Geol.Ital., p.43-48.
- ABATE B., CATALANO R., D'ARGENIO B., DI STEFANO E., DI STEFANO P. & RENDA P. (1982) - Facies sedimentarie e lineamenti strutturali delle Madonie orientali. in *Guida alla geologia della Sicilia occidentale*, Guid.geol.reg.Soc.Geol.Ital., p.49-52.
- ABATE B., CATALANO R., D'ARGENIO B., DI STEFANO E., DI STEFANO P., LO CICERO G., MONTANARI L., PECORARO C. & RENDA P. (1982) - Evoluzione delle zone di cerniera tra piattaforme carbonatiche e bacini nel Mesozoico e nel Paleogene della Sicilia occidentale. in *Guida alla geologia della Sicilia occidentale*, Guid.geol.reg.Soc.Geol.Ital., p. 53-81.
- ABBATE E. & SAGRI M. (1970) - The eugeosynclinal sequences. in *Development of the Northern Apennines Geosyncline*. Sedimentary Geology, vol.4, n°3-4, p.251-340.
- AFCHAIN C. (1962) - Observations sur la région de Longobucco (Italie méridionale). Bull. Soc. Géol. France, (7), IV, p. 719-720.
- AFCHAIN C. (1966) - La base de la série tertiaire sur le bord oriental de la Calabre ultérieure (note préliminaire). C.R. somm. S.G.F., fasc. 10, p. 397-398.
- AFCHAIN C. (1967) - Les argiles écailleuses versicolores et les couches à huîtres de Motticella (Reggio de Calabre, Italie méridionale). C.R. somm. S.G.F., fasc. 8, p.366-368.
- ALLARD P.L., COCHET E. & DUFFAUD F. (1958) - L'Oligocène dans le Haut Atlas occidental. Notes Serv. géol. Maroc, t.16, n°143, p.7-16.
- ALLEN J.R.L. (1968) - Flute-marks and Flow separation. Nature, 219, p. 602-604.
- ALLEN J.R.L. (1970) - The sequence of sedimentary structures in turbidites with special reference to dunes. Scott. Journ. Geol., vol.6, part.2, p.146-161.
- ALLEN J.R.L. (1970) - Sediments of the modern Niger delta : a summary and review. Deltaic sedimentation, modern and ancient. James P. Morgan, editor, Soc. Econ. Pal. Min., sp. publ., n° 15, p. 138-151.
- ALVAREZ W. (1972) - Rotation of the Corsica-Sardinia Microplate. Nat. Phys. Sc., vol. 235, n° 58, p. 103-105.
- ALVAREZ W. (1974) - Sardinia and Corsica : one microplate or two ? Rend.Sem.Fac.Sc.Univ.Cagliari, 4p.
- ALVAREZ W. (1976) - A former continuation of the Alps. Geol. Soc. Amer. Bull., v.87, p. 891-896.
- ALVAREZ W., COCOZZA T. & WEZEL F.C. (1974) - Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. Nature, v. 248, p. 309-314.
- AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - L'arco calabro-peloritano nell'orogene appennino-maghrebide. Mem.Soc.Geol.Ital., 17, p.1-60.
- ANDERSON (VAN V.) R. (1936) - Geology in the Coastal Atlas of Western Algeria. Mem. Geol. Soc. Amer., 450 p.
- ANDREIFF P. & DUEE G. (1966) - La succession des zones de faciès dans la partie occidentale de la chaîne bordière des Monts Peloritains (Sicile nord-orientale). Ann. Soc. géol. Nord, t.86, p. 35-46.
- ANDREWS J.E., SHEPARD F.P. & HURLEY R.J. (1970) - Great Bahama Canyon. Geol. Soc. Am. Bull., v. 81, pp. 1061-1078, 10 figs.
- ANDRIEUX J. (1971) - La structure du Rif Central. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine. Notes et Mémoires du Service géologique, Royaume du Maroc, n° 235.
- ANDRIEUX J. (1972) - Sur le métamorphisme des zones externes du Rif. Bull. Soc. géol. France (7), t. XV n°2, p. 106-107.
- ANDRIEUX J., FONTBOTE J.M. & MATTAUER M. (1971) - Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. Earth and Planetary Science letters, vol 12, n° 12, pp. 191-198, 6 fig.
- ANDRIEUX J. & MATTAUER M. (1963) - Sur la présence de roches vertes à la base des nappes "ultra" du Rif. C.R. somm. S.G.F., fasc 7, pp 213-214.
- ANDRIEUX J. & MATTAUER M. (1972) - Précisions sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. Bull. Soc. géol. France, (7), t. XV, n°2, p. 115-118.

- ARANA V. & VEGAS R. (1974) - Plate tectonics and volcanism in the Gibraltar arc. Tectonophysics, 24, p. 197-212.
- AUBOUIN J. (1959) - Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale : les confins de l'Épire et de la Thessalie. Thèse Sciences - Paris.
- AUBOUIN J. & DERCOURT J. (1962) - Zone préapulienne, zone ionienne et zone du Gavrovo en Péloponnèse occidentale. Bull. Soc. Geol. France, t. IV, (7), pp. 785-794.
- AUBREVILLE A. (1970) - La flore tropicale tertiaire du Sahara. Adansonia, Paris, série 2, t. 10, p. 9-14.
- AUDLEY-CHARLES M.G. (1972) - Cretaceous deep-sea manganese nodules on Timor : implications for tectonics and olistostrome development. Nature Phys. Sc., vol. 240, n° 102, p. 137-139.
- AUROUX C., MASCLE J., CAMPREDON R., MASCLE G. & ROSSI S. (1985) - Cadre géodynamique et évolution récente de la Dorsale Apulienne et de ses bordures. Giorn. di Geologia, ser.3, vol.47/1-2, p.101-127.
- AUZENDE J.M. (1971) - La marge continentale tunisienne : résultats d'une étude par sismique réflexion : sa place dans le cadre tectonique de la Méditerranée occidentale. Mar. Geophys. Res., 1, p. 162-177.
- AUZENDE J.M., BONNIN J. & OLIVET J. (1973) - The origin of the Western Mediterranean basin. Journ. Geol. Soc., vol. 129, p. 607-620.
- AUZENDE J.M. & OLIVET J.L. - Structure of the Western Mediterranean basin. Contr. n°225 depart. Sc. C.O.B. (in press).
- AUZENDE J.M., OLIVET J.L. & BONNIN J. (1974) - Le détroit sardano-tunisien et la zone de fracture nord-tunisienne. Tectonophysics, 21, p. 357-374.
- AUZENDE J.M., REHAULT J.P., PASTOURET L., SZEP B. & OLIVET J.L. (1975) - Les bassins sédimentaires de la Mer d'Alboran. B.S.G.F., (7); XVII, n°1, p. 98-107.
- AZEMA J. (1977) - Etude géologique des zones externes des Cordillères bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). Thèse Univ.P.et M.Curie, Paris VI, 393 p.
- AZZARO E., COCOZZA T., DI SABATINO B., GASPERI G., GELMINI R. & LAZZAROTTO A. (1976) - Geology and petrography of the Verrucano and paleozoic formations of southern Tuscany and northern Latium (Italy). in The continental Permian in Central, West, and South Europe, H. Falke Ed., p.181-195.
- BAJANIK S. & SALAJ J. (1971) - L'Oligo-Miocène du Djebel Chitana (Tunisie septentrionale). Notes Serv.géol.Tunisie, 34, p.202-207.
- BAJANIK S. & SALAJ J. (1972) - Lithostratigraphie de l'Oligocène dans la région de Bizerte. Notes Serv.géol.Tunisie, 40, p.75-77.
- BALANYA J.C. & GARCIA-DUENAS V. (1987) - Les directions structurales dans le domaine d'Alboran de part et d'autre du détroit de Gibraltar. C.R.Acad.Sc.Paris, t.304, série II, p.929-933.
- BAR C.B (1957) - Etude géologique de la feuille à 1/50 000 d'Ain M'Lila (Algérie). Publ.Serv.Carte géol.Algérie, nlle sér., n°9, 249 p.
- BARBERI F., GASPARINI P., INNOCENTI F. & VILLARI L. (1973) - Volcanism of the southern Tyrrhenian sea and its geodynamic implications. Jour. Geoph. Res., vol.78, n° 23, p. 5221-5232.
- BARBERI F., INNOCENTI F., FERRERA G., KELLER J. & VILLARI L. (1974) - Evolution of Eolian arc volcanism (Southern Tyrrhenian sea). Earth.Plan.Sc.Lett., 21, p. 269-276.
- BARDON C., BOSSERT A., HAMSEH R. & WESTPHAL M. (1973) - Etude paléomagnétique de formations du Trias et du Jurassique du Maroc et du Sahara. C.R. Acad. Sc., Paris, t. 276, série D, p. 2357-2360.
- BARTOLINI C., MALESANI P.G., MANETTI P. & WEZEL F.C. (1975) - Sedimentology and petrology of quaternary sediments from the hellenic trench, mediterranean ridge and the Nile cone from D.S.D.P., leg 13, cores. Sedimentology, 22, p. 205-236.
- BAYER R., LE MOUËL J.L. & LE PICHON X. (1973) - Magnetic anomaly pattern in the Western Mediterranean. Earth Plan. Sc. letters, 19, p. 168-176.
- BEAUDOIN B. & BUROLLET P.F. (1987) - Contribution à l'étude stratigraphique et sédimentologique du flysch numidien de Tunisie. Mém. TOTAL-C.F.P., en prép.
- BEAUDOIN B., PARIZE O., FRIES G., PINAULT M. & BENSALÉM H. (1986) - Sills et dykes sédimentaires du flysch numidien de Tunisie septentrionale: étude préliminaire du secteur de Tabarka. Notes Serv.géol.Tunisie, 52.
- BELLAICHE G., DROZ L., COUTELLIER V., BERTHON J.L., ORSOLINI P., RAVENNE C., ALOISI J.C., GOT H. & MONACO A. (1984) - Detailed morphology, structure and main growth pattern of the Rhone deep-sea fan. Mar.Geol., 55, p.181-193.
- BELLION Y., BENKHELIL J. & GUIRAUD R. (1984) - Mise en évidence de déformations d'origine compressive dans le Continental intercalaire de la partie méridionale du bassin de Taoudenni (Hodh oriental, confins mauritano-maliens). Bull.Soc.géol.France, (7), XXVI, n°6, p.1137-1147.

- BEN ISMAIL-LATTRACHE K. & BOBIER C. (1984) - Sur l'évolution des paléo-environnements marins paléogènes des bordures occidentales du détroit siculo-tunisien et leurs rapports avec les fluctuations du paléo-océan mondial. Mar. Geol., 55, p.195-217.
- BEN YAICH A., DELFAUD J. & DUEE G. (1988) - Les grès de Zoumi: exemple d'un dépôt de cône sous-marin profond dans le Rif externe occidental (Maroc). 12° Réun.S.T., Soc.géol.France édit., p.14.
- BENNACEF A., BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL (DE) O., GARIEL O. & ROGNON P. (1971) - Example of Cratonic Sedimentation : Lower Paleozoic of Algerian Sahara. Am. Assoc. Petrol. geol. bull., v. 55, n° 12, p; 2225-2245.
- BENSALAH M., BENEST M., GAOUAR A., TRUC G. & MOREL J.L. (1987) - Découverte de l'Eocène continental à Bulimes dans les Hautes Plaines oranaises (Algérie) : Conséquences paléogéographiques et structurales. C.R.Acad.Sc.Paris, t.304, série II, p.35-38.
- BERGGREN W.A. & HOLLISTER C.D. (1974) - Paleogeography, paleobiogeography and the History of circulation in the Atlantic Ocean. Studies in Palio-oceanography, William W; Hay, editor. Soc. Econ. Pal. Min., sp. publ. n° 20, p. 126-186.
- BERGGREN W.A. & VAN COUVERING J.A. (1974) - The late Neogene : Biostratigraphy, geochronology and paleoclimatology of the last 15 million years in marine and continental sequences. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 16, p. 1-216.
- BERNOUILLI D. (1972) - North Atlantic and Mediterranean mesozoic facies : a comparison in : Hollister C.D. and Ewing J.I., et al. Initial reports of the Deep-sea drilling project, vol. 11, Washington, p. 801-871.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL (DE) O., GARIEL O., BENNACEF A., BLACK R., ARENE J., BOISSONNAS J., CACHAU F., GUERANGE B. & GRAVELLE M. (1968) - Une conséquence directe de la structure du Bouclier Africain : l'ébauche des Bassins de l'Ahnet et du Mouydir au Paléozoïque inférieur. in Le Paléozoïque inférieur de l'Ahnet et du Mouydir. Publ. Serv. Géol. Algérie, nlle série, bull. n° 38, p. 105-131.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., MAUVIER A. & LEGRAND Ph. (1968) - Nouvelles observations sur le "Cambro-Ordovicien" du Bled el Mass (Sahara Central). in Le Paléozoïque inférieur de l'Ahnet et du Mouydir. Publ. Serv. Géol. Algérie, nlle série, bull. n° 38, p. 39-50.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., STEVAUX J. & KULBICKI G. (1966) - Ampleur des glaciations "siluriennes" au Sahara : leurs influences et leurs conséquences sur la sédimentation. Revue de l'I.F.P., p. 363-381.
- BEUGNIES A., BROQUET P., CAIRE A., CHARLET J.M., CHAYE D'ALBISSIN M., DELTEIL J., JACOB C., LORENZ C., MASCLE G., POLVECHE J. & REMOND G. (1972) - Normalisation des courbes de thermoluminescence en vue de leur utilisation dans les études lithostratigraphiques et paléogéographiques. Mém.B.R.G.M., 77,p.921-932.
- BEUGNIES A., BROQUET P., CAIRE A., CHARLET J.M., DUEE J., MASCLE G. & TRUILLET R. (1968) - Etude en thermoluminescence de quartz et feldspaths des régions pérityrrhénienne, et conséquences paléogéographiques. C.R. somm. S.G.F., 1968, fasc 9, p. 328.
- BEUGNIES A., BROQUET P., CAIRE A., CHARLET J.M., DUEE J., MASCLE G. & TRUILLET R. (1969) - Contribution de la thermoluminescence à la paléogéographie de la Méditerranée centrale. Bull.Soc.géol.France, (7), XI, p.307-322.
- BIELY A., BUROLLET P.F. & LADJMI T. (1972) - Etude géodynamique de la Tunisie et des secteurs voisins de la Méditerranée. XIIIème Congr-Ass. plén. Athènes, Congr C.I.E.S.M.
- BIELY A., LADJMI T. & ROUVIER H. (1971) - Les unités allochtones du pays de Bizerte (Tunisie septentrionale). C.R. Acad. Sc. Paris, t. 273, série D, p. 2052-2055.
- BIELY A. & SALAJ J. (1971) - L'Oligo-Miocène du Béjaoua oriental (Tunisie septentrionale). Notes Serv.géol.Tunisie, 34, p.71-107.
- BIJU-DUVAL B. (1974) - Carte géologique et structurale des bassins tertiaires du domaine méditerranéen : commentaires. Rev. Inst. français pétr., vol XXIX, n° 5, p. 607-639.
- BIJU-DUVAL B. (1974) - Exemples de dépôts fluvi-glaciaires dans l'Ordovicien Supérieur et le Précambrien Supérieur du Sahara Central. Bull. Centre Rech. Pau - SNPA, 8, 1, p. 209-226, 14 figs.
- BIJU-DUVAL B., CHARPAL (DE) O., BEUF S. & BENNACEF A. (1968) - Lithostratigraphie du Dévonien inférieur dans l'Ahnet et le Mouydir (Sahara Central). in Le Paléozoïque inférieur de l'Ahnet et du Mouydir. Publ. Serv. Géol. Algérie, nlle série, bull. n° 38, p. 83-97.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. & LE PICHON X. (1976) - La genèse de la Méditerranée. La recherche, n° 71, p. 811-822.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. & LE PICHON X. (1977) - From the Tethys ocean to the mediterranean seas : a plate tectonic model of the evolution of the Western alpine system. I.F.P., projet n° L 31 74 016.

- BIJU-DUVAL B. & GARIEL O. (1969) - Nouvelles observations sur les phénomènes glaciaires "éocambriens" de la bordure nord de la synclise de Taoudeni, entre le Hank et le Tanezrouft, Sahara occidental. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 6, p. 283-315.
- BIRD J.M. & DEWEY J.F. (1970) - Lithosphere Plate-Continental Margin Tectonics and the Evolution of the Appalachian Orogen. Geol.Soc.Am.Bull., v. 81, p. 1031-1060, 10 figs.
- BISHOP W.F. (1975) - Geology of Tunisia and adjacent parts of Algeria and Libya. Am.Assoc.petrolog.geol.bull. vol.59, n°3, p.413-450.
- BISMUTH H. & BONNEFOUS J. (1981) - The Biostratigraphy of carbonate deposits of the Middle and Upper Eocene in the Northeastern off-shore Tunisia. Palaeogeogr.Palaeoclim.Palaeoecol., 36, p.191-211.
- BISMUTH H., LAZAAR A., LORENZ C. & RAKUS M. (1972) - Reconnaissance géologique de l'île de Zembra (Golfe de Tunis, Tunisie). C.R.Acad.Sc.Paris, t. 275, série D, p.2807-2810.
- BLANCHET R. (1965) - Contribution à l'étude géologique de la région de l'Albenza (Alpes méridionales, province de Bergame, Italie) Bull.Soc.Geol.France, 7, VII, p.152-159.
- BLANT G., COTTENCON A. & MAGNE J. (1955) - Contribution à l'étude géologique de la région d'Aïn Regada - Gounod (Constantinois, Algérie). Publ.Serv.cartes géol.Algérie, nlle série, bull. n°8, p.155-176, 3 fig.h-t.
- BLONDEAU A., LORENZ C., MAGNE J. & MASCLE G. (1972) - L'Oligocène et le Miocène inférieur en Sicile centro-occidentale. Bull.Soc.géol.France, (7) t.XIV, p.137-146.
- BOCCALETTI M., ELTER P. & GUAZZONE G. (1971) - Polarità strutturali delle Alpi et dell'Appennino settentrionale in rapporto all'inversione di una zona di subduzione nord-tirrenica Mem.Soc.Geol.Ital. 10 (1971) p.371-378, 1 f.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1970) - La migrazione terziaria dei bacini toscani e la rotazione dell'Appennino Settentrionale in una "zona di torsione" per deriva continentale. Mem.Soc.Geol.Ital. Vol IX, fasc.2, p.177-195, 4 ff.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1974) - Remnant arcs and marginal basins in the Cainozoic development of the Mediterranean. Nature, 252, p.18-21.
- BOCCALETTI M., HORVATH F., LODDO M., MONGELLI F. & STEGENA L. (1976) - The Mediterranean and Pannonian Basins: a comparison of two mediterranean interarc basins. Tectonophysics, 35, p.45-69.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984) - The Calabrian arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the Central Mediterranean. Mar.Geol., 55, p.219-245.
- BOCCALETTI M. & MANETTI P. (1978) - The Tyrrhenian Sea and adjoining regions. The ocean basins and margins, Nairn, Kanes and Stehli edit., 4b, p.149-200.
- BOENZI F. & CIARANFI N. (1968) - Sulla presenza di depositi da frane sottomarine nelle argille varicolori dell' Appennino lucano. Boll.Soc.Géol.Ital. 87, p.505-509, 2 ff.
- BOENZI F., CIARANFI N. & PIERI P. (1968) - Osservazioni geologiche nei dintorni di Accettura et di Oliveto Lucano (tav. 200 III NE, IV SE, e IV NE) Mem.Soc.Geol.Ital. vol. VII, p. 379-392, 7 ff., 4 tt.
- BOENZI F. & CIARANFI N. (1970) - Stratigrafia di dettaglio del "Flysch di Gorgoglione" (Lucania) Mem.Soc.Geol.Ital. vol IX, p.65-79, 8 ff., 4 tt.
- BOILLOT G., MONTADERT L., LEMOINE M. & BIJU-DUVAL B. (1984) - Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France. Masson Ed., 342p.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E. & ZUPPETTA A. (1982) - The evolution of the northern sector of the Calabria- Peloritani arc in a semiquantitative palynospastic restoration. Boll.Soc.Geol.Ital., 101, p.259-274.
- BONARDI G., CIAMPO G. & PERRONE V. (1985) - La formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano: ulteriori dati stratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche. Boll.Soc.Geol.Ital., 104, p.539-549.
- BONARDI G., DE VIVO B., GIUNTA G. & PERRONE V. (1982) - I conglomerati rossi dei Monti Peloritani e considerazioni sull'unità di Novara. Bull.Soc.Geol.Ital., 101, p.157-172.
- BONARDI G. & GIUNTA G. (1982) - L'estremità nord orientale della Sicilia nel quadro dell'evoluzione dell'arco calabro- peloritano. in Guida alla geologia della Sicilia occidentale, Guid.geol.reg.Soc.Geol.Ital., p.85-92.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. & CIAMPO G. (1980) - Osservazioni sull'evoluzione dell'arco calabro- peloritano nel Miocene inferiore: la formazione di Stilo- Capo d'Orlando. Boll.Soc.Geol.Ital., 99, p.365-393.
- BONAZZI U. & FAZZINI P. (1973) - Le variazioni di facies nell'Oligomiocene semiautoctono del versante padano dell'Appennino settentrionale. Atti Soc.Nat.Mat.Modena, 104, p.285-308.
- BONNAL M., PARSY A., PRIOU-LACAZEDIEU A. & DURAND DELGA M. (1973) - Sur la structure de la Balagne sédimentaire (Corse). C.C.Acad.Sc.Paris, t.276, p.1949-1952.

- BONNEFOUS J. & BISMUTH H. (1982) - Les faciès carbonatés de plate-forme de l'Éocène moyen et supérieur dans l'offshore tunisien nord-oriental et en Mer pélagienne: implications paléogéographiques et analyse micropaléontologique. Bull.Centre Rech.Expl.Prod,Elf-Aquitaine, 6, 2, p.337-403.
- BONNETON J.R. (1977) - Géologie de la zone de contact entre Mitidja et Atlas de Blida au S d'Alger. Thèse 3ème cycle, Univ.P. et M. Curie, Paris VI, 107 p.
- BORTOLOTTI V. (1966) - La tettonica trasversale dell'Appennino I - La linea Livorno-Sillaro Boll.Soc.Geol.Ital., 85, p.529-540, 3 ff, 1 tav.
- BOUILLIN J.P. (1975) - Un modèle de l'évolution tectonique alpine anté-burdigalienne du Nord du Constantinois, sur la transversale du Moul ed Demamène (Algérie). Bull.Soc.Géol.France, (7), XVII, p.582-593.
- BOUILLIN J.P. (1977) - Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et El Milia (Algérie). Thèse, fac.Sc.Paris VI, 511 p.
- BOUILLIN J.P. (1984) - Nouvelle interprétation de la liaison Apennin- Maghrébides en Calabre; conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes. Rev.géol.dyn.géogr.phys., 25, 5, p.321-338.
- BOUILLIN J.P. (1986) - Le "bassin maghrébin": une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. Bull.Soc.géol.France, (8), II, 4, p.547-558.
- BOUILLIN J.P., DURAND DELGA M., GELARD J.P., LEIKINE M., RAOULT J.P., RAYMOND D., TEFIANI M. & VILA J.M. (1970) - Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie. C.R.Acad.Sc.Paris, t.270, p.2249-2252.
- BOUILLIN J.P., DURAND DELGA M., GELARD J.P., LEIKINE M., RAOULT J.F., RAYMOND D., TEFIANI M. & VILA J.M. (1973) - Les olistostromes d'âge miocène inférieur liés aux flyschs allochtones kabyles de l'orogène alpin d'Algérie. Bull.Soc.géol.France, (7), XV, n°3-4, p.340-344.
- BOUILLIN J.P. & GLACON G. (1973) - Découverte de Crétacé et d'Éocène de type tellien charriés sur le socle de Petite Kabylie aux environs d'El Milia (Constantinois, Algérie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.276, série D, p.1517-1519.
- BOUILLIN J.P., MAJESTE-MENJOULAS C., OLLIVIER-PIERRE M.F., TAMBAREAU Y. & VILLATTE J. (1985) - Transgression de l'Oligocène inférieur (formation de Palizzi) sur un karst à remplissage bauxitique dans les zones internes calabro-péloritaines (Italie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.301, p.415-420.
- BOUILLIN J.P. & RAOULT J.F. (1971) - Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs ; le Numidien peut-il être un néo-autochtone ? Bull.Soc.géol.de France (7) XIII, n°3-4, p.338-362.
- BOULIN J., BOURGOIS J., CHAUVE P., DURAND DELGA M., MAGNE J., MATHIS V., PEYRE Y., RIVIERE M. & VERA J.A. (1973) - Age miocène inférieur de la formation de la Vinuela, discordante sur les nappes internes bétiques (Province de Malaga, Espagne). C.R.Acad.Sc.Paris, t.276, série D, p.1245-1248.
- BOUMA A.H. (1972) - Fossil contourites in Lower Niesenflysch, Switzerland. Journ.Sed.Petrol., v.42, n°4, p.917-921, figs.1-3.
- BOURGOIS J. (1973) - Présence et définition dans la région de Canete la Real et de Grazalema d'une formation d'argiles à blocs (provinces de Séville, Cadix et Malaga, Espagne). C.R.Acad.Sc.Paris, t.276, série D, p.2939-2942.
- BOURGOIS J. (1978) - La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar. Thèse Sc., Besançon, 453 p.
- BOURGOIS J., CHAUVE P. & DIDON J. (1973) - Sur la présence et l'extension de la formation d'argiles à blocs dans la province de Cadix. Ann.Sc.Univ.Besançon, géologie, 3° série, fasc.20, p.89-101.
- BOURGOIS J., CHAUVE P. & DIDON J. (1974) - La formation d'Argiles à blocs dans la province de Cadix (Cordillères bétiques, Espagne). 2ème Réunion Ann.Sc.de la Terre - Pont à Mousson (Nancy) p.79.
- BOURGOIS J., CHAUVE P., DIDON J. & PEYRE Y. - Le Pénibétique, Unité de Ronda-Torcal. Ann.Soc.Géol.Nord, t.XC, fasc.4
- BOURGOIS J., CHAUVE P., DIDON J. & PEYRE Y. - Le domaine des flyschs dans l'Ouest des Cordillères bétiques. Ann.Soc.Géol.Nord, t.XC, fasc.4
- BOURGOIS J., CHAUVE P. & DUBOIS M. (1971) - Découverte du substratum jurassique et crétacé inférieur de l'unité del Algarrobo et origine ultra-pénibétique de cette unité (Cordillères bétiques occidentales, Espagne). C.R.Acad.Sc.Paris, t.273, série D, p.295-297
- BOURGOIS J., CHAUVE P. & DUBOIS M. (1973) - Etude lithostratigraphique du flysch d'Ubrique. Ann.Sc.Univ.Besançon, 3 sér?, fasc.20, p.103-109
- BOURGOIS J., CHAUVE P., LORENZ C., MONNOT J., PEYRE Y., RIGO E. & RIVIERE M. (1972) - La formation d'Alozaina. Série d'âge oligocène et aquitainien transgressive sur le Bétique de Malaga (Région d'Alozaina-Tolox, province de Malaga, Espagne). C.R.Acad.Sc.Paris, t.275, série D, p.531-534

- BOURGOIS J., CHAUVE P., MAGNE J., MONNOT J., PEYRE Y., RIGO E. & RIVIERE M. (1972) - La formation de Las Millanas. Série burdigalienne transgressive sur les zones internes des Cordillères bétiques occidentales (région d'Alozaina-Tolox, province de Malaga, Espagne). C.R.Acad.Sc.Paris, t.275, série D, p.169-172
- BOURGOIS J., CHAUVE P. & PEYRE Y. (1971) - Essai de chronologie des événements tectono-sédimentaires dans l'ouest des Cordillères bétiques. C.R.Somm.S.G.F., fasc.8, p.428-431
- BOURGOIS J., CHAUVE P. & PEYRE Y. (1972) - Les phénomènes tectono-sédimentaires dans l'W des Cordillères bétiques depuis l'Aquitainien. Ann.Sc.Univ.Besancon, 3° série, fasc.17, p.97-112
- BOURGOIS J., CHAUVE P. & PEYRE Y. (1973) - Présence de faciès "flysch" à l'Est de Grenade. Ann.Sc.Univ.Besancon, géologie, 3° série, fasc.20, p.139-142
- BOURGOIS J., CHAUVE P. & PEYRE Y. (1973) - Trame de l'histoire post-Aquitainienne des Cordillères bétiques occidentales. C.R.Acad.Sc.Paris, t.276, série D, p.1393-1396
- BOURGOIS J. & GLACON G. (1985) - Foraminifères planctoniques et paléoenvironnement post-oligocène du mur interne de la fosse d'Amérique centrale (Leg 84 du Glomar Challenger, Guatemala et Costa Rica). Bull.Soc.géol.France, (8), I, n°3, p.329-342.
- BOURROUILH R. (1973) - De l'île de Minorque et du Nord-Est de Majorque (Baléares). La terminaison nord-orientale des Cordillères bétiques en Méditerranée occidentale. Thèse. Univ.Paris VI, 822 p.
- BOURROUILH R. (1978) - Coulissages de plus de 700 km en Méditerranée occidentale: une tectonique de type californien, précédant les serrages miocènes. C.R.Acad.Sc.Paris, t.286, p.1339-1342.
- BOUSQUET J.C. (1971) - La tectonique tangentielle des séries calcaréo-dolomitiques du Nord-Est de l'Apennin calabro-lucanien (Italie méridionale). Geol.Rom., X, p.23-52.
- BOUSQUET J.C. (1973) - La tectonique récente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique. Geol.Rom., XII, p.1-104.
- BOUSQUET J.C. & GRANDJACQUET C. (1969) - Structure de l'Apennin Calabro-lucanien (Italie méridionale). C.R.Acad.Sc.Paris, t.268, série D, p.13-16, 3 fig.
- BOUSSAC J. (1910) - Observations sur l'âge des grès de Numidie et sur la faune du Cherichira. Bull. Soc. géol. France, 4ème série, t.X, fasc.6, p.485
- BRONNIMANN P., DURAND-DELGA M. & GRANDJACQUET C. (1972) - Présence simultanée de Protopeneroplis striata Weynschenk et de calpionelles néocomiennes dans le "flysch galestrino" de Lucanie (Italie méridionale). Rev. Micropal., vol.14, n°5, p.96-101
- BROQUET P. (1962) - Série stratigraphique du Cozzo Cavolino (Madonies orientales, Sicile). Bull. Soc. géol. France, (7),IV, p.738-743
- BROQUET P. (1964) - Observations stratigraphiques, tectoniques et sédimentologiques sur le flysch numidien des Madonies (Sicile). Ann. Soc. géol. Nord, 84, p.141-152
- BROQUET P. (1968b) - Etude géologique de la région des Madonies (Sicile). Thèse. fac. Sc. Lille, 797 p., 242 figs, 31 pl., 1 carte
- BROQUET P. (1972) - Les grands traits de l'évolution stratigraphique, paléogéographique et structurale de la chaîne des Madonies (Sicile). 24 th. I.G.C. Montreal, section 6, p.247-256
- BROQUET P. (1973) - Présence de silixites dans le flysch numidien de la région de Finale (Madonies, Sicile). C.R. Acad. Sc. Paris, t.276, série D, p.465-467
- BROQUET P. (1975) - Etude qualitative de la fracturation dans les monts des Madonies (Sicile). Intérêt néotectonique et en géologie appliquée. Ann.sc.Un.Besancon, 23, p.87-93.
- BROQUET P., CAIRE A., DUEE G., MASCLE G. & TRUILLET R. (1967) - Excursion géologique en Sicile. Livret-guide d'excursion
- BROQUET P., CAIRE A., DUEE G. & TRUILLET R. (1964) - Essai de reconstitution paléogéographique du nord-est sicilien. C.R. somm. Soc. géol. France, fasc.9, p.300-302
- BROQUET P., CAIRE A. & MASCLE G. (1966) - Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sicani). Bull. Soc. géol. France, (7),VIII, p.994-1013
- BROQUET P. & DUEE G. (1962) - Comparaison entre les formations éocènes des Madonies occidentales et des Monts Nebrodi (Sicile). Bull. Soc. géol. France, (7),4, p.744-748
- BROQUET P. & DUEE G. (1967) - Nouvelles observations sur les flyschs de Sicile. C.R. somm. Soc. géol. France, fasc.7, p.270-271
- BROQUET P., DUEE G., CAIRE A. & TRUILLET R. (1963) - Distinction de deux séries à faciès flysch dans le nord-est sicilien. C.R. Acad. Sc. Paris, t.257, n°19, p.2856-2858
- BROQUET P., DUEE G., MANGANO F. & PRATELLI W. (1971) - La nappe du Panormide en Sicile. Précisions sur son extension spatiale et son intérêt hydrogéologique. C.R. somm. Soc. géol. France, fasc. 17, p.381-382

- BROQUET P., DUEE G. & MASCLE G. (1973) - Existence de déformations antérieures aux charriages du Miocène moyen dans le Numidien interne entre Gangi et Nicosia (Monts Nebrodi, Sicile). C.R. Acad. Sc. Paris, t.277, série D, p. 477-478
- BROQUET P., DUEE G. & MASCLE G. (1975) - Style et chronologie des déformations affectant le Numidien interne de Gangi-Nicosia (Monts Nebrodi, Sicile). Bull.Soc.géol.France, (7), 17, p.121-136.
- BROQUET P., DUEE G., MASCLE G. & TRUILLET R. (1984) - Evolution structurale alpine récente de la Sicile et sa signification géodynamique. Rev.Géol.dyn.Géogr.phys., 25, 2, p.75-85.
- BROQUET P. & MASCLE G. (1968) - Les conditions de dépôt de la série de Vicari (Sicile occidentale). C.R. somm. Soc. géol. France, fasc.1, p.17-18
- BUJALKA P., JOHAN K., KRIVY M., RAKUS M. & VACEK J. (1971) - Feuille au 50.000e : Grombalia, n° 29. Direction des Mines et de l'Energie - Serv.géol., Tunis.
- BUJALKA P., RAKUS M. & VACEK J. (1972) - Feuille au 50.000e : La Goulette, n° 21. Direction des Mines et de l'Energie - Serv. géol., Tunis.
- BUREAU D. (1986) - Approche sédimentaire de la dynamique structurale: évolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud-Ouest constantinois et Aurès, Algérie). Thèse. Univ. P et M. curie. Paris, 441 p.
- BUROLLET P.F. (1956) - Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Thèse. fac.Sc.Alger, 350 pages.
- BUROLLET P.F. (1971) - Remarques géodynamiques sur le Nord-Est de la Tunisie. C.R.Somm.S.G.F., fasc.8, p.411-414.
- BUROLLET P.F. (1974) - Evolution géodynamique néogène de la Méditerranée occidentale. C.R.Acad.Sc.Paris, t.278, série D, p.1321-1324.
- BUROLLET P.F. - Tunisia. Enciclopedia del Petrolio e del Gas Naturale, vol. VIII. Ente Nazionale Idrocarburi.
- BUROLLET P.F., MAGNIER P. & MANDERSCHIED G. (1971) - La Libye in Tectonique de l'Afrique. Unesco, Sciences de la terre, 6, p.409-416.
- BUROLLET P.F. & ROUVIER H. (1971) - La Tunisie in Tectonique de l'Afrique. Unesco, Sciences de la terre, 6, p.91-100.
- BUROLLET P.F. & SAINFELD P. (1956) - Feuille au 50.000e : Tadjerouine, n° 51. Service des Mines, de l'Industrie et de l'Energie, Tunis.
- BUROLLET P.F. & SAINFELD P. (1956) - Feuille au 50.000e : le Kef, n° 44. Service des Mines, de l'Industrie et de l'Energie, Tunis.
- BURRUS J. (1984) - Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (Northwestern Mediterranean). Mar.Geol., 55, p.247-269.
- BUSNARDO R. (1956) - Précisions nouvelles sur les recouvrements de la région de Constantine (Algérie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.242, n° 5, p.658-660.
- BUSSON G. (1968) - Les sables ronds-mats, émoussés-luisants et non-usés observés au microscope électronique à balayage (stereoscan). Bull.Mus.hist.nat., T.40, n° 4, p.850-856.
- BUSSON G. (1970) - Le Mésozoïque Saharien. Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisiens. Ed.C.N.R.S., Paris.
- CAILLEUX A. & SCHNEIDER H. - L'usure des sables vue au microscope électronique à balayage.
- CAIRE A. (1951) - Structure et évolution de la zone bub-bibanique dans la région de Mansourah-les-Biban (département de Constantine). Bull.Soc.Géol.France, 6ème série, t.I; p.721-734.
- CAIRE A. (1954) - L'Atlas tellien méridional entre la chaîne du Djurdjura et la partie occidentale des Monts du Hodna (Algérie). Ann.Sc.Univ.Besançon, 2ème série, fasc.1, p.35-82.
- CAIRE A. (1954) - Sur l'origine et la date de mise en place des nappes supérieures dans le Tell algérien au sud du Djurdjura. C.R.Ac.Sc., t.238, n°5, p.597-599.
- CAIRE A. (1957a) - Etude géologique de la région des Biban (Algérie). Thèse scientifique Paris et Publ. Serv.carte géol.Algérie, n.s.bull. 16, 818 pages.
- CAIRE A. (1958) - Les glissements sous-marins dans le sillon miocène sud-tellien et la mise en place de l'unité A. Publ.Serv.Carte géol.Algérie (nvelle série) Bull. n°20, p.31-54; 5 fig.
- CAIRE A. (1961) - Note préliminaire sur les argiles varicolores des monts Péloritains et de Calabre méridionale. C.R.somm.S.G.F., n°8, p.233-234.
- CAIRE A. (1961) - Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile. Bull.Soc.géol.France, (7), III, p.545-558.
- CAIRE A. (1962) - Les arcs calabro-siciliens et les relations entre Afrique du Nord et Apennin. Bull.Sc.géol.France (7), IV, p.774-784.

- CAIRE A. (1963) - Phénomènes tectoniques de biseautage et de rabotage dans le Tell algérien. Rev.Geogr.phys.géol.dyn. (2), vol.V, fasc.4, p.299-325.
- CAIRE A. (1964) - Comparaison entre les orogènes berbère et apenninique. Ann.Soc.géol.Nord Tome LXXXIV 1964, 3ème trimestre, p.163-176.
- CAIRE A. (1970) - Tectonique de la Méditerranée centrale. Ann.Soc.géol.Nord, t.xc, fasc.4, p.307-346.
- CAIRE A. (1970) - Sicily in its Mediterranean setting. Geology and history of Sicily, Petrol.Expl.Soc.Libya, p.145-170.
- CAIRE A. (1978) - The central Mediterranean mountain chains in the alpine orogenic environment. in The ocean basins and margins, Nairn, Kanes and Stehli ed., vol.4B, p.201-256.
- CAIRE A. et CAILLEUX A. (1957) - Morphoscopie des roches gréseuses de la région des Biban (Constantine, Algérie). Bull. Soc. géol. France, (6), VII, p.819-831.
- CAIRE A., CASTANY G., GLANGEAUD L. et MATTAUER M. (1959) - Les problèmes de la cartographie internationale des plissements et la feuille d'Algérie - Tunisie de la carte tectonique d'Europe. Bull. Soc. géol. France, (7), I, p.787-795.
- CAIRE A. et COIFFAIT P. (1970) - Les dragées de quartz du flysch numidien viennent de la province sarde, et non pas de la province saharienne. C.R.Acad.Sc.Paris, t.270, série D, p.3181-3183.
- CAIRE A., COUTELLE A. et OBERT D. (1968) - Tectonique des extrémités de la chaîne des Babors (Algérie). Bull.Soc.géol.France, (7), X, p.658-678.
- CAIRE A., DUEE G. et TRUILLET R. (1965) - La chaîne calcaire des monts péloritains (Sicile). Bull.Soc.géol.France, (7), VII, p.881-888.
- CAIRE A. & FRANCOIS S. (1953) - Etude morphoscopique du grès medjanien à faciès numidien de Meslane El Kebch (SW du Djebel Morissane, Algérie). Bull.Soc.Hist.nat.Doubs, 57, p.145-148.
- CAIRE A., GLANGEAUD L. et GRANDJACQUET C. (1960) - Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale). Bull.Soc.géol.France, (7), II, p.915-938.
- CAIRE A. et MAGNE J. (1956) - Les conglomérats sénoniens de l'unité C dans la région des Biban (Algérie). Bull.Soc.géol.France, (6), VI, p.931-936.
- CAIRE A. et MATTAUER M. (1960) - Comparaison entre la Berbérie et le territoire siculo-calabrais. C.R.Acad.Sc.Paris, n° 17, t.251, p.1804-1806.
- CALDERONE S. & LEONE M. (1966) - Contributo allo studio del Flysch Numidico siciliano. Nota 1 - Granulometria e minerali pesanti delle quartzareniti in posizione parautoctona. Atti Acc.Sc.Lett.Palermo, 26, (1), p.463-512.
- CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F. (1982) - Elementi per una valutazione degli eventi tettonico sedimentari dal Cretaceo al Quaternario nella Sicilia sud-orientale. in Guida alla geologia della Sicilia occidentale, Guid.geol.reg.Soc.Geol.Ital., p.103-109.
- CARTER R.M. (1975) - A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry-flow and fluxoturbidites. Earth Sc.Rev., 11, p.145-177.
- CARTER R.M. et LINDQVIST J.K. (1975) - Sealers Bay submarine fan complex, Oligocène, Southern New Zealand. Sedimentology, 22, p.465-483.
- CASNEDI R. (1964) - Rapporti fra flysch e Pliocene nella zona fiume Basento - Stigliano (Potenza). Atti Soc.ital.Sc.nat. e Mus.civ.st.nat. di Milano, 103, p.235-247.
- CASTANY G. (1947) - Feuille au 50 000 ème: Hadjeb el Aïoun, n°78, Ann.Mines et Géol., Dir.Trav.publ., Tunis.
- CASTANY G. (1949) - L'Oligocène marin de la Tunisie orientale. C.R.somm.Soc.géol.france, p.359-360.
- CASTANY G. (1952) - Feuille au 50 000 ème: Kairouan, n° 63, Ann.Mines et Géol., Dir.Trav.publ., Tunis.
- CASTANY G. (1952) - Feuille au 50 000 ème: Djebel Mrhila, n°77, Ann.Mines et Géol., Dir.Trav.publ., Tunis.
- CASTANY G. (1952) - Paléogéographie, tectonique et orogénèse de la Tunisie. XIX ème Congr.géol.int.Alger, monographies régionales, 2° série, n° 1, 63p.
- CASTANY G. (1953) - Notice explicative de la carte géologique de la Tunisie au 1/500 000, Tunis.
- CASTANY G. (1953) - Le style des plis de la région de Bizerte (Tunisie). Ses relations avec la tectonique régionale et la zone du "flysch numidien". C.R.Acad.Sc.Paris, t.236, n°26, p.2527-2529.
- CASTANY G. (1953) - Le style tectonique des Hedil et de la région de Beja (Tunisie septentrionale); ses rapports avec la "zone du flysch". C.R.Acad.Sc.Paris, t.236, p.728-730.
- CASTANY G. (1954) - L'accident sud-tunisien, son âge et ses relations avec l'accident sud-atlasique d'Algérie. C.R.Acad.Sc.Paris, t.238, p.916-918.
- CASTANY G. (1956) - Essai de synthèse géologique du territoire Tunisie - Sicile. Ann.Mines et Géol., Tunis, n° 16.

- CASTANY G. et DEGALLIER R. (1956) - Feuille au 50 000 ème: Sbiba, n°69, Serv.Mines, Ind. et énergie, Tunis.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982) - Schema geologico della Sicilia. in Guida alla geologia della Sicilia occidentale, Guid.geol.req.Soc.Geol.Ital., p.9-41.
- CAVELIER C. & POMEROL C. (1986) - Stratigraphy of the Paleogene. Bull.Soc.géol.France, (8), II, n°2, p.255-265.
- CENTAMORE E. (1968) - Contributo alla geologia della Basilicata. La stratigrafia dei complessi in facies di flysch affioranti nel II quadrante del foglio 187 "Melfi". Nota preliminare. Boll.Serv.geol.Ital., vol.LXXXIX, p.23-35.
- CENTAMORE E. et VALLETTA M. (1968) - Contributo alla conoscenza geologica dell'Appennino molisano. Boll.Serv.geol.Ital., vol. LXXXIX, p.53-64.
- CHABRIER G. et MASCLE G. (1975) - Comparaison des évolutions géologiques de la Provence et de la Sardaigne (à partir d'exemples de la région toulonnaise et de la Nurra sarde). Rev.Géogr.phys.géol.dyn. (2), XVII, fasc.2, p.121-136.
- CHABRIER G & MASCLE G. (1979) - Essai de restitution du domaine Provence- Corse- Sardaigne- Sicile à partir de marqueurs structuraux hercyniens. C.R.Acad.Sc.Paris, t.288, p.1271-1274.
- CHARLET J.M. (1969) - La thermoluminescence des roches quartzo- feldspathiques. Application à l'étude des séries sédimentaires détritiques; intérêt dans la datation des granites. Bull.B.R.G.M., 2ème sér., sect.2, n°2 et 3, p.51-97 et p.11-60.
- CHAUVE P. (1962) - Structure géologique de la région centrale de la province de Cadix (Espagne). Liv.Mém.Prof.P.Fallot, Mém.h.-sér.Soc.géol.France, t.I, p.257-264.
- CHAUVE P. (1968) - Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale). Mem.Inst.geol.y min.Espana, t.LXIX, 377p.
- CHAUVE P., MATHIS V., PEYRE Y. & RIVIERE M. (1973) - Sur la présence de tufs dans les sédiments d'âge burdigalien de la région de La Vinuela - Alcaucin - Zafarraya - Riogordo (Province de Malaga, Espagne méridionale). Ann.Sc.Univ.Besançon, 3ème série, fasc.20, p.153-165.
- CHEVILLY (DE) F., KIEKEN M. & SPENGLER (DE) A. (1956) - Géologie de la zone sud-tellienne entre Boghari et Sidi-Aïssa (département d'Alger). Publ.Serv.carte géol.Algérie, nouv. série, bull. n°8, p.25-88, 6 fig, 13 pl.h-t.
- CHIOCCHINI U. (1968) - Una serie oligo-miocenica a nord di Torella dei Lombardi (foglio 186 "San Angelo dei Lombardi" - IV NE). Boll.Serv.geol.Ital., LXXXIX, p.65-74.
- CHIOCCHINI U. (1969) - Flysch oligo - miocenico e sedimenti pliocenici tra S. Angelo dei Lombardi e Luogosano. Boll.Serv.geol.Ital., XC, p.3-37.
- CHIOCCHINI U., FRANCHI R., GUERRERA F., RYAN W.B.F. & VANNUCCI S. (1978) - Geologia di alcune successioni torbiditiche cretaceo- terziarie appartenenti ai "flysch maurétaniens" e alla "nappe numidienne" del Rif settentrionale (Marocco). Stud.Geol.Camerti, IV, p.37-66.
- CHIPPING D.H. (1972) - Sedimentary structure and environment of some thick sandstone beds of turbidite type. Journ.Sed.Petrol., vol.42, n°3, p.587-595.
- CIAMPO G., PERRONE V. & DE PASCALE B. (1984) - Revisione stratigrafica delle formazioni di Pollica e di San Mauro (Flysch del Cilento; Appennino meridionale). Boll.Soc.Geol.Ital., 103, p.333-339.
- CIARANFI N. & LOIACONO F. (1983) - Il flysch numidico nel quadro dell'evoluzione tettonico-sedimentaria inframiocenica dell'Appennino meridionale. Publ.Dip.Geol.Geof.Univ.Bari, Adriatica Ed., 16, 43p.
- CLERMONTÉ J. (1969) - Une contribution à l'étude géologique des formations molisanes du bassin du Sangro (Italie centro - méridionale). Bull.Soc.géol.France, (7), XI, p.830-840.
- CLERMONTÉ J. (1973) - Directions et sens d'apports dans les formations marno-arénacées miocènes du Haut-Molise (Provinces de Chieti, Campobasso et l'Aquila, Italie centro - méridionale). C.R.Acad.Sc.Paris, t.276, p.469-471.
- CLERMONTÉ J. (1975) - Etude géologique dans le bassin versant du Sangro (Italie centro- méridionale). Thèse, Univ.Nancy I, 301 p.
- CLERMONTÉ J. (1977) - Les unités structurales de l'Italie centro- méridionale: essai de mise au point. C.R.Acad.Sc.Paris, t.285, p.11-13.
- CLERMONTÉ J. (1977) - Polarités sédimentaires et structurales suivant l'avant-fosse sud- apenninique (Italie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.285, p.135-138.
- COCCIONI R. (1987) - Nuovi dati biostratigrafici relativi al substrato stratigrafico (alternanza di "arcillas de Jimena" e "formacion de Benaiza") di facies tipo numidico della Spagna meridionale. Riass.Conv.Soc.geol.Ital.,Naxos-Pergusa, p.37.

- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., TORRE M. & COPPOLA L. (1974) - Le Unità Iripine nell'area a nord di Monte Marzano, Appennino meridionale. Mem.Soc.Geol.Ital., XIII, 4, p.607-654.
- COCCO E. & PESCATORE T. (1975) - Facies pattern of the Southern Apennines Flysch troughs. in Geology of Italy, Coy Squyres ed., Earth Sc.Soc.Libyan Ar.Rep., p.289-303.
- COCOZZA T., JACOBACCI A., NARDI R. & SALVADORI I. (1974) - Schema stratigrafico- strutturale del massiccio sardo- corso e minerogenesi della Sardegna. Mem.Soc.Geol.Ital., XIII, 2, p.85-186.
- COLACICCHI R. (1958) - Dicchi sedimentari del flysch oligomiocenico della Sicilia nord-orientale. Ecl.Geol.Helv., 51, 3, p.901-916.
- COLACICCHI R. (1966) - Le caratteristiche della facies abruzzese alla luce delle moderne indagini geologiche. Mem.Soc.geol.Ital., V, 1, p.1-18.
- COLEMAN P.J. (1975) - On island arcs. Earth-Science Rev., 11, p.47-80.
- COMTES D. & DUFAURE P. (1973) - Quelques précisions sur la stratigraphie et la paléogéographie tertiaires en Tunisie centrale et centro-orientale, du Cap Bon à Mezzouna. Liv.jub.M.Solignac, Ann.Mines et Géol., Tunis, n°26, p.241-256.
- CONOLLY J.R. & EWING M. (1967) - Sedimentation in the Puerto Rico trench. Journ.Sed.Petrol., 37, 1, p.44-59.
- CONRAD G. (1969) - L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien. Mém. C.R.Z.A., C.N.R.S., n°10, 527 p.
- CORMY G. (1968) - Observations sur la stratigraphie et la structure de Bou Hadjar, ex-Lamy (Dépt. d'Annaba, Algérie). Bull.Soc.géol.France, (7), XII, p.214-219.
- COURME-RAULT M.D. (1985) - Stratigraphie du Miocène et chronologie comparée des déformations suivant deux transversales des Atlasides orientales (Algérie, Sicile). Thèse, Univ.Orléans, 491 p.
- COURME-RAULT M.D. & MASCLE G. (1988a) - Nouvelles données stratigraphiques sur les "séries oligo-miocènes" des nappes siciliennes: conséquences paléogéographiques. Bull.Soc.géol.France, (8), IV, n°1, p.105-118.
- COURME-RAULT M.D. & MASCLE G. (1988b) - Nouvelles données stratigraphiques sur les séries oligocène et néogène de l'avant-pays ibléen (Sicile sud-orientale): implications paléogéographiques et géodynamiques. Bull.Soc.géol.France, (8), IV, n°8, p.407-417.
- COURME-RAULT M.D. & COUTELLE A. (1979) - Etude du Miocène du bassin de Tizi-Ouzou dans la région de Taguersift-Fréha et de Naciria (Algérie). Géol.Méd., VI, n°2, p.347-356.
- COURME-RAULT M.D. & LORENZ C. (1972) - Les divisions stratigraphiques du Miocène et la place du Langhien. C.R.somm.Soc.géol.France, 5, p.212.
- COUTELLE A. (1971) - Les flyschs du flanc sud du Djurdjura. Composition, relations structurales et position paléogéographique. Bull.Serv.géol.Algérie, 41, p.7-18.
- COUTELLE A. (1971) - Le Sénonien dans les différentes unités tectoniques de la région d'Akbou. Bull.Soc.Hist.nat.Afr.Nord, 62, fasc. 1 & 2, p.73-76.
- COUTELLE A. (1971) - Existence d'une nappe à matériel tellien dans les flyschs du versant sud du Djurdjura. Un nouvel argument en faveur de l'allochtonie complète du massif de Grande Kabylie. Bull.Soc.Hist.nat.Afr.Nord, 62, fasc. 2 & 3, p.133-148.
- COUTELLE A. (1971) - Variations longitudinales de faciès dans les flyschs du versant sud du Djurdjura. Critique de la définition du flysch maurétanien. Bull.Soc.Hist.nat.Afr.Nord, 62, fasc. 2 & 3, p.149-156.
- COUTELLE A. (1979) - Géologie du Sud-Est de la Grande Kabylie et des Babors d'Akbou. Thèse, Univ.Bretagne occid., 567p.
- CRAMPON N. (1971) - Etude géologique de la bordure des Mogods, du pays de Bizerte et du Nord des Hédil (Tunisie septentrionale). Thèse ronéo, Univ. Nancy I, 522 p.
- CRAMPON N. (1973) - L'extrême Nord tunisien. Aperçu stratigraphique, pétrologique et structural. Liv.jub.M.Solignac, Ann.Mines et Géol., Tunis, n°26, p.49-85.
- CRAMPON N. (1973) - Aperçu structural de la bordure des Mogods, du pays de Bizerte et du Nord des Hédil (Tunisie septentrionale). C.R.Acad.Sc.Paris, t.276, p.269-272.
- CRAMPON N. & SIGAL J. (1967) - Stratigraphie du Crétacé terminal et de l'Eocène en bordure des Mogods (Tunisie septentrionale). Bull.Soc.géol.France, (7), XI, p.129-140.
- CRESCENTI U. (1966) - Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche. Boll.Soc.geol.Ital., 85, p.541-579.
- CRITELLI S. (1987) - Petrologia delle areniti della formazione di San Mauro (Eocene sup.- Oligocene sup., bacino del Cilento), Appennino meridionale. Riass.Conv.Soc.geol.Ital., Naxos- Pergusa, p.42.
- CROSTELLA A. & VEZZANI L. (1964) - La geologia dell'Appennino foggiano. Boll.Soc.geol.Ital., 83, fasc.1, p.121-141.

- DAGUIN F. (1927) - Contribution à l'étude géologique de la région pré-riifaine. (Maroc occidental). Notes et Mém.Serv.mines carte géol.Maroc n°1, 413 pages.
- DAGUIN F. (1927) - Carte géologique provisoire de la région pré-riifaine (avec notice explicative). Notes et Mém.Serv.mines carte géol.Maroc n°2.
- DALLONI M. (1913) - L'Oligocène marin et sa faune en Algérie. C.R.Acad.Sc.Paris, t.156, n°22, p.1711-1713.
- DALLONI M. (1916) - Les terrains oligocènes dans l'Ouest de l'Algérie. Bull.Soc.géol.France (4°), t.XVI, p.97-126.
- DAMUTH J.E. & KUMAR N. (1975) - Amazon Cone: Morphology, sediments, age, and growth pattern. Geol.Soc.Amer.bull., v.86, p.863-878.
- DARESTE DE LA CHAVANNE J. (1910) - La région de Guelma. Etude spéciale des terrains tertiaires. Bull.serv.carte géol.Algérie 2ème série, stratigraphie, n°5.
- D'ARGENIO B. (1966) - Zone isopiche e faglia trascorrenti nell'Appennino Centro Meridionale. Mem.Soc.Geol.Ital., 5, pp.279-299, 1f., 1t.
- D'ARGENIO B., HORVATH F. & CHANNELL J.E.T. (_____) - Paleotectonic evolution of Adria, the african promontory. in Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. p.331-351.
- DAVID L. (1953) - Sur l'importance des déplacements tangentiels dans la zone sud-tellienne des environs de Souk-Ahras (Est-Constantinois). C.R.Somm.S.G.F., n°14.
- DAVID L. (1953b) - Aperçu sur l'histoire géologique et la tectonique de la bordure méridionale du Tell dans les Monts de la Haute Medjerda (Algérie). C.R.Acad.Sc., t.237, p.1338-1340.
- DAVID L. (1956) - Etude géologique des monts de la Haute Medjerda. Publ.serv.carte géol.Algérie, nelle série, bull. n°11, 304 pages.
- DE BLASIO I., LIMA A., PERRONE V. & RUSSO M. (1978) - Studio petrografico e biostratigrafico di una sezione della formazione del Saraceno nell'area-tipo (Calabria nord-orientale). Riv.Ital.Paleont., 84, 4, p.947-972.
- DE BONIS L., JAEGER J.J., COIFFAIT B. & COIFFAIT P.E. (1988) - Découverte du plus ancien primate Catarrhinien connu dans l'Eocène supérieur d'Afrique du Nord. C.R.Acad.Sc.Paris, t.306, série II, p.929-934.
- DELEAU P. (1938) - Etude géologique des régions de Jemmapes, Hammam Meskoutine et du col des oliviers. Bull.Serv.carte géol.Algérie, 2°série, n°14.
- DELFAUD J. (1973) - Sur l'appartenance de certains "pseudo-flyschs" aux faciès prodeltaïques de plateforme. C.R.Acad.Sc.Paris, t.277, série D, p.1125-1128.
- DELFAUD J. (1974) - La sédimentation deltaïque ancienne - Exemples nord-sahariens. Bull.Centre Rech.Pau, S.N.P.A., 8,1, p.241-262.
- DELFAUD J., MICHAUX J., NEURDIN J. & REVERT J. (1973) - Un modèle paléogéographique de la bordure méditerranéenne: évolution de la région oranaise (Algérie) au Miocène supérieur. Conséquences stratigraphiques. Bull.Soc.Hist.nat.Afr.Nord, 64, fasc.1&2, p.219-242.
- DELFAUD J., MAROCCO R., YAICHE C & MARTINEZ C. (1987) - Le complexe deltaïque oligocène de Fortuna - Cherichira (Tunisie centrale). 8ème Congr.europ.séd..I.A.S., Tunis, p.10-11.
- DELTEIL J. (1974) - Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Tell oranais oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra), Thèse ronéo, Univ. Nice, 294p.
- DELTEIL J., DUPEUBLE P.A. & MOULLADE M. (1970) - Note préliminaire sur la géologie du Dahra (Algérie septentrionale). Bull.Soc.géol.France, (7), XII, n°3, p.447-454.
- DELTEIL J., FENET B., GUARDIA P. & POLVECHE J. (1973) - Remarques à la communication écrite de J.F. RAOULT intitulée: Remarques à la communication écrite de J. DELTEIL, B. FENET, P. GUARDIA & J. POLVECHE (Géodynamique de l'Algérie nord-occidentale, 1971, C.R.somm.S.G.F., p.414-417) . C.R.somm.Soc.géol.France, XV, fasc.2, p.69-71.
- DENNEN W.H. (1966) - Stoichiometric substitution in natural quartz. Geochem. et Cosm.Acta, vol.30, p.1235-1241.
- DENNEN W.H. (1967) - Trace elements in quartz as indicators of provenance. Geol.Soc.Amer.Bull., vol.78, p.125-130.
- DENNEN W.H. & PUCKETT A. (1971) - On the Chemistry and Color of Rose Quartz. The Min.Record, p.226-227.
- DENNEN W.H. & PUCKETT A. (1972) - On the Chemistry and Color of Amethyst. Canadian Min., vol.44, p.448-456.
- DERCOURT J. et al. (1985) - Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. Bull.Soc.géol.France, (8), I, n°5, p.637-652.

- DEVAUX J. (1969) - Recherche de l'organisation des contraintes dans le tréfonds de l'Algérie du Nord. Le rôle des failles de décrochement obliques sur l'Ouest. Publ.Serv.géol.Algérie, nlle sér., 39, p.41-69.
- DEWEY J.F, PITMAN W.C., RYAN W.B.F. & BONNIN J. (1973) - Plate tectonics and the evolution of the alpine system. Geol.Soc.Amer.Bull., 84, p.3137-3180.
- DIDON J. (1959) - Remarques à propos de la note de MM. DURAND DELGA et MATTAUER "Existence, dans le Rif (Maroc), d'une nappe supérieure à matériel "numidien" (nappe du J. Sougna)". C.R.somm.Soc.géol.France, VIII, p.226.
- DIDON J. (1961) - Existence d'un flysch oligo-miocène dans l'unité d'Arguelles (région d'Estepona, prov. de Malaga, Espagne). C.R.Somm.S.G.F., n° 10, p.284.
- DIDON J. (1964) - Présence de Miogypsinidés à la base des grès de l'Aljibe (Espagne méridionale). C.R.somm.Soc.géol.France, 1, p.32.
- DIDON J. (1966) - Styles tectoniques de l'unité de l'Aljibe au nord du détroit de Gibraltar (Espagne méridionale). Bull.Soc.géol.France, (7), VIII, p.521-526.
- DIDON J. (1967) - L'unité parautochtone d'Almarchal dans la zone du flysch du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). C.R.somm.Soc.géol.France, fasc.5, p.201.
- DIDON J. (1969) - Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale) . Thèse ronéo, Univ.Paris, 539p.
- DIDON J. (1972) - Accidents transverses et coulissages longitudinaux dextres dans la partie nord de l'arc de Gibraltar (Cordillères bétiques occidentales, Espagne). Bull.Soc.géol.France, (7), XV, n°2, p.121-127.
- DIDON J. (1973) - Présence d'un niveau à Miogypsinidés dans le flysch d'Algésiras (Espagne méridionale). Conséquences paléogéographiques et structurales. C.R.somm.Soc.géol.France, suppl. t.15, n°1, fasc.1, p.40-41.
- DIDON J. (1976) - Rôle des phénomènes de glissement et d'écoulement par gravité dans la mise en place du matériel flysch à la périphérie de l'arc de Gibraltar. Conséquences. Bull.Soc.géol.France, (7), XIX, 4, p.765-771.
- DIDON J. & DURAND DELGA M. (1973) - Colloque de Gibraltar de l'action thématique programmée de l'I.N.A.G. "Géodynamique de la Méditerranée occidentale". Bull.Soc.géol.France, (7), XV, n°2.
- DIDON J., DURAND DELGA M., ESTERAS M., FEINBERG H., MAGNE J. & SUTER G. (1984) - La formation des Grès numidiens de l'arc de Gibraltar s'intercale stratigraphiquement entre des argiles oligocènes et des marnes burdigaliennes. C.R.Acad.Sc.Paris, t.299, p.121-128.
- DIDON J., DURAND DELGA M., FONTBOTE J.M., MAGNE J. & PEYRE Y. (1961) - El Oligoceno superior del Betico de Malaga (Andalucia). Inst.Geol. y Min.Espana, 61, p.115-130.
- DIDON J., DURAND DELGA M. & KORNPROBST J. (1972) - Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar. Bull.Soc.géol.France, (7), XV, n°2, p.77-105.
- DIDON J., FERNEX F., LORENZ C., MAGNE J & PEYRE Y. (1969) - Sur un niveau remarquable de silixite dans le Néogène inférieur d'Espagne méridionale et d'Italie du Nord. Bull.Soc.géol.France, (7), XI, p. 841-853.
- DIDON J. & GARCIA-DUENAS V. (1976) - Les Cordillères bétiques centrales et orientales. Compte-rendu Réunion extraordinaire Soc. géol. France. Bull.Soc.géol.France, (7), XVIII, n°3, p.583-599.
- DIDON J. & HOYEZ B. (1977) - Déplacement tardif de la nappe numidienne en direction du NNW à la périphérie de l'Arc de Gibraltar. 5ème Réunion ann.Sc.Terre, Rennes, p.199.
- DIDON J. & HOYEZ B. (1977) - Le Numidien dans l'arc bético-rifain: hypothèses sur sa mise en place sédimentaire et tectonique. Ann.Soc.géol.Nord, XCVII, p.9-24.
- DIDON J & HOYEZ B. (1978) - Les séries à faciès mixte, numidien et grés-micacé, dans le Rif occidental (Maroc). C.R.somm.Soc.géol.France, fasc.6, p.304-307.
- DILLON , GREENE, ROBB, LUCENA & SNAVELY (1975) - Structure of the continental margin of Southeastern Spain and possible active faulting in the Alboran Sea. Geol.Soc.Amer. Abstr.prog., 7, 7, p.1053.
- DOLLE J.E. (1952) - Les Lépidocyclines de l'Oligocène de Sousse. in CASTANY G. et al. XIX Congr.géol.int., Alger, 2° série, n°6.
- DUBOIS R. (1970) - Phases de serrage, nappes de socle et métamorphisme alpin à la jonction Calabre-Apennin : la suture calabro-apenninique. Rev.Geogr.phys.Géol.dyn., (2), XII, fasc.3, p.221-254.
- DUBOIS R. (1976) - La suture calabro apenninique crétacé- éocène et l'ouverture tyrrhénienne néogène; étude pétrographique et structurale de la Calabre centrale. Thèse Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 567p.
- DUBOURDIEU G. (1962) - Dynamique wegenérienne de l'Afrique du Nord. Livr.Mém.prof.P.FALLOT, Mém.h.-sér.Soc.géol.France, t.1, p.627-644.

- DUEE G. (1961) - Contribution à l'étude géologique de la chaîne calcaire des monts Péloritains (zone de Militello-Tortorici), Sicile nord-orientale. Bull.Soc.géol. France, (7), III, p.568-579.
- DUEE G. (1962) - Les séries calcaires sous-jacentes à la formation de Reitano, dans la région de Caronia-Mistretta-Castel di Tusa. Monts Nebrodi (Sicile septentrionale). Bull.Soc.géol.France, 7, t.IV, p.728-733.
- DUEE G. (1964) - Relations paléogéographiques entre flyschs, chaîne calcaire et complexe de base dans les Monts Nebrodi (Sicile). Ann.Soc.Geol.Nord, tome LXXXIV, 3ème trimestre, pp.153-162.
- DUEE G. (1965) - La paléogéographie des Monts Nebrodi (Sicile). Bull.Soc.géol.France, 7, t.VII, p.889-899.
- DUEE G. (1969) - Etude géologique des Monts Nebrodi (Sicile). Thèse, Univ.Paris, 369 p.
- DUEE G. & TRUILLET R. (1963) - Sur l'âge éocène et oligo-miocène de niveaux réputés tortoniens entre Randazzo et Cesaro (Sicile nord-orientale). C.R.somm.Soc.géol.France, fasc.5, p.151-152.
- DURAND DELGA M. (1952) - Feuille au 1/50 000 : Sidi Merouane, n°50. Serv.carte géol.Algérie.
- DURAND DELGA M. (1952) - Présence du Burdigalien dans la région d'El Milia, au centre du massif ancien de Petite Kabylie (Nord-Constantinois, Algérie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.234, p.2092-2095.
- DURAND DELGA M. (1955) - Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. Bull.Serv.Carte géol.Algérie, 2ème sér., n°24, 533p.
- DURAND DELGA M. (1956) - Regards sur la structure de l'Algérie septentrionale. Geol.Symp. zu Ehren von Hans Stille, F. Enke Ed., Stuttgart, p.304-335.
- DURAND DELGA M. (1956) - Sur les formations antémiocènes de l'archipel de la Galite (Tunisie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.243, n°4, p.389-392.
- DURAND DELGA M. (1956) - L'évolution de l'archipel de la Galite au Néogène et au Quaternaire. C.R.Acad.Sc.Paris, t.243, n°5, p.507-509.
- DURAND DELGA M. (1956) - Remarques à la communication de M. Mattauer "Sur l'origine de l'unité "numidienne" de l'Ouarsenis oriental (Algérie). C.R.somm.Soc.géol.France, n°2.
- DURAND DELGA M. (1961) - Au sujet du sillon méso-méditerranéen du Flysch au Crétacé et au Nummulitique. C.R.somm.Soc.géol.France, n°2, p.45.
- DURAND DELGA M. (1962) - Esquisse structurale de l'Algérie en 1961. Lex.strat.Int., vol.4, fasc. 1b, p.3-37.
- DURAND DELGA M. (1964) - Le lambeau de recouvrement du Jebel Zem-Zem (Rif septentrional, Maroc). C.R.somm.Soc.géol.France, fasc.4, p.165.
- DURAND DELGA M. (1966) - Titres et travaux scientifiques. Imp.Priester.
- DURAND DELGA M. (1969) - Mise au point sur la structure du nord-est de la Berbérie. Publ.Serv.géol.Algérie, 39, p.89-131.
- DURAND DELGA M. (1971) - La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines, unit l'Europe et l'Afrique. Eclog.Geol.Helv.
- DURAND DELGA M. (1971) - Observations faites à la suite de la communication de MM. Bouillin et J.F. Raoult "Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs. Le Numidien peut-il être un néoautochtone ?". Bull.Soc.géol.France.
- DURAND DELGA M. (1971) - Observations faites à la suite de la communication de MM. J. Magné et D. Raymond "Découverte d'argiles à blocs dans la région de Dellys-Tigzirt (Grande Kabylie, Algérie), leur place parmi les formations oligo-miocènes au N de la Grande Kabylie". Bull.Soc.géol.France
- DURAND DELGA M. (1972) - Remarques à la communication de M. P.E. Coiffait "Nouvelles données sur la thermoluminescence naturelle de sédiments oligo-miocènes de Tunisie". Bull.Soc.géol.France
- DURAND DELGA M. (1972) - Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar. Bull.Soc.géol.France, (7), XV, n°2, p.119-120.
- DURAND DELGA M. (1972) - Impressions sur l'édifice alpin de Corse. in Tectonic problems of the alpine system, Veda Publ.house Slov.Acad.Sc., Bratislava, p.203-230.
- DURAND DELGA M. (1980) - La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Liv.ub.Soc.géol.France, mém.h.-sér.10, p.203-224.
- DURAND DELGA M. (1981) - Ouvertures océaniques de Méditerranée occidentale et dislocation des chaînes alpines. in Sedimentary basins of Mediterranean margins, F.C. Wezel Ed., p.417-431.
- DURAND DELGA M. & FONTBOTE J.M. (1980) - Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26° Congr.géol.int.Paris, coll.5, Mém.B.R.G.M., 115, p.67-85.
- DURAND DELGA M., LEIKINE M. & MAGNE J. (1964) - Au sujet du Nummulitique lié à la zone paléozoïque du Rif interne (Maroc). C.R.Acad.Sc.Paris, t.259, p.1167-1170.
- DURAND DELGA M. & LESPINASSE P. (1965) - Le Miocène des Beni-Issef (Rif septentrional) et ses rapports avec la nappe numidienne. C.R.somm.Soc.géol.France, fasc.10, p.321.

- DURAND DELGA M. & MAGNE J. (1961) - Présence d'Oligocène supérieur sous le front des nappes alpujarrides au nord-est de Grenade (Andalousie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.252, p.559-561.
- DURAND DELGA M. & MATTAUER M. (1959) - Existence, dans le Rif (Maroc), d'une nappe supérieure à matériel "numidien" (nappe du J. Sougna). C.R.somm.Soc.géol.France, 8, p.225-227.
- DURAND DELGA M. & MATTAUER M. (1959) - Les unités structurales externes de la "zone marno-schisteuse" du Rif septentrional. C.R.Acad.Sc.Paris, t.248, p.2499-2501.
- DURAND DELGA M., RODRIGO B.G., MAGNE J. & POLVECHE J. (1964) - A propos du Miocène de la région d'Alcoy (province d'Alicante, Espagne). Inst. "Lucas Mallada", C.S.I.C., curs. y conf., IX, p.213-217.
- DURAND DELGA M. & VILLIAUMEY M. (1963) - Sur la stratigraphie et la tectonique du groupe du Jebel Musa (Rif septentrional, Maroc). Bull.Soc.géol.France, (7), V, p.70-79.
- DURR S., HOEPPENER R., HOPPE P. & KOCKEL F. (1962) - Géologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne méridionale). Livre mém. prof. P. Fallot, mém. h.-s. Soc.géol.France, p.209-227.
- EGLER C.G. & SIMON O.J. (1960) - Orogenic evolution of the Betic zone (Betic Cordilleras, Spain) with emphasis on the nappe structures. Geol.en Minb., 48, 3, p.296-305.
- EL BELLAOUI B. (1983) - Le problème paléogéographique du Numidien: contribution de la thermoluminescence et de l'exoscopie des grains de quartz à sa résolution. Thèse 3ème cycle, Univ.Paris-Sud, Orsay, 124p.
- EL HATIMI N. (1982) - Contribution à l'étude géologique et structurale de la région d'Assifane (Rif, Maroc). Thèse 3° cycle, Univ.Rabat, 133 p.
- ELTER P. (1962) - Bref aperçu sur la géologie de l'Apennin au NW des Apuanes. Bull.Soc.géol.France, (7), p.668-674.
- ELTER P., GRATZIU C. & LABESSE B. (1964) - Sul significato dell'esistenza di una unita tettonica alloctona costituita da formazioni terziarie nell'Appennino settentrionale. Boll.Soc.geol.Ital., 83, fasc.2, p.373-394.
- ELTER P. & SCHWAB K. (1959) - Nota illustrativa della carta geologica all' 1:50000 della regione Carro-Zeri-Pontremoli. B.S.G.Ital. p.157-187.
- EMERY K.O. (1969) - The Continental shelves in the Ocean. Scientific American Inc., p.41-52.
- ENNADIFI Y. (1970) - L'Unité du Jbel Binet, couverture tertiaire de la Nappe d'Aknoul (Zone externe du Rif oriental, Maroc). C.R.Acad.Sc.Paris, t.270, série D, p.904-907.
- ERIKSSON K.A. (1973) - The Timeball Hill formation - a fossil delta. Journ.Sedim.Petrol., vol.43, n°4, p.1046-1053.
- ERNST W.G. (1970) - Tectonic contact between the Franciscan melange and the Great Vally sequence. Crustal expression of a late mesozoic Benioff zone. Journ.Geoph.Res., vol.75, n°5, p.886- .
- EWING M., CARPENTER G., WINDISCH C. & EWING J. (1973) - Sediment distribution in the oceans : The Atlantic. Geol.Soc.Am.Bull., v.84, p.71-88, 9 figs.
- EWING J. & EWING M. (1967) - Sediment distribution on the mid-ocean ridges with respect to spreading of the sea-floor. Science, v.156, n°3782, p.1590-1592.
- EWING J.I. & HOLLISTER C.D. (1972) - Regional aspects of deep-sea drilling in the Western North Atlantic. Initial Reports of the Deep-sea Drilling Project, v.XI, Washington, p.951-973.
- FABRE J. (1974) - La Sahara : un musée géologique. La Recherche, v.5, n°42, p.140-152.
- FALLOT P. (1937) - Essai sur la géologie du Rif septentrional. Notes et mém.Serv.mines Carte géol.Maroc, 548p.
- FANCELLI R., GHELARDONI R. & PAVAN G. (1966) - Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo Centro-meridionale. Mem.Soc.Geol.Ital., 5, p.67-90, 8 ff.
- FARINACCI A. & RADOICIC R. (1964) - Correlazione fra serie giuresi e cretacee dell'Appennino Centrale e delle Dinaridi esterne. La ricerca scientifica, rendiconti, v.7, n°2, série 2, p.269-284.
- FAUGERES J.C. & VIDAL J.C. (1974) - Traits généraux de l'histoire tectono-sédimentaire du domaine des rides préféraires (Maroc septentrional). C.R.Acad.Sc.Paris, t.278, série D, p.823-826.
- FAURE-MURET A. & CHOUBERT G. (1975) - Proposition d'un nouveau modèle tectonique pour la Méditerranée occidentale. C.R.Acad.Sc.Paris, t.280, série D, p.1947-1950.
- FAZZINI P., GASPERI G. & GELMINI R. (1974) - Ricerche sul Verrucano.2. Le successioni basali dei "Tacchi" tra Escalaplano e Jerzu (Sardegna sud-orientale). Boll.Soc.Geol.Ital., 93, p.221-243.
- FEINBERG H. (1978) - Les séries tertiaires du Pré-rif et des dépendances post-tectoniques du Rif (Maroc). Thèse, Univ.P.Sabatier, Toulouse, 211p.
- FEINBERG H., HOYEZ B. & LAHONDERE J.C. (1981) - Nouvelles données biostratigraphiques sur le Numidien de l'Algérie et du Maroc. Cahiers de Micropal., vol.3, p.93-99.

- FEINBERG H., HOYEZ B. & TOUMARKINE M. (1981) - Les phénomènes de corrosion liés à la lysocline dans les séries "on shore": application paléobathymétrique. Trav.Lab.Micropal.Univ.Paris VI, n°9, p.275-285.
- FEINBERG H. & OLIVIER P. (1983) - Datation de termes aquitaniens et burdigaliens dans la zone prédorsalienne bético-rifaine et ses conséquences. C.R.Acad.Sc.Paris, t.296, p.473-476.
- FELIX D.W. & GORSLINE D.S. (1971) - Newport Submarine Canyon, California: An example of the effects of shifting loci of Sand Supply upon Canyon Position. Mar.Geol., 10, p.177-198.
- FENET B. (1975) - Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin: Les Monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. Thèse, Univ.Nice, 301 p.
- FICHEUR E. (1890) - Description géologique de la Kabylie du Djurdjura. Etude spéciale des terrains tertiaires. Alger, 59 figs, 2 cartes géol.
- FICHEUR E. (1905) - feuille au 50000e: Aine Bessem, n° 88. Serv.géol.Algérie.
- FICHEUR E. (1921) - L'Oligocène continental en Algérie. C.R.Somm.S.G.F., p.71-72.
- FISHER R.V. (1971) - Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. Journ.Sed.Petrol., v.41, n°4, p.916-927.
- FLANDRIN J. (1948) - Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. Bull.Serv.Carte géol.Algérie, 2° sér., 19, 334p.
- FLANDRIN J. (1961) - Sur l'origine des "grès numidiens" des régions littorales d'Afrique du Nord. C.R.somm.Soc.géol.France, p.105-106.
- FLANDRIN J. & LUCAS G. (1934) - Sur l'âge des dépôts à faciès medjanien du Djebel Morissane (département de Constantine). C.R.Acad.Sc.Paris, t.198, p.1937-1939.
- FLEURY J.J., BIGNOT G., BLONDEAU A. & POIGNANT A. (1985) - Biogéographie de Foraminifères benthiques téthysiens du Sénonien à l'Eocène supérieur. Bull.Soc.géol.France, (8), I, n°5, p.757-770.
- FLICHE P. (1888) - Sur les bois silicifiés de la Tunisie et de l'Algérie. C.R.Acad.Sc., t.107, p.569-572.
- FLIERT (VAN DE). (1952) - feuille au 50000e: Oued Athmenia, n°96. Serv.carte géol.Algérie.
- FLIERT (VAN DE) J.R. (1955) - Etude géologique de la région d'Oued Athménia (Algérie). Publ.Serv.carte géol.Algérie, nouv. série, bull.n°3, 264 pages.
- FOLK R.L. (1966) - A review of grain-size parameters. Sedimentology, 6, p.73-93.
- FOUCAULT A. (1971) - Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Provinces de Jaen et de Grenade, Espagne méridionale). Thèse, Univ. Paris VI, 633 p.
- FRIZON DE LAMOTTE D. (1981) - L'olistostrome tortonien du Nékor et le problème de l'origine du matériel allochtone du Rif externe. Bull.Soc.géol.France, (7), XXIII, n°4, p.419-427.
- FURON R. (1957) - Le Sahara, géologie, ressources minérales, mise en valeur. Pavoy Ed., Paris, 300p.
- GARIEL O., CHARPAL (DE) O. & BENNACEF A. (1968) - Sur la sédimentation des grès du Cambro-Ordovicien (Unité II) dans l'Ahnet et le Mouydir (Sahara central) in Le Paléozoïque inférieur de l'Ahnet et du Mouydir Publ.Serv.géol.Algérie, nlle série, n°38, p.7-22.
- GASPERI G. & GELMINI R. (1973) - Ricerche sul Verrucano. 1. Il Verrucano del Monte Argentario e dei Monti dell'Uccellina in Toscana. Boll.Soc.Geol.Ital., 92, p.115-140.
- GASPERI G. & GELMINI R. (1975) - Ricerche sul Verrucano. 3. Le successioni preverrucane e verrucane tra Monte Bellino e Capalbio (Toscana meridionale, Lazio settentrionale). Riv.Ital.Pal., 81, 4, p.385-424.
- GAUDETTE H.E., HURLEY P.M., FAIRBAIRN H.W. & LAJMI T. (1975) - Source area of the Numidian flysch of Tunisia as suggested by detrital zircon ages. Annual Meetings, Salt Lake City, Utah, abstracts with programs, p.1083-1084.
- GAUDRY A. (1891) - Le Mastodonte du Cherichira C.R. Acad.Sc.Paris, t.112, n°23, p.1297-1298.
- GAUDRY A. (1891) - Quelques remarques sur les Mastodontes. A propos de l'animal du Cherichira Mém.Soc.géol.France, Paris, paléontologie, mém.n°8, t.2, fasc.1, 6 pages.
- GAVALA Y LABORDE J. (1924) - Mapa geologico de la provincia de Cadiz. Inst.geol.y min.Espana.
- GEEL T. (1973) - The geology of the Betic of Malaga, the Subbetic, and the zone between these two units in the Velez Rubio area (Southern Spain). G.U.A.Pap.Geol., 1, (5), p.1-179.
- GELARD J.P. (1969) - Le flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata: le flysch maurétanien (Grande Kabylie, Algérie). Bull.Soc.géol.France (7), XI, p.676-686.
- GELARD J.P. (1971) - Les flyschs littoraux de la région d'Azazga - Port Gueydon (Algérie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.272, série D, p.917-920
- GELARD J.P. (1979) - Géologie du Nord-Est de la Grande Kabylie (un segment des zones internes de l'orogène littoral maghrébin). Thèse et Mém.géol.Univ.Dijon, 335p.

- GELARD J.P., LORENZ CL. & MAGNE J. (1973) - L'âge de la transgression (Oligocène terminal-Aquitainien basal) sur le socle de Grande-Kabylie (Algérie). C.R.Somm.Soc.géol. France, Tome XV, Fasc.1, p.7.
- GELARD J.P. & SIGAL J. (1974) - Le flysch massylien de Tagdint (Grande Kabylie) : étude stratigraphique et structurale. Bull.Soc.géol.France, (7), XVI,n°5, p.526-536.
- GENTIL L. (1902) - Esquisse stratigraphique et pétrographique du bassin de la Tafna (Algérie). Thèse, fac.Sc.Paris, 536 p.
- GENTIL L. & JOLEAUD L. (1917) - Sur l'existence de nappes de charriage dans la région de Bizerte (Tunisie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.165, p.365-367.
- GENTIL L. & JOLEAUD L. (1918) - Les grandes zones tectoniques de la Tunisie. C.R.Acad.Sc.Paris, t.166, p.119-121.
- GEVIN P., LAVOCAT R., MONGEREAU N. & SUDRE J. (1975) - Découverte de Mammifères dans la moitié inférieure de l'Éocène continental du Nord-Ouest du Sahara. C.R.Acad.Sc.Paris, t.280, p.967-968.
- GEVIN P., MEIN P. & MONGEREAU N. (1970) - Les conglomérats de la hamada el Akouadim (région de Tindouf, Sahara occidental). C.R.somm.Soc.géol.France, fasc.5, p.144-145.
- GHEZZI G. & BAYLISS D.D. (1963) - Uno studio del flysch nella regione calabro-lucano. Stratigrafia, tettonica e nuove idee sul Miocene dell'Appennino meridionale. Bol.Serv.geol.Ital., LXXXIV, p.3-64.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1982) - Il ruolo della zona di taglio M. Kumeta-Alcantara nell'evoluzione strutturale dell'arco calabro: implicazioni e problemi. in Guida alla geologia della Sicilia occidentale, Guid.geol.reg.Soc.Geol.Ital., p.119-123.
- GIANNINI E. & TONGIORGI M. (1962) - Les phases tectoniques néogènes de l'orogénèse alpine dans l'Apennin septentrional. Bull.Soc.géol.France, (7), IV, p.682-690.
- GIERMANN G. (1961) - Erläuterungen zur bathymetrischen Karte der Strasse von Gibraltar. Bull.Inst.Ocean.Monaco, n° 1218, 28 p.
- GIERMANN G., PFANNENSTIEL M. & WIMMENAUER W. (1968) - Relations entre morphologie, tectonique et volcanisme en Mer d'Alboran (Méditerranée occidentale). Résultats préliminaires de la campagne Jean-Charcot (1967). C.R.somm.Soc.géol.France, p.116-118.
- GIUGE R. (1978) - La thermoluminescence naturelle des quartz et son analyse statistique appliquée à l'étude des formations détritiques de la chaîne alpine du Maghreb occidental: le problème du Numidien, conséquences paléogéographiques. Thèse 3° cycle, Univ.Nice.
- GIUNTA G. (1985) - Problematice ed ipotesi sul bacino numidico nelle Maghrebidi siciliane. Boll.Soc.Geol.Ital., 104, p.239-256.
- GIUNTA G., BONARDI G., CARROTTA R., MARTINES P. & SABATINO G. (1982) - Nuove vedute sulle unità siciliane auct. dei Monti Nebrodi: schema geologico preliminare. in Guida alla geologia della Sicilia occidentale, Guid.geol.reg.Soc.Geol.Ital., p.97-101.
- GIUNTA G. & LIGUORI V. (1972) - Geologia dell'estremità Nord-Occidentale della Sicilia. Riv.Min.Sic., n°136-138, p.165-226.
- GLACON J. (1962) - Aperçu sur la géologie et la structure de la région de Sétif (zone nord-sétifienne). Livre mém.prof.P.FALLOT, mém.h.-série Soc.géol.France, p.615-625.
- GLACON J. (1967) - Recherches sur la géologie et les gîtes métallifères du Tell sétifien (Algérie). Publ.Serv.géol.Algérie, nlle série, bull. n°32.
- GLACON G. & ROUVIER H. (1967) - Précisions lithologiques et stratigraphiques sur le "Numidien" de Kroumirie (Tunisie septentrionale). Bull.Soc.géol.France, (7), IX, p.410-417.
- GLACON G. & ROUVIER H. (1971) - L'unité du col de l'Adissa (confins algéro-tunisiens septentrionaux), lithologie et stratigraphie; conséquences structurale et paléogéographique de son individualisation. Bull.Soc.géol.France, (7), XIII, n°1-2, p.100-110.
- GLACON G. & ROUVIER H. (1972) - Age des mouvements tectoniques majeurs en Tunisie septentrionale. C.R.Acad.Sc.Paris, t.274, p.1257-1260.
- GLANGEAUD L. (1932) - Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. Thèse, Paris & Bull.Serv.carte géol.Algérie, n°8, 608 p.
- GLANGEAUD L. (1952) - Observations sur la stratigraphie et la tectonique du Nummulitique nord-algérien. C.R.somm.Soc.géol.France, p.230-232.
- GLANGEAUD L. (1956) - Sur la structure des environs de Tablat (Algérie). C.R.somm.Soc.géol.France, p.274.
- GLANGEAUD L., GRANDJACQUET C., BOUSQUET J.C. & AFCHAIN C. (1961) - Sur l'origine des flyschs et des nappes de la Lucanie méridionale (Italie). Bull.Soc.géol.France, (7), III, p.619-624.
- GOTTIS C. (1953) - Stratigraphie et tectonique du "flysch" numidien en Tunisie septentrionale. C.R.Acad.Sc.Paris, t.236, p.1059-1061.

- GOTTIS C. (1953) - Sur la discordance du flysch numidien, en Tunisie septentrionale. C.R.Acad.Sc.Paris, t.236, p.2521-2523.
- GOTTIS C. (1953) - Les filons clastiques "intraformationnels" du "flysch" numidien tunisien. Bull.Soc.géol.France, 6, III, p.775-785.
- GOTTIS C. (1954) - Sur un Tisoa très abondant dans le Numidien de Tunisie. Bull.Soc.Sc.Nat.Tunisie, VII, p.183-192.
- GOTTIS C. (1954) - Paléogéographie et position tectonique du Nummulitique de la région du "flysch" et de sa bordure. C.R.Acad.Sc.Paris, t.239, p.294-296.
- GOTTIS C. (1962) - Stratigraphie, structure et évolution structurale de la Kroumirie et de ses bordures. Livr.Mém.Prof.P.Fallot, mém.h.sér.Soc.géol.France, p.645-656.
- GOTTIS C. & SAINFELD P. (1955) - Feuille au 1/50 000 : Ghardimaou, n°31. Dir.Trav.publ.Tunis.
- GOTTIS C. & SAINFELD P. (1956) - Feuille au 1/50 000 : Zaouiet Madien, n°17. Serv.Mines.Ind.Energie, Tunis.
- GOTTIS C. & SAINFELD P. (1956) - Feuille au 1/50 000 : Fernana, n°24. Serv.Mines.Ind.Energie, Tunis.
- GOTTIS C. & STROHL R. (1952) - Les grands barrages de la Tunisie. XIX ème Congr.géol.int.Alger, mon.rég., Tunisie, n°4, 76 p.
- GOTTWALD H. (1969) - Zwei Kieselholzer aus dem Oligozan von Tunis, Bombacoxylon oweni und Pseudolachnostyloxylon weylandii. Paleontographica, 125, 4-6, p.112-118.
- GOURINARD Y. & MAGNE J. (1987) - Les anciens étages Aquitaniens (Mayer 1857), Burdigalien (Depéret 1892) et Helvétien (Mayer 1857) correspondent aux cycles eustatiques de Vail, TB 1.5, TB 2.1 et TB 2.2. Usage possible en nomenclature stratigraphique. C.R.Acad.Sc.Paris, t.305, série II, p.1105-1108.
- GRANDJACQUET C. (1962) - Données nouvelles sur la tectonique tertiaire des massifs calabro-lucaniens. Bull.Soc.géol.France, (7), IV, p.695-706.
- GRANDJACQUET C. (1963) - Schéma structural de l'Apennin campano-lucanien (Italie). Rev.Géogr.phys.Géol.dyn., (2), V, fasc.3, p.185-202.
- GRANDJACQUET C. (1969) - Les phases tectoniques et le métamorphisme tertiaire de la Calabre du Nord et de la Campanie du Sud (Italie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.269, p.1819-1822.
- GRANDJACQUET C. (1971) - Les séries transgressives d'âge oligo-miocène inférieur de l'Apennin méridional; conséquences tectoniques et paléogéographiques. Bull.Soc.géol.France, (7), XIII, n°3-4, p.315-320.
- GRANDJACQUET C., GLANGEAUD L., DUBOIS R. & CAIRE A. (1961) - Hypothèses sur la structure profonde de la Calabre (Italie). Rev.Géogr.phys.Géol.dyn., (2), IV, 3, p.131-147.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. & LORENZ C. (1972) - Sur l'importance de la phase tectonique aquitanienne dans l'Apennin et les Alpes occidentales. C.R.Acad.Sc.Paris, t.275, p.807-810.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. & LORENZ C. (1972) - Essai de tableau synthétique des principaux événements affectant les domaines alpin et apennin à partir du Trias. C.R.somm.Soc.géol.France, XIV, fasc.4, p.158-162.
- GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978) - The structure of the Ionian Sea, Sicily and Calabria-Lucania. In The ocean basins and margins, Nairn, Kanes and Stehli Ed., vol.4B, p.257-329.
- GRASSO M., GUERRERA F., LOIACONO F., PUGLISI D., ROMEO M., BALENZANO F., CARMISCIANO R., DI PIERO M., GONZALES-DONOSO J.M. & MARTIN-ALGARRA A. (1987) - Caratterizzazione sedimentologica, biostratigrafica e mineralogico-petrografica di "successioni miste" inframioceniche affioranti in Spagna (Catena betica) e in Italia meridionale (M.ti Nebrodi e Appennino lucano). Boll.Soc.Geol.It., 106.
- GUARDIA P. (1975) - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Thèse, Univ.Nice, Inst.pol.méd., 289p.
- GUERRERA F. (1978) - Stratigrafia e sedimentologia dei livelli "tripolacei" del Miocene inferiore-medio appenninico. Boll.Serv.Geol.Ital., XCIX, p.320-349.
- GUERRERA F. (1981) - Successions turbiditiques dans les flyschs maurétanien et numidien du Rif (Maroc). Rev.Géol.dyn.Géogr.phys., 23, 2, p.85-96.
- GUERRERA F., LOIACONO F. & GRASSO M. (1986) - Dati preliminari sulle successioni oligo-mioceniche "miste" affioranti lungo la catena betico-maghebide-appennino meridionale: una famiglia di flysch con evidenti implicazioni paleogeografiche e paleotettoniche. Boll.Soc.Geol.Ital., 105, p.99-110.
- GUERRERA F. & PUGLISI D. (1983) - Le arenarie de Yesomma: un possibile equivalente meridionale delle più note "Nubian Sandstones". Rend.Soc.geol.Ital., 6, p.43-47.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligo-miocenici siciliani, considerazioni tettoniche relative. Riv.min.Sic., n°145-147, p.27-51.
- GUILLEMOT J. (1952) - La bordure sud-tellienne dans le Titteri. XIXème Congr.géol.int.Alger, mon.rég., Algérie, n°8.

- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes - Apennins (de la Ligurie à la Calabre). Mem.Soc.geol.Ital., 11, p.309-341.
- HAMPTON M.A. (1972) - The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. Journ.Sed.Petrol., 42, 4, p.775-793.
- HAQ B.U. (1981) - Paleogene paleoceanography: Early Cenozoic oceans revisited. Oceanol.Acta, n°sp., p.72-82.
- HEEZEN B.C., HOLLISTER C.D. & RUDDIMAN W.F. (1966) - Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents. Science, 152, p.502-508.
- HERMES J.J. (1978) - The stratigraphy of the Subbetic and Southern Prebetic of the Velez Rubio - Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. Proc.Konink.Ned.Akad., ser.B, 81, 54 p.
- HERVOUET Y. (1974) - Etude géologique de l'Atlas de Tablat (Tell algérois). Thèse 3ème cycle, Univ.Paris VI, 95p.
- HILLY J. (1957) - Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est-Constantinois). Thèse, fac.Sc.Nancy, 408 p.
- HINDERMEYER J. (1950) - Observations géologiques dans les Hammadas au sud de Boudenib. Notes et Mém.Serv.géol.Maroc, 76, III, p.105-139.
- HOLLISTER C.D. & HEEZEN B.C. (1972) - Geologic effects of ocean bottom currents: Western North Atlantic. Studies in Phys.Ocean., a tribute to G. Wust, Gordon and Breach, N.-Y., p.37-66.
- HORN D.R., EWING M., DELACH M.N. & HORN B.M. (1970) - Turbidites of the northern Pacific. Sedimentology, 16, p.55-69.
- HORN D.R., EWING J.I. & EWING M. (1971) - Graded-bed sequences emplaced by turbidity currents north of 20° N in the Pacific, Atlantic and Mediterranean. Sedimentology, 18, p.247-275.
- HORN D.R., EWING M., HORN B.M. & DELACH M.N. (1971) - Turbidites of the Hatteras and Sohm abyssal plains, Western North Atlantic. Mar.Geol., 11, p.287-323.
- HOYEZ B. (1974) - Cadre et évolution du bassin numidien sicilien. C.R.Acad.Sc.Paris, t.278, p.1007-1010.
- HOYEZ B. (1975) - Dispersion du matériel quartzeux dans les formations aquitaniennes de Tunisie septentrionale et d'Algérie nord-orientale. Bull.Soc.géol.France, (7), XVII, n°6, p.1147-1156.
- HOYEZ B. (1976) - Précisions stratigraphiques, sédimentologiques et tectoniques sur les massifs de flysch au Nord de Medjana (Wilaya de Sétif, Algérie). Ann.Soc.géol.Nord, XCVI, p.89-97.
- HOYEZ B. (1976) - Slumpings à vergence nord au sommet de l'Oligo-Miocène péloritain dans la région de Malvagna (Sicile). 4ème Réunion ann.Sc.Terre, Paris, p.226.
- HOYEZ B. (1978) - Répartition et mise en place des flyschs oligo-miocènes autour de la Grande Kabylie. A.S.A.C., p.28-35.
- HOYEZ B. & ANDREIEFF P. (1975) - Présence d'une série turbiditique à débris pyroclastiques associée au Numidien de la région de Gangi-Nicosia (Sicile). 3ème Réunion ann.Sc.Terre, Montpellier.
- HOYEZ B. & LE RIBAUT L. (1976) - Caractères exoscopiques de quartz provenant de grès tyrrhéniens et de grès glauconieux de Sicile centro-occidentale. Ann.Soc.géol.Nord, XCVI, p.193-197.
- HOYEZ B., MAGNE J. & MASCLE G. (1971) - Sur une microfauve de l'Eocène moyen des "Argille scagliose" à Tubotomaculum de Marinèò (Sicile). C.R.somm.S.G.F., fasc.14, p.121-122.
- HUBERT J.F. (1964) - Textural evidence for deposition of many western north atlantic deep-sea sands by ocean-bottom currents rather than turbidity currents. Journ.Geol., 72, 6, p.757-785.
- HUBERT J.F., BUTERA J.G. & RICE R.F. (1972) - Sedimentology of Upper-Cretaceous Cody-Parkman Delta, Southwestern Powder River Basin, Wyoming. Geol.Soc.Amer.Bull., 83, p.1649-1670.
- HUBERT J.F. & NEAL W.F. (1967) - Mineral composition and dispersal patterns of deep-sea sands in the Western North Atlantic petrologic province. Geol.Soc.Amer.Bull., 78, p.749-772.
- HUENE (VON) R., SCHOLL D.V. & RIDLON J.B. (1968) - Spreading of the ocean floor: undeformed sediment in the Peru-Chile trench. Science, 159, p.869-871.
- ILAVSKY J. (1968) - Gîtes de la kaolinite en Tunisie. Rep.XXIII int.geol.congr., Prague, p.79-86.
- INMAN D.L. (1970) - Strong currents in submarine canyons. Abstr.Trans.Amer.Geophys.Union, 51 (4), p.319.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) - Structural- Stratigraphic units and tectonic framework of Southern Apennines. in Geology of Italy, Earth Sc.Soc.Libyan Ar.Rep., Coy Squyres Ed.V, p.317-328.
- IPPOLITO F. & LUCINI P. (1956) - Il flysch nell'Appennino meridionale. Boll.Soc.geol.Ital., 75, 3, p.139-159.
- ISSAWI B. (1973) - Nubia sandstone: type section. Am.Ass.Petrol.Geol.Bull., 57, 4, p.741-745.

- IVALDI J.P. (1971) - Le phénomène de thermoluminescence appliqué à l'étude du flysch "Grès d'Annot" (France). Conséquences paléogéographiques. Rev.Geogr.phys.Géol.dyn., XIII, 5, p.521-526.
- IVALDI J.P. (1974) - Origines du matériel détritique des séries "Grès d'Annot" d'après les données de la thermoluminescence (TLN et TLA). Géologie alpine, 50, p.75-98.
- IVALDI J.P. (1975) - Réflexions d'ordre méthodologique sur la thermoluminescence du quartz: influence du broyage. C.R.Acad.Sc.Paris, t.280, p.2621-2624.
- IVALDI J.P. (1977) - Thermoluminescence naturelle et artificielle des séries détritiques du "Permo-Trias" kabyle et du Continental intercalaire saharien (Algérie). Eléments pour une paléogéographie du Numidien. C.R.Acad.Sc.Paris, t.284, p.611-614.
- JACOBACCI A., MARTELLI G. & PERNO U. (1958) - Osservazioni geologiche nel foglio 163 "Lucera" (Italia meridionale). Boll.Serv.geol.Ital., LXXX, p.69-72.
- JAUZEIN A. (1957) - Feuille au 1/50 000 : Bir M'Cherga, n°28. Ann.Mines et Géol., Tunis.
- JAUZEIN A. (1959) - Feuille au 1/50 000 : Maktar, n°53. Serv.Mines et Géol., Tunis.
- JAUZEIN A. (1960) - Feuille au 1/50 000 : Djebel Mansour, n°41. Serv.Mines et Géol., Tunis.
- JAUZEIN A. (1962) - Contribution à l'étude géologique de la Tunisie septentrionale: Les confins de la dorsale tunisienne (zone des domes et sahels). Thèse, fac.Sc.Paris, 510 p.
- JAUZEIN A. & ROUVIER H. (1965) - Sur les formations allochtones de Kroumirie (Tunisie septentrionale). C.R.somm.Soc.géol.France, p.36-38.
- JENNY J., FERRARI J.M., WERNLI R. & YADI A. (1986) - Le complexe chaotique de Beni Saf est d'âge miocène; doute sur la phase synmétamorphe "anté-sénonienne" en Oranie (Algérie). Bull.Soc.géol.France, (8), II, n°2, p.279-284.
- JOLEAUD L. (1912) - Etude géologique de la chaîne numidique et des Monts de Constantine. Thèse, Fac.Sc.Paris, Montpellier, 436 p.
- JOLEAUD L. (1914) - Sur la tectonique de la Numidie nord-orientale et de la Tunisie septentrionale. C.R.somm.Soc.géol.France, p.144-146.
- JOLEAUD L. (1936) - Etude géologique de la région de Bone et de La Calle. Bull.Serv.carte géol.Algérie, 2ème série, n°12.
- KAMPSCHUUR W. & RONDEEL H.E. (1975) - The origin of the Betic Orogen, Southern Spain. Tectonophysics, 27, p.39-56.
- KIEKEN M. (1961) - Les traits essentiels de la géologie algérienne. Livr.mém.prof.P.FALLOT, mém.h.-série Soc.géol.France, t.1, p.545-614.
- KIEKEN M. (1970) - Résumé des connaissances acquises au cours des vingt dernières années dans le Hodna, le Titteri et la partie occidentale des Biban (Département d'Alger). Bull.B.R.G.M., 2ème série, section IV, 1, p.45-74.
- KIEKEN M. (1974) - Etude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban (Département d'Alger, Algérie). Publ.Serv.géol.Algérie, 46, 2 t.
- KIEKEN M., CHEVILLY (DE) F. & BETIER G. (1960) - Feuille au 1/50 000 : Sidi Aissa, n°139. Serv.carte géol.Algérie.
- KIEKEN M. & MAGNE J. (1957) - Aperçu géologique sur les Monts de la Mina (Tell oranais, Algérie). Publ. Serv.carte géol.Algérie, nlle série, 13, p.179-218.
- KILIAN C. (1931) - Des principaux complexes continentaux du Sahara. C.R. somm.Soc.géol.France, p.109-111.
- KOMAR P.D. (1969) - The channelized flow of turbidity currents with application to Monterey deep sea fan channel. Journ.Geoph.Res., 74, 18, p.4544-4558.
- KORNPROBST J. (1974) - Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional). Notes et Mém.Serv.géol. Maroc, 256p.
- KRINSLEY D.H. (1973) - Surface features of quartz sand grains from Leg 18 of the Deep Sea Drilling Project. Init.Rep.of D.S.D.P., XVIII
- KRINSLEY D.H., BISCAYE P.E. & TUREKIAN K.K. (1973) - Argentine basin sediment sources as indicated by quartz surface textures. Journ.Sed.Petrol., 43, 1, p.251-257.
- KRINSLEY D.H. & MARGOLIS S. (1969) - A study of quartz sand grain surface textures with the scanning electron microscope. Trans.New York Acad.Sc., p.457-477.
- KRINSLEY D.H. & SMALLEY I.J. (1972) - Sand. Amer.Scientist, 60, 3, p.286-291.
- KUENEN P.H. (1960) - Les formations de turbidites des Apennins du Nord. Liv.mém.prof.P.FALLOT, Mém.h.-s.Soc.géol.France, t.2, p.227-235.
- KUJAWSKY H. (1962) - La structure des séries nummulitiques du Béjaoua oriental (Tunisie). Bull.Soc.géol.France, (7), IV, p.64-68.

- KUJAWSKY H. (1964) - Contribution à l'étude géologique de la région des Hédil et du Béjaoua (Tunisie septentrionale). Thèse ronéo, Paris, 365 p. et Ann.Mines et Energie, Tunis, n°24, 281 p.
- KUJAWSKY H. (1964) - Contribution à la connaissance stratigraphique de la base du "flysch" oligocène de l'extrême-Nord tunisien. C.R.Acad.Sc.Paris, t.258, p.260-262.
- LACOSTE J. (1934) - Etudes géologiques dans le Rif méridional. Notes et Mém.Serv.carte géol.mines Maroc, 31, I.
- LAFFITTE R. (1939) - Etude géologique de l'Aurès (Algérie). Thèse Sc., Paris, 451 p.
- LAFFITTE R. (1939) - Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. Bull.Soc.géol.France, 5, IX, p.135-159.
- LAHONDERE J.C. (1987) - Les séries ultratelliennes d'Algérie nord-orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. Thèse, Toulouse, 238p.
- LAHONDERE J.C., FEINBERG H. & HAQ B.U. (1979) - Datation des grès numidiens d'Algérie orientale: conséquences structurales. C.R.Acad.Sc.Paris, t.289, p.383-386.
- LAJAT D., BIJU-DUVAL B., GONNARD R., LETOUZEY J. & WINNOCK E. (1975) - Prolongement dans l'Atlantique de la partie externe de l'Arc bético-rifain. Bull.Soc.géol.France, (7), XVII, 4, p.481-485.
- LANCELOT J.R., REILLE J.L. & WEZEL F.C. (1977) - Etude morphologique et radiochronologique de zircons détritiques des flyschs "numidien" et "gréso-micacé". Bull.Soc.géol.France, (7), 19, p.773-780.
- LANCELOT J.R., VITRAC A. & ALLEGRE C.J. (1973) - Datation U-Th-Pb des zircons, grain par grain, par dilution isotopique. Conséquences géologiques. C.R.Acad.Sc.Paris, t.277, p.2117-2120.
- LAPPARENT (DE) A.F. (1952) - Etat actuel de nos connaissances sur la stratigraphie, la paléontologie et la tectonique des "Grès de Nubie" du Sahara central. XIX ème Congr.géol.int.C.R., Alger, 21, p.113-127.
- LATOUCHE C. & MAILLET N. (1980) - Minéraux argileux et évolution des environnements sédimentaires du domaine atlantique nord-oriental durant le Paléogène. Bull.Soc.géol.France, (7), XII, n°5, p.757-761.
- LATOUCHE C. & MAILLET N. (1985) - Le déficit sédimentaire de la période Eocène moyen - Miocène moyen en Atlantique nord-oriental. Discussion sur la base de l'évolution minéralogique des dépôts. Bull.Soc.géol.France, (8), I, n°1, p.21-24.
- LAVAL F. (1965) - Les formations gréseuses nummulitiques dans le Nord-Est de la Grande Kabylie (Algérie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.260, p.6412-6414.
- LAVAL F. (1965) - Relations structurales et paléogéographiques entre les Babors et les flyschs kabyles au NE de la Grande Kabylie (Algérie). C.R.somm.Soc.géol.France, p.142-143.
- LAVAL F. (1970) - Passage latéral entre le Numidien, l'Oligocène grésé-micacé et diverses séries intermédiaires dans le Nord-Est de la Grande Kabylie (Algérie). C.R.somm.Soc.géol.France, p.313-315.
- LAVAL F. (1971) - La série de l'Oued Flidou, un intermédiaire paléogéographique entre les terrains du sillon tellien et le flysch du Nord-Est de la Grande Kabylie (Algérie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.272, p.2857-2859.
- LAVAL F. (1971) - Les flyschs du Nord-Est de la Grande-Kabylie. Définition d'un flysch nord-maghrébin. Bull.Soc.hist.nat.Afr.Nord, 62, fasc.2-3, p.71-78.
- LAVAL F. (1974) - Schéma structural de l'Est de la Grande Kabylie. Bull.Soc.géol.France, (7), XVI, 3, p.303-310.
- LAVAL F. (1974) - Précisions sur la tectonique des flyschs dans l'Est de la Grande Kabylie (Algérie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.279, p.1609-1612.
- LEBLANC D. (1973) - Les nappes intrarifaines du Rif oriental (M.Laroc). Mise au point sur leurs différentes unités. C.R.Acad.Sc.Paris, t.276, p.2241-2244.
- LEBLANC D. (1975) - Etude géologique dans le Rif externe oriental au Nord de Taza (Maroc). Thèse, Univ.P.Sabatier, Toulouse, 293p.
- LEBLANC D. (1980) - L'accident du Nekor et la structure du Rif oriental (Maroc). Rev.Géol.dyn.Géogr.phys., 22, fasc.4-5, p.267-277.
- LEBLANC D. & FEINBERG H. (1982) - Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Numidien du Rif oriental (Maroc). Implications géodynamiques. Bull.Soc.géol.France, (7), XXIV, n°4, p.861-865.
- LEBLANC D. & OLIVIER P. (1984) - Role of strike-slip faults in the betic-rifian orogeny. Tectonophysics, 101, p.345-355.
- LEENHARDT O., PIERROT S., REBUFFATI A. & SABATIER R. (1970) - Sub-sea floor structure south of France. Nature, 226, p.930-932.
- LEFRANC J.P. (1952) - Des couches à bois fossiles tertiaires du Tinrhert occidental et de Bel Guebbour (Sahara central). C.R.somm.Soc.géol.France, 11, p.253-254.
- LEFRANC J.P. (1958) - Stratigraphie des séries continentales intercalaires au Fezzan nord-occidental (Libye). C.R.Acad.Sc.Paris, t.247, n°17, p.1360-1363.

- LEFRANC J.P. (1959) - Les séries continentales intercalaires du Fezzan nord-occidental (Libye), leur âge et leurs corrélations. C.R.Acad.Sc.Paris, t.249, p.1685-1687.
- LEFRANC J.P. (1959) - Existence, au Fezzan nord-occidental (Libye), de lacunes et discordances dans les séries du Continental intercalaire. C.R.Acad.Sc.Paris, t.249, n°22, p.2345-2347.
- LEFRANC J.P. (1965) - Preuves paléontologiques nouvelles de l'âge tertiaire (Eocène supérieur) des couches à troncs d'arbres silicifiés du Tinnert occidental (Sahara central). Bull.Soc.géol.France, 7, 7, p.413-416.
- LEFRANC J.P. (1975) - Problèmes posés par les bois silicifiés du Sahara septentrional et les réponses qu'on peut y apporter. C.R. 3ème Réunion Sc. de la terre, Montpellier.
- LEIKINE M. (1966) - Remarques sur les flyschs des abords occidentaux de Bejaia (Bougie, Algérie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.262, p.13-16.
- LEIKINE M. (1971) - Etude géologique des Babor occidentaux. Thèse, Univ.Paris, 536p.
- LEIKINE M. (1974) - Essai d'interprétation structurale d'une transversale au SW de Béjaia (Algérie): Les Babor et la région subbaborienne. Bull.Soc.hist.nat.Afr.Nord, 65, fasc.1-2, p.439-456.
- LELUBRE M. (1949) - Géologie du Fezzan oriental. Bull.Soc.géol.France, (5), XIX, 1, p.251-261.
- LENTINI F., CATALANO S., CARBONE S., MONACO C. & TIRALONGO P. (1987) - Osservazioni sui flysch di Albidona e di Gorgoglione nella media val d'Agri (Appennino lucano). Riass.Conv.Soc.geol.Ital., Naxos-Perqusa, p.75.
- LE PICHON X., PAUTOT G., AUZENDE J.M. & OLIVET J.L. (1971) - La Méditerranée occidentale depuis l'Oligocène. Schéma d'évolution. Earth Plan.Sc.lett., 13, p.145-152.
- LE PICHON X., PAUTOT G. & WEILL J.P. (1972) - Opening of the Alboran Sea. Nature Phys.Sc., 236, p.83-85.
- LEPVRIER C. (1969) - L'unité du Koudiat Mesbah: flysch allochtone d'âge sénono-nummulitique des versants méridionaux du Chenoua et du Cap Ténès. Bull.Soc.géol.France, (7), XI, p.511-515.
- LEPVRIER C. (1970) - La zone kabyle et l'origine des flyschs dans la région du Chenoua et du Cap Ténès (Algérie). C.R.somm.Soc.géol.France, p.248-251.
- LEPVRIER C., MAGNE J. & SIGAL J. (1970) - Données stratigraphiques et structurales sur les formations telliennes d'une partie du Tell septentrional (secteur compris entre Cherchell, Miliana, El Asnam et Ténès, Algérie). Bull.Soc.géol.France, (7), XII, n°5, p.794-804.
- LE RIBAULT L. (1971) - Présence d'une pellicule de silice amorphe à la surface de cristaux de quartz des formations sableuses. C.R.Acad.Sc.Paris, t.272, p.1933-1936.
- LE RIBAULT L. (1971) - Comportement de la pellicule de silice amorphe sur les cristaux de quartz en fonction des différents milieux évolutifs. C.R.Acad.Sc.Paris, t.272, p.2649-2652.
- LESPINASSE P. (1972) - Problèmes stratigraphiques et structuraux posés par l'Eocène de la région de Chaouen (Rif septentrional, Maroc). C.R.Acad.Sc.Paris, t.274, p.355-358.
- LESPINASSE P. (1975) - Géologie des zones externes et des flyschs entre Chaouen et Zoumi (Centre de la chaîne rifaine, Maroc). Thèse, Univ.P.Sabatier, Toulouse, 248p.
- LORENZ C. (1969) - Contribution à l'étude stratigraphique de l'Oligocène et du Miocène inférieur des confins liguro-piémontais (Italie). Atti Ist.Geol.Univ.Genova, VI, 2, 888p.
- LORENZ C. (1984) - Les silexites et les tuffites du Burdigalien, marqueurs volcano-sédimentaires-corrélations dans le domaine de la Méditerranée occidentale. Bull.Soc.géol.France, (7), XXVI, n°6, p.1203-1210.
- LORENZ C. & MAGNE J. (1974) - Répartition de quelques foraminifères vers la limite Oligocène-Miocène. Colloque sur le Néogène méditerranéen, Mém.B.R.G.M.
- LORENZ C. & MASCLE G. (1984) - Le point sur la géologie de l'archipel maltais. Rev.Géol.dyn.Géogr.phys., vol.25, fasc.2, p.63-68.
- LOUVET P. (1973) - Sur les affinités des flores tropicales ligneuses africaines tertiaire et actuelle. Bull.Soc.bot.France, 120, p.385-396.
- LOUVET P. & MAGNIER P. (1971) - Confirmation de la dérive du continent africain au Tertiaire par la paléobotanique. 96ème Congr.nat.Soc.Sav., Sciences, Toulouse, 5, p.177-189.
- LOWRIE W. (1979) - A paleomagnetic overview of the Alpine system. in La géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, 20° Congr.géol.int, Paris, p.316-330.
- LOWRIE W. & ALVAREZ W. (1974) - Rotation of the Italian Peninsula. Nature, 251, p.285-288.
- LUCAS G. (1934) - Etude tectonique de la région Nord de Medjana (Algérie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.198, p.1524-1525.
- MAC KEE E.D. (1962) - Origin of the Nubian and similar sandstones. Geol.Rund., 52, 2, p.551-587.
- MAC KENZIE D.P. (1970) - Plate tectonics of the Mediterranean region. Nature, 226, p.239-243.

- MAGNE J. & RAYMOND D. (1971) - Découverte d' "argiles à blocs" dans la région de Dellys-Tigzirt (Grande Kabylie, Algérie); leur place parmi les formations oligo-miocènes au nord de la Grande Kabylie. Bull.Soc.géol.France, (7), XIII, n°3-4, p.363-370.
- MAGNE J. & RAYMOND D. (1972) - Dans le Nord de la Grande Kabylie (Algérie), le Numidien a un âge compris entre l'Oligocène moyen et le Burdigalien inférieur. C.R.Acad.Sc.Paris, t.274, p.3052-3055.
- MALOD J.A. & DIDON J. (1975) - Etude géologique par sismique réflexion et carottages de roches du plateau continental de la baie de Cadix (Espagne). C.R.Acad.Sc.Paris, t.280, p.149-152.
- MANFREDINI M. (1963) - Schema dell'evoluzione tettonica della penisola italiana. Boll.Serv.geol.Ital., LXXXIV, p.101-130.
- MARCAIS J. (1932) - Sur le Crétacé et le Nummulitique dans le Rif oriental. C.R.Acad.Sc.Paris, t.194, p.790-792.
- MARCAIS J. & SUTER G. (1966) - Aperçu structural sur la région du Rif oriental. Notes Serv.géol.Maroc, t.27, n°198, p.35-42.
- MARINI M. (1967) - Osservazioni sul flysch dell'Appennino campano-lucano fra Laviano (Salerno) et Sant'Ilario di Atella (Potenza). Atti Ist.geol.Univ.Genova, V, 1, p.37-60.
- MARTIN ALGARRA A. (1987) - Evolucion geologica alpina del contacto entre las zonas internas y las zonas externas de la Cordillera Betica (sector central y occidental). Thèse Granada, 1271 p. (non consulté)
- MARTINI I.P. & SAGRI M. (1977) - Sedimentary fillings of ancient deep-sea channels: two examples from Northern Apennines (Italy). Journ.Sed.Petrol., 47, 4, p.1542-1553.
- MASCLE G.H. (1973) - Etude géologique des Monts Sicani (Sicile). Thèse Sc.Paris, 691p.
- MASCLE G.H. (1974) - Les grands traits de l'évolution géologique des Monts Sicani (Sicile). Bull.Soc.géol.France, (7), XVI, n°2, p.161-170.
- MASSA D. & DELORT T. (1984) - Evolution du bassin de Syrte (Libye) du Cambrien au Crétacé basal. Bull.Soc.géol.France, (7), XXVI, n°6, p.1087-1096.
- MATTAUER M. (1957) - Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie) Thèse, fac.Sc.Paris, 534 p.
- MATTAUER M. (1962) - Sur les directions de courant mesurées dans le Crétacé inférieur du Rif central et leurs conséquences structurales. C.R.somm.S.G.F., fasc.1, p.7-8.
- MATTAUER M. (1963) - Le style tectonique des chaînes tellienne et rifaine. Geol.Rund., 53, 1, p.296-313.
- MATAVELLI L. & NOVELLI L. (1968) - Petrografia e diagenesi della serie carbonato- argilloso-silicea di S.Fele. Rdc.Soc.Ital.Min.Petr., 24 (1), p.47-67.
- MAUFFRET A. (1976) - Etude géodynamique de la marge des îles baléares. Thèse, Univ.P. et M.Curie, Paris VI, 137 p.
- MAUFFRET A., OLIVET J.L., AUZENDE J.M. & LAJAT (1972) - La marge sud-baléaire et la zone de fracture de l'Emile Baudot Rapp.P.V. Reunion CIESM, Athènes, nov.72.
- MAUFFRET A., REHAULT J.P., GENNESSEAU M., BELLAICHE G., LABARBARIE M & LEFEBVRE D. (1981) - Western Mediterranean basin evolution: from a distensive to a compressive regime. in Sedimentary basins of Mediterranean margins, F.C. Wezel Ed., p.67-81.
- MAUTHE F. (1970) - Das Subbetiche Schollenband zwischen Olvera und Montellano (Prov. Cadiz und Sevilla, Sudwest-spanien). Geol.Jb., 88, p.421-469.
- MAZERAN R. & IVALDI J.P. (1975) - Réflexions d'ordre méthodologique sur la thermoluminescence du quartz : influence des traitements chimiques et thermiques. C.R.Acad.Sc.Paris, t.281, p.481-484.
- MAZZULLO S.J. (1973) - Deltaic depositional environments in the Hamilton group (Middle Devonian), Southeastern New York state. Journ.Sed.Petrol., 43, 4, p.1061-1071.
- MECKEL L.D. (1967) - Origin of Pottsville conglomerates (Pennsylvanian) in the Central Appalachians. Geol.Soc.Amer.Bull., 78, p.223-258.
- MEDANI A.H. (1975) - Nubian sandstones Formation (Sudan): distribution and typical section. Amer.Ass.Petrol.Geol.Bull., 59, 2, p.345-347.
- MEGARD F. (1969) - La partie orientale du Massif des Bokoyas. Notes et Mém. Serv.géol.Maroc, 194, p.123-198.
- MEMMI L. (1966) - Associations de faunes dans les grès oligocènes du Djebel Moraba. Notes Serv.géol.Tunisie, n°22.
- MENCHIKOFF N. (1957) - Les grandes lignes de la géologie saharienne. Rev.Géogr.phys.Géol.dyn., (2), 1, fasc.1, p.37-45.
- MERLA G. (1952) - Geologia dell'Appennino settentrionale. Boll.Soc.geol.Ital., LXX, p.93-382.

- MICHARD A., WESTPHAL M., BOSSERT A. & HAMZEH R. (1975) - Tectonique de blocs dans le socle atlaso-mésétien du Maroc; une nouvelle interprétation des données géologiques et paléomagnétiques. Earth and Plan.Sc.Lett., 24, p.363-368.
- MIDDLETON G.V. (1970) - Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. in Flysch sedimentology in North America, Geol.Ass.Canada, sp.paper, 7, p.253-272.
- MONTENAT C., BIZON G. & BIZON J.J. (1975) - Remarques sur le Néogène du forage Joides 121 en Mer d'Alboran (Méditerranée occidentale). Bull.Soc.géol.France, (7), XVII, 1, p.45-51.
- MORGAN J.P. (1970) - Depositional processes and products in the deltaic environment. in Deltaic sedimentation, modern and ancient, Soc.Econ.Pal. and Min., sp.publ., 15, p.31-47.
- MOSTARDINI F., PIERI M. & PIRINI C. (1966) - Stratigrafia del foglio 212, Montalbano Ionico. Boll.Serv.geol.Ital., LXXXVII, p.57-143.
- MOURIER T. (1982) - Etude géologique et structurale du Massif des Bokoyas (Rif oriental, Maroc). Thèse 3^e cycle, Paris-Sud, 270 p.
- MOUSSU H. (1955) - Contribution à l'étude géologique des Monts de la Cheffia (Est Constantinois). Publ.Serv.carte géol.Algérie, bull. n°5, p.293-310.
- MURAOUR P. (1952) - Observations sur les terrains "medjaniens" et "numidiens" (Nummulitique) de la région de Port-Gueydon (Grande Kabylie). C.R.somm.Soc.géol.France, p.108-110.
- MUTTI E. (1960) - Brevi considerazioni sulla tettonica del macigno di Bobbio (Appennino piacentino). Acc.naz. dei Lincei, XXVIII, p.69-72.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1974) - La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. Bull.Soc.géol.France, (7), XVI, 6, p.577-582.
- MUTTI E. & RICCI LUCCHI F. (1975) - Turbidite facies and facies association. in Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the Northern Apennines. p.21-36
- NELSON C.H. & NILSEN T.H. (1974) - Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans. in Modern and ancient geosynclinal sedimentation, Dott and Shaver, ed., Soc.Econ.Pal. and Min., sp.publ. n°19, p.69-91.
- NEUMANN M. & VILA J.M. (1967) - Analyse stratigraphique et structurale du flysch de Penthièvre (Nord du Constantinois, Algérie). Bull.Soc.géol.France, (7), IX, p.401-409.
- NIEM A.R. (1976) - Patterns of flysch deposition and deep-sea fans in the lower Stanley Group (Mississippian), Ouachita Mountains, Oklahoma and Arkansas. Journ.Sed.Petrol., 46, 3, p.633-646.
- NILSEN T.H. & SIMONI T.R. (1973) - Deep-sea fan paleocurrent patterns of the Eocene Butano sandstone, Santa Cruz Mountains, California. Journ.Res.U.S.Geol.Surv., 1, 4, p.439-452.
- NORMARK W.R. (1970) - Growth patterns of deep-sea fans. Am.Ass.Petrol.Geol.Bull., 54, 11, p.2170-2195.
- NOVELLI L. & MATTAVELLI L. (1967) - Fenomeni diagenetici in livelli di arenarie della formazione "Collesano" (Sicilia). Rend.Soc.Min.Ital., XXIII, p.333-350.
- OBERT D. (1981) - Etude géologique des Babors orientaux (Domaine tellien, Algérie). Thèse, Univ.P. et M. Curie, Paris VI, 635p.
- OGNIBEN L. (1960) - Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. Riv.Min.Sic., 11, p.183-212.
- OGNIBEN L. (1962) - Stratigraphie tectono-sédimentaire de la Sicile. Livr.mém.prof.P.Fallot, mém.h.sér.Soc.géol.France, p.203-216.
- OGNIBEN L. (1964) - Arenarie tipo Taveyannaz in Sicilia. Geol.Rom., III, p.125-170.
- OGNIBEN L. (1969) - Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. Mem.Soc.geol.Ital., 8, p.453-763.
- OGNIBEN L. (1970) - Schema paleotettonistici anziché paleogeografici in regioni di corrugamento; l'esempio della Sicilia. Mem.Soc.geol.Ital., 9, p.793-816.
- OLDOW J., CATALANO R., D'ARGENIO B. & CHANELL J. (1987) - Contemporaneous thrusting and large-scale dextral rotations in a late cenozoic fold thrust belt, Western Sicily, Italy. Riass.Conv.Soc.Geol.ital., Naxos-Perqusa, p.87.
- OLIVET J.L., AUZENDE J.M. & BONNIN J. (1972) - Structure et évolution tectonique du bassin d'Alboran. Bull.Soc.géol.France, (7), XV, n°2, p.108-112.
- OLIVET J.L., PAUTOT G. & AUZENDE J.M. (1972) - Alboran Sea. in Structural framework of selected regions of the Western Mediterranean. Init.Rep. of D.S.D.P., XIII, Washington.
- OLIVIER P. (1978) - Etude géologique et structurale de la région de Jebha (Rif, Maroc). Thèse 3^eème cycle, Univ.P.Sabatier, Toulouse, 129p.
- OLIVIER P. (1979) - Nouvelles données sur le Paléogène rifain (Maroc). C.R.somm.Soc.géol.France, fasc.2, p.60-63.
- OLIVIER P. (1981) - L'accident de Jebha- Chrafate. Rev.Géol.dyn.Géogr.phys., 23, 2, p.97-106.

- OLIVIER P. (1984) - Evolution de la limite entre zones internes et zones externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc, Espagne). Thèse, Univ.P.Sabatier, Toulouse, 229p.
- ORTOLANI F., NARCISO G. & SANZO A. (1974) - Prime considerazioni sulla presenza del flysch numidico nell'Appennino Sannita. Boll.Soc.Nat.Napoli, 84, p.31-44.
- PALMENTOLA G. (1967) - Sui rapporti tra la "formazione di Stigliano" e la "formazione di Serra Palazzo" nei dintorni di Tolve (Potenza). Boll.Soc.Nat.Napoli, LXXVI, p.291-297.
- PALMENTOLA G. (1969) - Osservazioni stratigrafiche sulla formazione di Serra Palazzo nei dintorni di Campomaggiore (Potenza). Atti Acad.Gioenia Sc.Nat.Catania, ser.VII, vol.1, p.41-48.
- PALMENTOLA G. (1970) - Nuovi dati e considerazioni sulla formazione di Serra Palazzo in Lucania. Mem.Soc.geol.Ital., IX, p.81-90.
- PANTIN H.M. & LEEDER M.R. (1987) - Reverse flow in turbidity currents: the role of internal solitons. Sedimentology, 34, p.1143-1155.
- PAQUET J. (1969) - Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). Mém.Soc.géol.France, nlle sér., XLVIII, 111, 270 p.
- PAQUET J. (1974) - Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en Méditerranée occidentale. Bull.Soc.géol.France, (7), XVI, p.58-71.
- PARIZE O. & BEAUDOIN B. (1986) - Les filons gréseux du Numidien dans leur cadre paléomorphologique (Sicile et Tunisie). soumis au C.R.Acad.Sc.Paris
- PARIZE O., BEAUDOIN B., BUROLLET P.F., COJAN I., FRIES G. & PINAULT M. (1986) - La provenance du matériel gréseux numidien est septentrionale (Sicile et Tunisie). soumis au C.R.Acad.Sc.Paris.
- PATA O. (1955) - Le argille scagliose del versante sud-orientale della Calabria ulteriore. Glacitura-litologia- genesi- cronologia- tettonica. Boll.Serv.geol.Ital., LXXVII, 1, p.59-112.
- PAUTOT G., TRUILLET R. & HOFFERT M. (1975) - Tubotomaculum et nodules de manganèse. Comparaison d'objets énigmatiques fossiles avec des concrétions marines et lacustres. Bull.Soc.géol.France, XVII-1, p.25-37.
- PEDLEY H.M. (1974) - Miocene Sea-floor subsidence and later subaerial solution subsidence structures in the Maltese islands. Proc.Geol.Assoc., 85, 4, p.533-547.
- PEDLEY H.M., HOUSE M.R. & WAUGH B. (1983) - The geology of the pelagian block: the Maltese Islands. in The ocean basins and margins, Nairn, Kanes and Stehli ed., vol.4B, p.417-433.
- PENDON J.G. (1974) - Rasgos sedimentologicos de las areniscas en las unidades de Algeciras y del Aljibe (Campo de Gibraltar). Cuad.Geol., 5, p.101-115.
- PENDON J.G. (1978) - Sedimentacion turbiditica en las unidades del Campo de Gibraltar. Thèse, Univ.Granada, 260p.
- PENDON J.G. & POLO M.D. (1975) - Estudio mineralogico de las areniscas de la serie de Punta Carnero (Unidad de Algeciras) y de las areniscas de Aljibe (Unidad del Aljibe). Campo de Gibraltar. Act.geol.Hispanica, X, 4, p.146-149.
- PENDON J.G. & VERA J.A. (1975) - Turbiditas del Campo de Gibraltar. Facies y asociaciones de facies. Cuad.Geol., 6, p.143-164.
- PERCONIG E. (1960) - Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale). Livr.Mém.prof.P.FALLOT, Mém.h.-sér.Soc.géol.France, p.229-256.
- PERVINQUIERE (1903) - Etude géologique de la Tunisie centrale. Thèse, fac.Sc.Paris.
- PESCATORE T. (1965) - Ricerche geologiche sulla depressione molisano- sannitica. Atti Acc.Sc.fis. e mat.Napoli, ser.3, vol.5, n° 4.
- PESCATORE T. (1966) - Strutture sedimentarie del flysch del Cilento occidentale. Geol.Rom., V, p.99-116.
- PESCATORE T. (1978) - The Irpinids: a model of tectonically controlled fan and base-of-slope sedimentation in Southern Italy. in Sedimentation in submarine canyons, fans, and trenches, Stanley & Kelling Eds., p.325-339.
- PEYRE Y. (1962) - Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères bétiques sur la transversale de Malaga. Faits nouveaux, problèmes et Hypothèses. Liv.mém.prof.P.FALLOT, Mém.Soc.géol.France, h.-sér., p.199-208.
- PEYRE Y. (1974) - Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères- bétiques, Espagne). Thèse.Inst.nat.agron.Paris, 528p.
- PIERI M. (1966) - Tentativo di ricostruzione paleogeografico- strutturale dell'Italia centro-meridionale. Geologica Romana, vol.V, p.407-424.
- PIERI P. & RADINA B. (1967) - Contributo alla conoscenza geologica dell'alta valle del F.Bradano. Univ. degli studi di Bari, Adriatica edit., Bari, p.5-19.

- PIPER D.J.W., HUENE (VON) R. & DUNCAN J.R. (1973) - Late quaternary sedimentation in the active eastern aleutian trench. Geology, vol.1, n°1, p.19-22.
- PIPER D.J.W., PANAGOS A.G. & G.G.P. (1978) - Conglomeratic miocene flysch, Western Greece. Journ.Sed.Petrol., 48, 1, p.117-126.
- PITTMAN W.C. & TALWANI M. (1972) - Sea-floor spreading in the North Atlantic Geol.Soc.Amer.Bull., v.83, p.619-646.
- POIGNANT A. & LORENZ C. (1985) - Répartition biogéographique des foraminifères benthiques à l'Oligocène et au Miocène inférieur dans la Téthys. Bull.Soc.géol.France. (8), I, 5, p.771-779.
- POLVECHE J. (1959) - Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais. Thèse, Sciences Lille, 577 p.
- POLVECHE J., BASSETO D., GLANGEAUD L. & MATTAUER M. (1965) - Sur de nouveaux affleurements de la "nappe du flysch" dans l'Algérois et l'Oranie C.R.somm.Soc.géol.France, p.33-34.
- POMEYROL R. (1968) - "Nubian Sandstone". Am.Ass.Petrol.Geol.Bull., v.52; n°4, p.589-600.
- RADINA B. (1959) - Appunti preliminari al rilevamento geologico della zona compresa tra S.Fele, Bella e Muro Lucano. Boll.Soc.geol.Ital., 76, 3, p.60-62.
- RANGHEARD Y. (1969) - Etude géologique des Iles d'Ibiza et de Formentera (Baléares). Mem.Inst.geol.y min.España, 82, 340 p.
- RANGIN C. (1973) - Etude géologique de la région de Termini Imerese (Sicile). Thèse 3ème cycle, Univ.Paris VI, 142p.
- RAOULT J.F. (1968) - Chevauchements d'âge éocène dans la Dorsale du Djebel bou Abed (Est de la chaîne numidique, Algérie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.266, p.861-864.
- RAOULT J.F. (1969) - La série de Tengout: unité externe de la Dorsale kabyle annonçant le flysch de Penthièvre (Nord du Constantinois, Algérie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.268, p.2548-2551.
- RAOULT J.F. (1972) - Précisions sur le flysch massylien: série stratigraphique, variations de faciès, nature du matériel remanié (Nord du Constantinois, Algérie). Bull.Soc.Hist.Nat.Afr.Nord, t.63, fasc.1-2, p.73-92.
- RAOULT J.F. (1974) - Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord du Constantinois, Algérie). Mém.Soc.géol.France, t.III, n°121, 163 p.
- RAOULT J.F., RENARD M. & MELIERES F. (1982) - Le flysch maurétanien de Guerrouch: cadre structural, données sédimentologiques et géochimiques (Petite Kabylie, Algérie). Bull.Soc.géol.France, (7), XXIV, n°3, p.611-626.
- RAYMOND D. (1976) - Evolution sédimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algérie) au cours du cycle alpin. Thèse, Paris, 152 p.
- RECQ M., REHAULT J.P., STEINMETZ L. & FABRI A. (1984) - Amincissement de la croûte et accréation au centre du Bassin tyrrhénien d'après la sismique refraction. Mar.Geol., 55, p.411-428.
- REDINI R. (1959) - Nota preliminare sui risultati del rilevamento geologico di una parte del quadrante I del foglio 187 (Melfi, Appennino meridionale), con riferimenti a questioni riguardanti idrocarburi. Boll.Serv.geol.Ital., LXXX, fasc.2-3, p.223-245.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) - The Western Mediterranean Basin geological evolution. Mar.Geol., 55, p.447-477.
- REHAULT J.P., MASCLE J. & BOILLOT G. (1984) - Evolution de la Méditerranée depuis l'Oligocène. Bull.Soc.geol.Ital., 27.
- REHAULT J.P., MOUSSAT E. & FABBRI A. (1987) - Structural evolution of the tyrrhenian back-arc basin. Mar.Geol., 74, p.123-150.
- REYRE D. (1984) - Caractères pétroliers et évolution géologique d'une marge passive. Le cas du Bassin Bas Congo- Gabon. Bull.Centres Rech.Explor.-Prod.Elf-Aquitaine, 8, 2, p.303-332.
- REYRE D. (1984) - Remarques sur l'origine et l'évolution des bassins sédimentaires africains de la côte atlantique. Bull.Soc.géol.France, (7), XXVI, n°6, p.1041-1059.
- RICCI LUCCHI F. (1978) - Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain: The Marnoso- Arenacea of the Northern Apennines. Geol. en Min., 57, 4, p.559-576.
- RICCI LUCCHI F. & PIALI G. (1973) - Apporti secondari nella marnoso- arenacea: 1. Torbiditi di conoide e di pianura sottomarina a Est- Nord- Est di Perugia. Boll.Soc.geol.Ital., 92, p.669-712.
- RICCI LUCCHI F. & VALMORI E. (1980) - Basin-wide turbidites in a Miocene , over-supplied deep-sea plain: a geometrical analysis. Sedimentology, 27, p.241-270.
- RIGASSI D.A. (1970) - "Nubian Sandstone": discussions. Am.Ass.Petrol.Geol.Bull., 54, 3, p.522-532.
- RITSEMA A.R. (1969) - Seismo- tectonic implications of a review of european earthquake mechanisms. Geol.Runds., 59, 1, p.36-56.

- RIVIERE M., BELLON H. & BONNOT-COURTOIS C. (1981) - Aspects géochimiques et géochronologiques du volcanisme pyroclastique foré dans le golfe de Valence: site 123 DSDP, leg 13 (Espagne)-Conséquences géodynamiques. Mar.Geol., 41, p.295-307.
- RIVIERE M., BOUILLIN J.P., COURTOIS C., GELARD J.P. & RAOULT J.F. (1977) - Etude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'Oligo-Miocène kabyle (Grande -Kabylie, Algérie). Comparaison avec les tuffites de la région de Malaga (Espagne). Bull.Soc.géol.France, (7), XIX, n°5, p.1171-1177.
- RIVIERE M., BOURGOIS J. & FEINBERG H. (1980) - Evolution de la zone bétique au Miocène inférieur: asynchronisme tectonique entre l'Est et l'Ouest (Cordillères bétiques, Espagne). C.R.somm.Soc.géol.France, fasc.1, p.21-24.
- RIVIERE M. & COURTOIS C. (1975) - Etude minéralogique et géochimique des tuffites burdigaliennes de la région de Malaga (Espagne): intérêt des diagrammes de répartition des terres rares. C.R.Acad.Sc.Paris, t.280, p.1645-1648.
- ROCH E. (1930) - Etudes géologiques dans la région méridionale du Maroc occidental. Notes et Mém.Serv.Mines et Carte géol.Maroc, 9, 542 p.
- RODRIGUEZ JIMENEZ P. (1987) - Mineralogia y genesis de las arcillas de las unidades del Campo de Gibraltar. Thèse Univ. Malaga, 374 p.
- ROGNON P., BIJU-DUVAL B. & CHARPAL (DE) O. (1972) - Modelés glaciaires dans l'Ordovicien supérieur saharien: phases d'érosion et glaciotectonique sur la bordure nord des Eglab. Rev.géogr.phys.géol.dyn., XIV, fasc.5, p.507-528.
- ROGNON P., CHARPAL (DE) O., BIJU-DUVAL B. & GARIEL O. (1968) - Les glaciations "siluriennes" dans l'Ahnet et le Mouydir (Sahara central). in Le Paléozoïque inférieur de l'Ahnet et du Mouydir. Publ.Serv.géol.Algérie, nlle sér., 38, p.53-71.
- ROUBAULT M. (1935) - La Kabylie de Collo (étude géologique). Thèse, fac.Sc.Paris.
- ROUMIGUIERES A. & UGUET D. (1946) - Feuille au 1/50 000 ème: Kasserine, 84. Dir.trav.publ., Tunis.
- ROUVIER H. (1965) - Présence de Tertiaire littoral transgressif sur certains massifs crétacés du Nord Béjaoua (Tunisie septentrionale). C.R.somm.Soc.géol.France, fasc.8, p.264-265.
- ROUVIER H. (1971) - Le problème de la patrie du "Numidien" de Tunisie septentrionale. C.R.somm.Soc.géol.France, fasc.1, p.38-40.
- ROUVIER H. (1977) - Géologie de l'extrême- Nord tunisien: tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. Thèse, Univ.P. et M. Curie, Paris VI, 898 p.
- RYAN W.B.F., STANLEY D.J., HERSEY J.B., FAHLQUIST D.A. & ALLAN T.D. (1969) - The tectonics and geology of the Mediterranean sea. in The Sea, Ideas and observations on progress in the study of the seas. J.WILEY & Sons, N-Y., vol.4, part.2, p.387-492.
- SAGRI M. (1973) - Sedimentazione torbida nel l'Appennino settentrionale: velocità di accumulo, litologia, morfologia del fondo. Boll.Soc.Geol.Ital., 92, p.233-272.
- SAGRI M. (1976) - Ambienti di deposizione e meccanismi di sedimentazione nella successione Macigno-olistostroma- arenarie del Monte Modino (Appennino modenese). Boll.Soc.Geol.Ital., 94, p.771-778.
- SALAJ J. (1976) - Contribution à la microbiostratigraphie du Mésozoïque et du Tertiaire de Tunisie septentrionale. Notes Serv.géol.Tunisie, 42, p.29-69.
- SALAJ J. (1980) - thèse
- SALAJ J. & VAN HOUTEN F.B. (1988) - Cenozoic palaeogeographic development of northern Tunisia, with special reference to the stratigraphic record in the miocene trough. Palaeogeogr.Palaeoclimatol.Palaeoecol., 64, p.43-57.
- SANTORO F. (1964) - Vulcaniti basiche nel flysch di Troina e Cerami. Atti Soc.Tosc.Sc.Nat., ser.A, 27, p.397-421.
- SARTORI R., MASCLE G. & AMAUDRIC DU CHAFFAUT S. (1987) - A review of circum-tyrrhenian regional geology. Proc.Init.Repts. (Pt.A), O.D.P., 107, p.37-63.
- SAVIN S.M., DOUGLAS R.G. & STEHLI F.G. (1975) - Tertiary marine paleotemperatures. Geol.Soc.Am.bull., 86, p.1499-1510.
- SAVORNIN J. (1910) - Feuille à 1/50 000ème: Mansourah, n°114. Serv.géol.Algérie.
- SAVORNIN J. (1920) - Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. Bull.Serv.Carte géol.Algérie, 2ème sér., 7, 499p.
- SAVORNIN J. (1921) - Au sujet de l'Aquitanién continental de l'Afrique du Nord. C.R.somm.Soc.géol.France, p.70-71.
- SAVORNIN J. (1921) - Au sujet de l'Aquitanién continental de l'Afrique du Nord. C.R.somm.Soc.géol.France, p.130.

- SAVORNIN J. (1921) - Extension de l'Aquitaniens continental au Maroc. C.R.Acad.Sc.Paris, t.173, n°3, p.164-166.
- SCANDONE P. (1967) - Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. Boll.Soc.Nat.Napoli, LXXVI, part.2, p.301-474.
- SCARSELLA F. (1956) - I rapporti tra i massici calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale. Boll.Soc.geol.Ital., LXXV, fasc.3, p.115-126.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. & TROVO A. (1962) - Contribution à l'étude structurale du groupe du Monte Judica (Sicile orientale). Bull.Soc.géol.France, (7), 4, p.754-759.
- SCHNEIDER E.D., FOX P.J., HOLLISTER C.D., NEEDHAM H.D. & HEEZEN B.C. (1967) - Further evidence of contour currents in the Western North Atlantic. Earth and Plan.Sc.Lett., 2, p.351-359.
- SCHNEIDER E.D. & JOHNSON G.L. (1970) - Deep-ocean diapir occurrences. Am.Ass.Petrol.Geol.Bull., 54, 11, p.2151-2169.
- SCHNEIDER H.E. (1970) - Problems of quartz grain morphoscopy. Sedimentology, 14, p.325-335.
- SCHOELLER H. (1933) - Présence de l'Aquitaniens en Tunisie. C.R.somm.Soc.géol.France, fasc.11, p.138-139.
- SCHOLL D.W. & VON HUENE R. (1968) - Spreading of the ocean floor: undeformed sediments in the Peru-Chile Trench. Science, 159, p.869-871.
- SCHOLLE P.A. (1971) - Sedimentology of fine-grained deep-water carbonate turbidites, Monte Antola Flysch (Upper Cretaceous), Northern Apennines, Italy. Geol.Soc.Am.Bull., 82, p.629-658.
- SCWARTZLOSE R.A. & ISAACS J.D. (1969) - Transient circulation event near the deep ocean floor. Science, 165, p.889-891.
- SELLI (1962) - Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. Mem.Soc.geol.Ital., III, p.737-789.
- SEYFERT C.K. (1969) - Undeformed sediments in oceanic trenches with sea-floor spreading. Nature, 222, p.70.
- SHAWA M.S. (1970) - "Nubian Sandstone": discussions. Am.Ass.Petrol.Geol.Bull., 54, 3, p.522-532.
- SHEPARD F.P. (1972) - Submarine canyons. Earth Sc.Rev., 8, p.1-12.
- SHEPARD F.P., DILL R.F. & VON RAD U. (1969) - Physiography and sedimentary processes of La Jolla submarine fan and fan-valley, California. Am.Ass.Petrol.Geol.Bull., 53, 2, p.390-420.
- SHEPARD F.P. & MARSHALL N.F. (1969) - Currents in La Jolla and Scripps submarine canyons. Science, 165, p.177-178.
- SIGNORINI R. (1956) - Tipi strutturali di scendimento e argille scagliose. Boll.Soc.geol.Ital., LXXV, 3, p.69-89.
- SMITH A.G. (1971) - Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic. Geol.Soc.Am.Bull., 82, p.2039-2070.
- SOLIGNAC M. (1922) - Carte géologique provisoire, Bizerte à 1/200 000, n°11. Dir.gén.Trav.Publ.
- SOLIGNAC M. (1923) - Sur la tectonique du pays des Mogods, du plateau des Hédil et du Béjaoua septentrional (Tunisie septentrionale). C.R.Acad.Sc.Paris, t.176, p.758-761.
- SOLIGNAC M. (1923) - Note préliminaire sur les formations tertiaires et quaternaires de la région de Bizerte (Tunisie septentrionale). 47ème Congr.A.F.A.S., Bordeaux, mém.h.vol., 22 p.
- SOLIGNAC M. (1927) - Etude géologique de la Tunisie septentrionale. Thèse, fac.Sc.Lyon, Tunis, 756 p.
- SORRENTINO S. (1934) - Sulla presenza d'un terreno oligocenico nei dintorni di Buonalbergo (Benevento). Atti Acc.naz. dei Lincei, 19, 5, p.340-342.
- STANLEY D.J. (1970) - Flyschoid sedimentation on the outer Atlantic margin off northeast North America. Geol.Soc.Canada, sp.number 7.
- STANLEY D.J. (1971) - Bioturbation and sediment failure in some submarine canyons. in Vie et Milieu, 3ème Symp.europ.Biol.mar., suppl. n°22, p.541-555.
- STANLEY D.J. (1974) - Dish structures and sand flow in ancient submarine valleys, French maritime Alps. Bull.Centre Rech.Pau, S.N.P.A., 8, 1, p.351-371.
- STANLEY D.J., GEHIN C.E. & BARTOLINI C. (1970) - Flysch-type sedimentation in the Alboran Sea, Western Mediterranean. Nature, 228, n°5275, p.979-983.
- STANLEY D.J. & UNRUG R. (1972) - Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of slope and base-of-slope environments in modern and ancient marine basins. Recognition of ancient sedimentary environments, J.KEITH RIGBY and W.M.KENNETH HAMBLIN, sp.publ.n°16.
- STAUFFER P.H. (1967) - Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California. Journ.Sed.Petrol., 37, 2, p.487-508.
- SUTER G. (1965) - La région du Moyen Ouerrha (Rif, Maroc): étude préliminaire sur la stratigraphie et la tectonique. Notes Serv.géol.Maroc, t.24, n°183, p.7-17.

- SUTER G. & FIECHTER G.G. (1966) - Le Rif méridional atlantique (Maroc): aperçu structural sur la région de Zoumi - Ouezzane et le Pays du Habt (Larache). Notes Serv.géol.Maroc, t.26, n°188, p.15-20.
- TEFIANI M. (1967) - Le flysch crétacé- nummulitique de l'unité du Djebel Zima (Sud-Est algérois). Bull.Serv.carte géol.Algérie, n°35, p.77-80.
- TEFIANI M. (1970) - Présence d'olisthostromes à la base des nappes de flyschs reposant sur la dorsale kabyle au sud-est d'Alger. C.R.somm.Soc.géol.France, p.315-316.
- TEN HAAF E. (1961) - Différenciation tectonique des sédiments dans l'Apennin ligure. Boll.Serv.geol.Ital., LXXX, fasc.3, p.87-93.
- TER-CHIEN HUANG & GOODELL H.G. (1970) - Sediments and sedimentary processes of Eastern Mississippi Cone, Gulf of Mexico. Am.Ass.Petrol.Geol.Bull., 54, 11, p.2070-2100.
- TERMIER P. (1906) - Sur les phénomènes de recouvrement du Dj. Ouenza (Constantine) et sur l'existence de nappes charriées en Tunisie. C.R.Acad.Sc.Paris, t.143, p.137-139.
- THOMAS B., LECCA L. & GENNESSEAU M. (1988) - Structuration et morphogenèse de la marge occidentale de la Sardaigne au Cénozoïque. C.R.Acad.Sc.Paris, t.306, série II, p.903-910.
- TORRES-ROLDAN R.L. (1979) - The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain): its significance and one possible geotectonic scenario for the Westernmost alpine belt. Am.Journ.Sc., 279, p.19-51.
- TRUILLET R. (1961) - Situation des argiles scagliose dans les Monts péloritains (Sicile). C.R.Acad.Sc.Paris, t.253, p.2384-2385.
- TRUILLET R. (1962) - Sur des variations d'âge et de faciès des formations tertiaires sur la bordure méridionale des monts péloritains (Sicile). Bull.Soc.géol.France, (7), IV, p.749-753.
- TRUILLET R. (1968) - Etude géologique des Péloritains orientaux (Sicile). Thèse, Univ.Paris, 547p.
- TRUSWELL J.F. (1972) - Sandstone sheets and related intrusions from Coffee Bay, Transkei, South Africa. Journ.Sed.Petrol., 42, 3, p.578-583.
- UTTINGER J.H. (1976) - La géologie de la Dorsale Rifaine entre Tétouan et l'Oued Laou, Maroc. Thèse, Univ.Zurich, 210p.
- VAIL J.R. (1974) - Distribution of Nubian Sandstone Formation in Sudan and vicinity. Am.Ass.Petrol.Geol.Bull., 58, 6, p.1025-1036.
- VAN ANDEL T.H. (1967) - The Orinoco delta. Journ.Sed.Petrol., 37, 2, p.297-310.
- VAN BEMMELEN R.W. (1969) - The alpine loop of the Tethys zone. Tectonophysics, 8, (2), p.107-113.
- VAN DE FLIERT J.R., DURAND DELGA M. & MAGNE J. (1958) - Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur la région d'Oued-Athmenia (Constantinois, Algérie). Publ.Serv.Carte géol.Algérie, nlle sér., n°20, p.259-276.
- VANDENBERG J., KLOOTWIJK C.T. & WONDERS A.A.H. (1978) - Late Mesozoic and Cenozoic movements of the Italian Peninsula: Further paleomagnetic data from the Umbrian sequence. Geol.Soc.Am.Bull., 89, p.133-150.
- VAN HOUTEN F.B. (1980) - Mid- Cenozoic Fortuna formation, Northeastern Tunisia - Record of late alpine activity on North African cratonic margin. Am.Journ.Sc., 280, p.1051-1062.
- VARDABASSO S. (1953) - Analogie geologica tra la Sardegna e l'Africa minore. Atti Acc.Naz.Lincei. Rend.Sc.fis.mat.nat., XIV, 2, p.178-183.
- VERGNAUD-GRAZZINI C. & SALIEGE J.F. (1985) - Les événements isotopiques en milieu océanique à la transition Eocène- Oligocène dans le Pacifique et l'Atlantique; paléocirculations profondes en Atlantique sud. Bull.Soc.géol.France, (8), I, n°3, p.441-455.
- VEZZANI L. (1966) - Nota preliminare sulla stratigrafia della formazione di Albidona. Boll.Soc.Geol.Ital., 85, p.767-776.
- VEZZANI L. (1970) - Il Flysch di Albidona nell'area del confine tra Calabria e Lucania. Geol.Rom., IX, p.101-126.
- VIDAL J.C. & FAUGERES J.C. (1975) - Une nouvelle interprétation de la structure des Rides Pré-rifaines (Rif, Maroc): rôle des décrochements. C.R.Acad.Sc.Paris, t.281, p.1951-1954.
- VILA J.M. (1967) - Analyse stratigraphique et structurale du Flysch de Penthièvre (Nord du Constantinois, Algérie). Bull.Soc.géol.France, (7), IX, p.401-409.
- VILA J.M. (1969) - Relations paléogéographiques et structurales entre le flysch de Penthièvre et les unités externes de la Dorsale kabyle dans la région de Jemmapes (Nord du Constantinois, Algérie). Bull.Soc.géol.France, (7), XI, p.544-551.
- VILA J.M. (1971) - Paléogéographie et tectonique des unités allochtones de type tellien et de type flysch à microbrèches dans le nord-est du Constantinois (Algérie). C.R.Acad.Sc.Paris, t.272, p.1047-1050.
- VILA J.M. (1971) - Essai d'interprétation structurale d'un profil transversal du Nord-Est de la Berbérie entre les régions d'Annaba (Bone) et de Guelma. Bull.Soc.géol.France, (7), XIII, p.85-97.

- VILA J.M. (1978) - Carte structurale au 1/500 000 de la chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens.
- VILA J.M. (1980) - La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse, Univ.P. et M. Curie, Paris VI, 665p.
- VILA J.M., FEINBERG H., COIFFAIT P.E. & LAHONDERE J.C. (1978) - Les formations priaboniennes à blocs d'Algérie orientale: datation, nature des éléments remaniés, position et signification structurales. C.R.Acad.Sc.Paris, t.286, p.391-394.
- WALKER R.G. (1967) - Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. Journ.Sed.Petrol., 37, 1, p.25-43.
- WALKER R.G. (1975) - Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. Geol.Soc.Am.Bull., 86, p.737-748.
- WEISSBROD T. (1970) - "Nubian Sandstone": discussions. Am.Ass.Petrol.Geol.Bull., 54, 3, p.522-532.
- WESTPHAL M., BARDON C., BOSSERT A. & HAMZEH R. (1973) - A computer fit of Corsica and Sardinia against Southern France. Earth Plan.Sc.Lett., 18, p.137-140.
- WESTPHAL M., ORSINI J. & VELLUTINI P. (1976) - Le microcontinent corso-sarde, sa position initiale: données paléomagnétiques et raccords géologiques. Tectonophysics, 30, p.141-157.
- WEZEL F.C. (1966) - La sezione tipo del flysch Numidico: stratigrafia preliminare della parte sottostante al complesso Panormide (Membro di Portella Colla). Atti Acc.Gioenia Sc.Nat.Catania, p.71-92.
- WEZEL F.C. (1967) - Numidian Flysch - "Reitano Flysch".
- WEZEL F.C. (1967) - Lineamenti sedimentologici del flysch numidico della Sicilia nord-orientale. Mem.Ist.geol.min.Univ.Padova, XXVI, 29 p.
- WEZEL F.C. (1968) - Osservazioni sui sedimenti dell'Oligocene-Miocene inferiore della Tunisia settentrionale. Mem.Soc.geol.Ital., 7, p.417-439.
- WEZEL F.C. (1970) - Geologia del flysch numidico della Sicilia nord-orientale. Mem.Soc.geol.Ital., IX, 2, p.225-280.
- WEZEL F.C. (1970) - Numidian Flysch: an Oligocene - Early Miocene continental rise deposit off the African Platform. Nature, 228, p.275-276.
- WEZEL F.C. (1970) - Prossimalità, distalità e analisi dei bacini dei flysch: un punto di vista attualistico. Mem.Soc.Nat.Napoli, suppl.78, p.481-488.
- WEZEL F.C. (1970) - Interpretazione dinamica della "eugeosinclinale meso-mediterranea". Riv.Min.Siciliana, n° 124-126, p.187-198.
- WEZEL F.C. (1973) - Flysch successions and the tectonic evolution of Sicily during the Oligocene and Early Miocene. Guide-book to Geology of Italy, P.E.S.Libya.
- WEZEL F.C. (1973) - Diacronismo degli eventi geologici oligo-miocenici nelle Maghrebide. Riv.Min.Sic., n° 142-144, p.219-232.
- WEZEL F.C. (1974) - Diachronisme des dépôts et des phases orogéniques. C.R. Réunion.Sc.T., Nancy.
- WEZEL F.C. (1974) - Tectogénese de subduction dans l'orogène sicilien pendant le Miocène inférieur. C.R. Réunion.Sc.T., Nancy.
- WEZEL F.C. (1982) - The Tyrrhenian Sea: a rifted krikogenic-swell basin. Mem.Soc.Geol.Ital., 24, p.531-568.
- WEZEL F.C. & GUERRERA F. (1972) - Nuovi dati sulla età e posizione strutturale del flysch di Tusa in Sicilia. Boll.Soc.Geol.Ital., 92, p.193-211.
- WEZEL F.C. & RYAN W.B.F. (1971) - Flysch, margini continentali e zolle litosferiche. Boll.Soc.Geol.Ital., 90, p.249-270.
- WILDI W. (1983) - La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev.Géol.dyn.Géogr.phys., 24, 3, p.201-297.
- WILDI W., NOLD M. & UTTINGER J. (1977) - La Dorsale calcaire entre Tétouan et Assifane (Rif interne, Maroc). Eclog.geol.Helv., 70/2, p.371-415.
- WINNOCK E. (1981) - Structure du bloc pélagien. Sed.bas.Mediterranean margins, ed. WEZEL F.C., Tecnoprint, Bologna, p.445-464.

