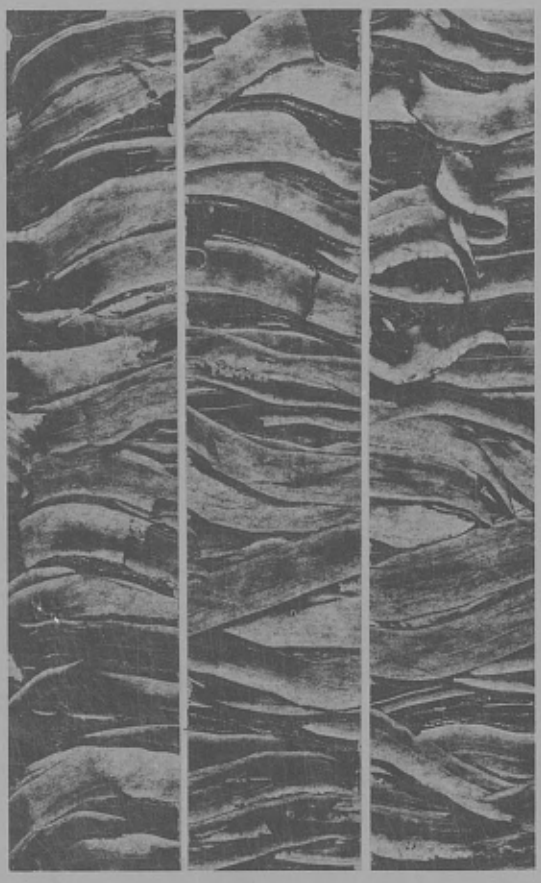
STRATA

Actes du Laboratoire de Géologie Sédimentaire et Paléontologie de l'Université Paul-Sabatier Toulouse

série 2 : mémoires

# ÉVOLUTION GÉODYNAMIQUE DE LA CHAINE TELLIENNE EN ORANIE (ALGÉRIE OCCIDENTALE) PENDANT LE PALEOZOIQUE ET LE MESOZOIQUE

**Richard CISZAK**



Vol. 20 - 1993

# EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA CHAINE TELLIENNE EN ORANIE (ALGERIE OCCIDENTALE) PENDANT LE PALEOZOIQUE ET LE MESOZOIQUE

**CISZAK Richard**

Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie
Université Paul-Sabatier
Toulouse

**STRATA** Série 2, Vol. 20 - p. 1-513, 107 fig. , 17 pl. **1993**

N° d'ordre 1441

**THESE**

*présentée devant*

**L'UNIVERSITE PAUL SABATIER DE TOULOUSE (SCIENCES)**

*en vue de l'obtention*

du grade de **DOCTEUR D'ETAT** - SCIENCES

Spécialité GEOLOGIE SEDIMENTAIRE ET PALEONTOLOGIE

*Soutenue le 5 juin 1992 devant la Commission d'Examen :*

| | |
|---|---|
| MM. Y. GOURINARD<br>Professeur à l'Université Paul Sabatier, Toulouse | Président |
| H. GONORD<br>Maître de Conférences à l'Université de Saint-Etienne | Rapporteur |
| V. PERTHUISOT<br>Professeur E.S.E.M., Université d'Orleans | Rapporteur |
| J. REY<br>Professeur à l'Université Paul Sabatier, Toulouse | Rapporteur |
| B. PEYBERNES<br>Professeur à l'Université Paul Sabatier, Toulouse | Examinateur |
| J.M. VILA<br>Professeur à l'Université Paul Sabatier, Toulouse | Examinateur |

# AVANT-PROPOS

# AVANT-PROPOS

*Je voudrais commencer cet avant-propos par évoquer le souvenir de Monsieur le Professeur M. CASTERAS qui m'a ouvert les portes de son laboratoire ; il aurait été certainement heureux de voir ce travail achevé.*

*Je dois la réalisation de ce mémoire à un certain nombre de personnes que je tiens à remercier.*

*J'exprimerai tout d'abord ma plus profonde gratitude aux Professeurs sans lesquels cette Thèse n'aurait probablement jamais existé.*

*Monsieur J. REY a accepté, sans hésitation, de prendre la direction de ce qui, au départ, n'était qu'un projet bien mal défini, m'accordant de fait une confiance totale. J'espère ne pas avoir trahi sa confiance et d'avoir été à la hauteur de son attente.*

*Monsieur B. PEYBERNES m'a encouragé à me lancer dans cette "aventure", en proposant la révision du Crétacé tellien et prétellien de la région d'Oran. C'est simplement par amitié qu'il est devenu l'animateur de mes recherches, en m'accompagnant sur le terrain et en se rendant toujours disponible pour engager une discussion, déterminer le contenu organique des lames minces ou corriger un manuscrit dans les délais les plus brefs, et ceci malgré ses nombreuses charges.*

*Il m'est agréable de remercier tous ceux qui m'ont aidé à recueillir la matière de cet ouvrage. Ce sont, en grande partie, mes collègues, enseignants à l'Université d'Oran au titre de la coopération, de 1973 à 1984 :*

*Monsieur H. GONORD, compagnon de la première heure avec lequel je me suis initié à la géologie du Tell. Nous manifestions, à l'époque, un intérêt tout aussi grand pour les massifs paléozoïques, les massifs à schistosité, les récifs messiniens, les remplissages quaternaires à restes de rongeurs, et les escargotières capsiennes. C'est tout naturellement qu'il a accepté d'examiner ce travail ; je suis particulièrement heureux de le voir participer au jury ;*

*Monsieur J. ROLET dont les travaux inédits sur le massif de Madakh m'ont servi de référence ;*

*Mme D. BEAUJARD-PAWLOWSKI, Messieurs A. CENTENE, C. DUBEL, J.-L. LACAS, J. GREVELLEC et M. GLOAGUEN qui ont été des collaborateurs précieux grâce auxquels plusieurs publications ont vu le jour.*

*Mes remerciements vont aussi à Monsieur le Professeur S. ELMI qui, à chacun de ses passages pour une Mission interuniversitaire, n'hésitait pas à échanger ses vues contre les notres, et à nous faire part de ses travaux sur le Jurassique prétellien dont j'ai, dans cet ouvrage, largement exploité les données.*

*Ma pensée se tourne aussi vers le regretté M. AMEUR, ancien Chef du Département de Géologie, et vers mes collègues algériens avec lesquels se sont nouées de sincères amitiés. Je garde aussi un excellent souvenir de tous ces étudiants qui, pendant les stages de terrain, ont fait les frais de notre désir d'en savoir toujours un peu plus ; ils ont pris, eux aussi, une part importante à la réalisation de ce travail.*

*Je remercie chaleureusement ceux dont le concours scientifique a porté sur la détermination des organismes : Mr. B. PEYBERNES, pour les Foraminifères benthiques et pour les Algues du Crétacé ; Mme R. DAMOTTE et Mr. B. ANDREU, pour les Ostracodes ; Mr. M. MOULLADE, pour les Foraminifères planctoniques de l'Albien tellien ; Mmes. M. CARON et M.-J. FONDECAVE-WALLEZ et Mr. J. MAGNE, pour les Foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur tellien ; Mr. J. MATTEI pour les Ammonites ; Mme MONGIN-PETITBOIS, pour les grands Gastéropodes du Cénomanien ; Mr. J. BROUTIN, pour les paléoflores du Carbonifère.*

*C'est à Messieurs P. MONCHOUX, L. ROUX et J.-Y. COTTIN que je dois l'analyse pétrographique et minéralogique des lames minces, et à Mr. Y. BANDET, la datation radiométrique de nombreux échantillons de "roches vertes".*

*Monsieur M. DURAND DELGA, correspondant de l'Institut, m'a fait l'honneur de venir pendant plusieurs jours sur le terrain pour débattre, entre autres, des problèmes du "Trias". Qu'il trouve ici le témoignage de ma respectueuse reconnaissance.*

*Mme P. EICHENE a réalisé la mise au propre de la quasi-totalité des illustrations graphiques. Je rends hommage à sa compétence et à son efficacité. Je tiens à lui exprimer cordialement mes plus vifs remerciements pour avoir largement amélioré, par ses dessins, la présentation de ce travail, mais aussi, pour ses conseils, pour ses encouragements et pour la disponibilité qu'elle a toujours manifesté à mon égard.*

*Je remercie sincèrement M. Y. FILHASTRE pour la fabrication des nombreuses lames minces sans lesquelles aucune étude pétrographique ou biostratigraphique n'aurait pu avoir lieu.*

*Ce travail a été facilité par l'environnement amical du Laboratoire de Géologie sédimentaire et Paléontologie, où mes sollicitations scientifiques ou matérielles ont toujours été favorablement accueillies. J'ai le plaisir de remercier : Mr. le Professeur P. SOUQUET à qui je dois une bonne partie de ma formation de géologue ; Mr. J. CANEROT, pour ses conseils, ses remarques et pour les discussions fructueuses échangées à propos du diapirisme ou de l'eustatisme ; M. BILOTTE, B. ANDREU, E.-J. DEBROAS qui m'ont donné de leur temps et ouvert leur bibliothèque ; H. M. VAN DE POEL pour la traduction des résumés en anglais, J.-L. LENOBLE, pour ses avis pertinents ; mes voisins : A. BOUCHOUATA, El M. ETTACHFINI, M. FRECHENGUES, A. QAJOUN et le personnel technique du laboratoire,.Mr. R. PUERTOLAS, Mmes F. RONCHINI et M. FILHASTRE.*

*Ce mémoire fait l'objet d'une thèse de Doctorat d'Etat. Je veux rendre un chaleureux hommage à ceux qui, avec MM. H. GONORD, B. PEYBERNES et J. REY, me font l'honneur d'en constituer le jury.*

*Mr. Y. GOURINARD a révisé les cartes géologiques du littoral oranais pour le Congrès international d'Alger en 1952. Cette révision est complétée par sa thèse publiée en 1958. Son avis sera sans nul doute d'un grand intérêt ;*

*Mr. V. PERTHUISOT, emminent spécialiste des évaporites et des phénomènes halocinétiques, est aussi un familier des problèmes du Maghreb dans ce domaine ;*

*Mr. J.-M. VILA, sa connaissance de la Géologie maghrébine en général et du Tell oriental en particulier garantit un jugement à la fois attendu et redouté.*

*Enfin ce mémoire représente aussi, pour une part non négligeable, la longue patience de CHRISTIANE partagée par LAURENCE auprès du rédacteur obsédé par sa Thèse à achever.*

# TABLE DES MATIERES

# TABLE DES MATIERES


**RESUMES** 3

**INTRODUCTION GENERALE** 9

REGION ETUDIEE 9

THEMES DE RECHERCHE ET METHODES 14

PLAN DE L'ETUDE 17

**PREMIERE PARTIE : LE CYCLE HERCYNIEN**

**Chapitre I - *LITHOSTRATIGRAPHIE*** 29

*Sommaire* 30

1- Formation pélitique de base (Ordovicien inférieur à moyen?) 31

2- Formation des psammites bioturbés (Ordovicien supérieur) 32

3- Formation des pélites à phtanites (Silurien) 34

4- Formation flyschoïde à microbrèches et Formation des calcaires à Tentaculites (Dévonien) 36

5- Formation des dolomies à Polypiers et Complexe volcano-sédimentaire (Carbonifère inférieur) 40

6- Formations du Carbonifère supérieur 47

**Chapitre II - *STRUCTURE DES MASSIFS DES TRARAS ET DE MADAKH ; TECTONIQUE HERCYNIENNE EN ORANIE OCCIDENTALE*** 63

*Sommaire* 64

1- Massif des Traras 65

2- Massif de Madakh 70

***CONCLUSION : Les massifs oranais dans le cadre des Hercynides maghrébines*** 99

*Sommaire* 100

1- Evolution tectono-sédimentaire des boutonnières hercyniennes oranaises au cours du Paléozoïque 101

2- Place des massifs paléozoïques oranais dans la chaîne hercynienne d'Afrique nord-occidentale 104

3- Synthèse : Reconstitution géodynamique des Hercynides maghrébines 107

## DEUXIEME PARTIE : LE CYCLE ALPIN PENDANT LE MESOZOÏQUE

**CHAPITRE I - *LITHOSTRATIGRAPHIE, BIOSTRATIGRAPHIE ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE*** 113

1- TRIAS 115

*Sommaire* 116

A- Domaine prétellien 117

B- Domaine tellien 119

C- Conclusion 122

2- LIAS ET DOGGER (Hettangien à Oxfordien inférieur) 125

*Sommaire* 126

1- Séquences de dépôt dans le Lias 131

A- Domaine prétellien 131
A.1- Formation des calcaires de Zaïlou 131
A.2- Formation des calcaires du Tisseddoûra 138
A.3- Formation des marno-calcaires du Djebel Keskas 142

B- Domaine tellien 157

2- Séquences de dépôt dans le Dogger 161

A- Domaine prétellien 161
A.1- Formation des calcaires à *Cancellophycus* 161
A.2- Formation des marnes de Zahra 168
A.3- Formation des calcaires microgréseux 171
A.4- Formations du Bathonien moyen-supérieur 176

B- Domaine tellien 177

C- Conclusion 178

3- Séquences de dépôt dans le Callovo-Oxfordien 181

A- Domaine prétellien (Formation des argiles de Saïda) 181

B- Domaine tellien (Formation des argiles de Saïda) 188

C- Conclusion 189

3- MALM ET PASSAGE JURASSIQUE-CRETACE 191

*Sommaire* 192

Séquences de dépôt dans l'intervalle Oxfordien supérieur - Berriasien 193

A- Domaine prétellien 193
a) Domaine tlemcénien occidental 193
b) Domaine tlemcénien oriental 209

B- Domaine tellien 221

4- CRETACE INFERIEUR 227

*Sommaire* 228

Séquences de dépôt dans l'intervalle Néocomien - Aptien 229

A- Domaine prétellien 229

1- Séquences de dépôt dans l'intervalle Berriasien moyen-Valanginien : Formation des argiles de Lamoricière 229

2- Séquences de dépôt dans l'intervalle Hauterivien-Aptien 237
2.1- Analyse stratigraphique 237
2.2- Stratigraphie séquentielle et corrélations aux cycles eustatiques 247
2.3- Conclusion 252

B- Domaine tellien 255
B.1- Parautochtone tello-rifain 255
1- Série stratigraphique 255
2- Evolution de la sédimentation 262
3- Crétacé inférieur de la bordure occidentale des Monts d'Arzew 262
a) Etude stratigraphique 265
b) Etude tectonique 267
c) Conclusions 276
B.2- Allochtone tellien 277
1- Série stratigraphique 277
2- Conclusion 278

5- CRETACE MOYEN ET SUPERIEUR 281

*Sommaire* 282

Séquences de dépôt dans l'intervalle Albien -Sénonien 283

A- Domaine prétellien 283

1- Séquences de dépôt mésocrétacées (Albien, Cénomanien et Turonien) 283
a) Domaine prétellien occidental 283
b) Domaine tlemcénien oriental 283

2- Dépôts néocrétacés (Sénonien) 312
a) Domaine prétellien occidental 313
b) Domaine tlemcénien oriental 313

3- Conclusion 316

B- Domaine tellien 318

1- Dépôts mésocrétacés (Vraconien à Turonien) 318

2- Dépôts néocrétacés (Sénonien) 324

3- Conclusion 340

**Chapitre II - *SEDIMENTOLOGIE : RESEDIMENTATIONS INTRASENONIENNES*** 353

*Sommaire* 354

1- DONNEES HISTORIQUES 355

2- DONNEES DE TERRAIN 363

2.1- Gisements interstratifiés 363
2.1.1- Gisements associés au Sénonien 363
2.1.2- Gisements associés au Miocène 388

2.2- Gisements liés aux contacts anormaux 390
2.2 1- Massifs à schistosité 391
2.2.2- Massifs à dominante marneuse 398

2.3- Gisements de type diapir 402

3- CONCLUSIONS ET IMPLICATIONS 407

**CHAPITRE III : *EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DU DOMAINE TELLIEN EXTERNE D'ALGERIE OCCIDENTALE, AU CRETACE*** 427

*Sommaire* 428

1- Sur l'existence d'une tectogenèse majeure crétacée dans le domaine tello-rifain d'Algérie occidentale 429

2- Essai de reconstitution paléogéographique du domaine tellien oranais 435

3- Phases alpines précoces dans la chaîne maghrébine 447

4- Conclusion : Evolution de la marge méridionale téthysienne au Crétacé 449

**CONCLUSIONS GENERALES** 455

**BIBLIOGRAPHIE** 487

**LISTE DES FIGURES** 507

**PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES** (incluses dans le texte à la fin des chap. I et II de chaque partie)

# RESUMES

# RESUME

La région étudiée se situe à l'articulation de deux domaines structuraux fondamentalement différents par la nature de leurs séries sédimentaires et par le style des déformations : 1- le *domaine tellien oranais,* qui appartient à la zone externe du segment maghrébin de la chaîne alpine périméditerranéenne ; il est essentiellement allochtone ; 2- le *domaine atlasique,* ici représenté par la bordure nord des Hautes plaines (domaine tlemcénien) et la région des Traras ; il constitue l'avant-pays autochtone, modérément déformé, de la chaîne tellienne.

Le présent travail se subdivise en deux parties ; la première concerne le cycle hercynien, la seconde, le cycle alpin au Mésozoïque. Il est illustré par des colonnes stratigraphiques, des coupes et des cartes géologiques.

1- **Les problèmes du Paléozoïque** sont abordés par le biais de l'étude des affleurements autochtones du massif des Traras d'une part, et de ceux du massif de Madakh et de la Montagne des Lions, inclus dans l'allochtone tello-rifain d'autre part. Les objectifs consistaient à intégrer le massif de Madakh dans l'ensemble hercynien d'Afrique du Nord et à aboutir à un schéma global d'évolution géodynamique en accord avec les données acquises en Meseta orientale marocaine et dans les noyaux paléozoïques de Méditerranée occidentale.

Les corrélations proposées avec les segments hercyniens voisins démontrent une parfaite correspondance entre les événements sédimentaires et tectoniques enregistrés simultanément dans les boutonnières de la Meseta orientale marocaine et dans les massifs prételliens oranais. En revanche, les comparaisons avec les massifs tello-rifains oranais butent sur des incertitudes relatives à l'âge des terrains anté-westphaliens dont la stratigraphie repose essentiellement sur des analogies de faciès. Cependant de nombreuses similitudes comme une sédimentation de type flysch pendant le Dévonien d'une part, et d'une tectonique polyphasée synmétamorphe d'autre part, rapprochent ces affleurements des noyaux bético-rifo-kabyles.

Les segments varisques d'Afrique du Nord (de l'Autochtone et de l'Allochtone) et ceux de la Zone Sud-Ibérique s'inscriraient dès lors dans un même cadre géodynamique essentiellement "gondwanien". Le Paléozoïque de Madakh se situerait dans ce cadre comme le maillon jusqu'alors manquant, assurant l'articulation entre la Meseta orientale marocaine et les noyaux hercyniens de Méditerranée occidentale.

2- **En ce qui concerne le Jurassique**, l'application des nouveaux concepts de la stratigraphie séquentielle, permet d'assimiler les formations géologiques à des cortèges sédimentaires au sein de séquences de dépôt contrôlées par les cycles eustatiques. Il est ainsi possible de reconnaître 8 séquences de dépôt dans le Lias, 4 séquences dans le Dogger et 11 séquences dans l'intervalle Callovien inférieur-Berriasien inférieur.
On a pu ainsi replacer la sédimentation locale dans un cadre chronostratigraphique plus vaste (à l'échelle globale), et de ce fait :

- rechercher la signification des discontinuités, notamment de celles qui correspondent à de grandes coupures stratigraphiques classiquement attribuées aux mouvements tectoniques souvent désignés comme responsables des mouvements transgressifs et régressifs ;
- envisager lequel des deux facteurs, tectonique ou eustatisme a été prédominant dans le contrôle de la sédimentation pendant cette période.

3- Ce travail rend compte, enfin, des principales données recueillies au terme d'une révision stratigraphique du **Crétacé prétellien et tellien oranais.** De la synthèse des données analytiques se dégagent les résultats suivants :

(1)- *des résultats d'ordre biostratigraphique*

Le contenu macro et surtout micropaléontologique a contribué non seulement à affiner certaines datations antérieures dans le domaine prétellien, mais aussi à identifier les biozones à Foraminifères planctoniques dans le Maastrichtien des nappes telliennes ;

(2)- *des résultats d'ordre micropaléontologique*

Ils comportent notamment la description d'une nouvelle espèce de Lituolidé de grande taille appelé *Pseudochoffatella algeriana* (Peybernès, Calvez et Ciszak, 1984). De plus le Barrémien, le Bédoulien et le Cénomanien prétellien ont fourni une riche ostracofaune au sein de laquelle plusieurs taxons nouveaux ont été créés par R. Damotte (1984) ;

(3)- *des résultats d'ordre sédimentologique*

Ils rendent compte des modes de dépôt et de l'enchaînement vertical des faciès en cortèges sédimentaires :

• dans le domaine prétellien se succèdent alternativement, du Néocomien au Cénomanien, une sédimentation de type fluvio-deltaïque (Grès de Berthelot et Grès de Bossuet) et des dépôts carbonatés de plate-forme interne non barrée (Calcaires de Zigyne). Au Cénomanien et au Turonien un milieu de plus en plus ouvert s'installe;

• dans la zone tellienne, les dépôts argileux prédominent et se développent dans un milieu externe profond. Au Crétacé inférieur, la sédimentation détritique se traduit par la formation de flyschs à turbidites vraisemblablement liée à des chutes eustatiques au-delà de la plate-forme côtière.

Le Campanien supérieur et surtout le Maastrichtien sont marqués par la mise en place par gravité, de complexes à blocs (dépôts de "*mass flow*") accompagnés ou immédiatement suivis par des dépôts terrigènes de type turbiditique. Ces dépôts de *mass flow* correspondent à des amas d'une brèche chaotique à matrice gypseuse assimilée auparavant à un "complexe triasique". L'étude biostratigraphique du Maastrichtien précise l'âge de trois phases d'épandage gravitaire coïncidant chacune avec une période de bas niveau marin.

(4)- *des résultats d'ordre structural*

Ils soulignent l'existence d'un événement tectonique majeur entre le Coniacien et le Campanien supérieur. Celui-ci se manifeste notamment dans la patrie de l'allochtone tello-rifain par un plissement isoclinal suivi d'écaillages et accompagné d'un métamorphisme de faible intensité.

La position interstratifiée du complexe bréchique à Trias resédimenté remet en question l'existence (ou le contenu) de certaines unités telliennes allochtones auparavant définies.

(5)- *des résultats d'ordre paléogéographique*

Ils traduisent l'évolution tectono-sédimentaire du domaine tellien oranais. Celle-ci s'articule en trois étapes :

• une période de rifting (Tithonique à Turonien), correspondant à un stade de déformations en transtension, au cours duquel se forme le "bassin oranais". Ce bassin est le siège d'une sédimentation à dominante turbiditique perturbée par des manifestations éruptives (post-néocomiennes), et halocinétiques, ces dernières étant accompagnées probablement des premiers épisodes de resédimentation.

• une période tectogénique en compression (Coniacien à Campanien supérieur) ; le style des déformations est révélé à partir d'une nouvelle interprétation structurale des Monts d'Arzew qui s'appuie sur un levé de carte géologique au 1/10 000.

• une période de relâchement des contraintes ; la sédimentation est essentiellement contrôlée par les phénomènes eustatiques auxquels se surimpose une tectonique en distension. Cette période est marquée par une reprise de l'halocinèse et des phénomènes de resédimentation.

Ce schéma évolutif est ensuite intégré dans le cadre géodynamique du domaine tellien, à l'échelle de l'orogène alpin maghrébin.

# ABSTRACT

The studied area (Western Algerian Tell) takes an intermediate position between the Tellian realm of the Oran area (external zone of the Moghrebian part of the Perimediterranean Alpine chain) and the Tlemcenian realm (autochthonous Tellian foreland). This work is subdivided in two parts respectively concerning the Hercynian and Alpine cycle. The latter is limited to its Mesozoic history.

- **The study of the Paleozoic series** from the autochthonous massif of Traras and from the Tello-Rifean massif of Madakh allows to propose evolutional schemes which can be compared to those previously established for the Hercynian outcrops from the Eastern Moroccan Meseta and for the Betic-Rifan-Kabylian cores, respectively. The variscan segments of Northen Africa (Moghreb) and those of the South-Iberian Zone would thus make out part of the Gondwana margin where the Paleozoic sequence of Madakh is considered intermediate between the autochthonous Moghrebian block and the above mentioned Hercynian segments of the Western Mediterranean.

- **During the Alpine cycle**, the Jurassic formations of this region are arranged in system-tracts forming depositional sequences which correlate to 3$^{rd}$ order eustatic cycles. We have recognized 8 depositional sequences within the Liassic series, 4 within the Dogger ones and 11 within the deposits corresponding to the Late Jurassic Early-Berriasian interval. This interpretation allows us to distinguish between the respective role of tectonics and eustacy in the control of the local sedimentation.

From the stratigraphic review of the Pretellian and Tellian Cretaceous series, results in several fields are obtained :

• ***biostratigrahic results*** : benthic microfaunas permit to refine previously-proposed ages ; planktonic Foraminifera precise an intra-Maastrichtian age for the 3 phases of resedimentation (olistostromes) associated to terrigeneous deposits ;

• ***micropaleontologic results*** : description of a new Cenomanian species of Lituolidae (Foraminifera), *Pseudochoffatella algeriana* (Peybernès, Calvez and Ciszak, 1984), and discovery of several new Albian Ostracod taxa ;

• ***sedimentologic results*** : (1) subdivision of the Pretellian Early-Mid Cretaceous series into depositional sequences [4 within the Zigyne Limestone Formation (Late Barremian to Early Aptian), 3 within the Djebel Tenfeld Carbonate Formation (Late Albian - Late Cenomanian) and only one corresponding to the Oued Freaou Formation (Late Cenomanian -Turonian)]. During this period, essentially turbiditic sedimentation takes place, particulary in the paleogeographic area of the "Rifian" Units (*sensu* Guardia, 1975) ; (2) discovery of mass flow deposits (the former "Triassic Complex"), associated with terrigeneous turbiditic deposits and induced by sea level low-stands recognized during the Late Senonian.

• ***structural results*** : the probable occurrence of a tectonic phase which lasted from the Coniacian to the Campanian, and which induced isoclinal folding and low-grade metamorphism. The recognition of the interbedded position of breccias including reworked Triassic material (former- "Triassic Complex"), changes the previous interpretation with regard to the allochthonous character and the lithostratigraphic composition of certain traditional Tellian Units.

• ***paleogeographic results*** : the subdivision of the tectono-sedimentary evolutional pattern of the Tellian realm, in the Oran area, into 3 successive stages : 1) a rifting stage (Tithonian to Turonian) corresponding to a transtensional phase giving rise to

postneocomian volcanism and early halocinetic phenomena ; 2) a tectogenic stage (Coniacian to Campanian), characterized by transpressional movements associated with the previously mentioned metamorphism ; 3) a new extensional period (Maastrichtian) marked by the reactivation of the halocinetic phenomena and the deposition of reworked sediments within an evaporitic matrix.

In conclusion, this Cretaceous evolutional scheme is integrated in the Tellian geodynamic frame on the scale of the "Maghrebides" Alpine orogen.

# INTRODUCTION GENERALE

# SOMMAIRE

Région étudiée 9

- aperçu géographique 9
- cadre géologique 11

Thèmes de recherche et méthodes 14

Plan d'étude 17

# INTRODUCTION GENERALE

## REGION ETUDIEE

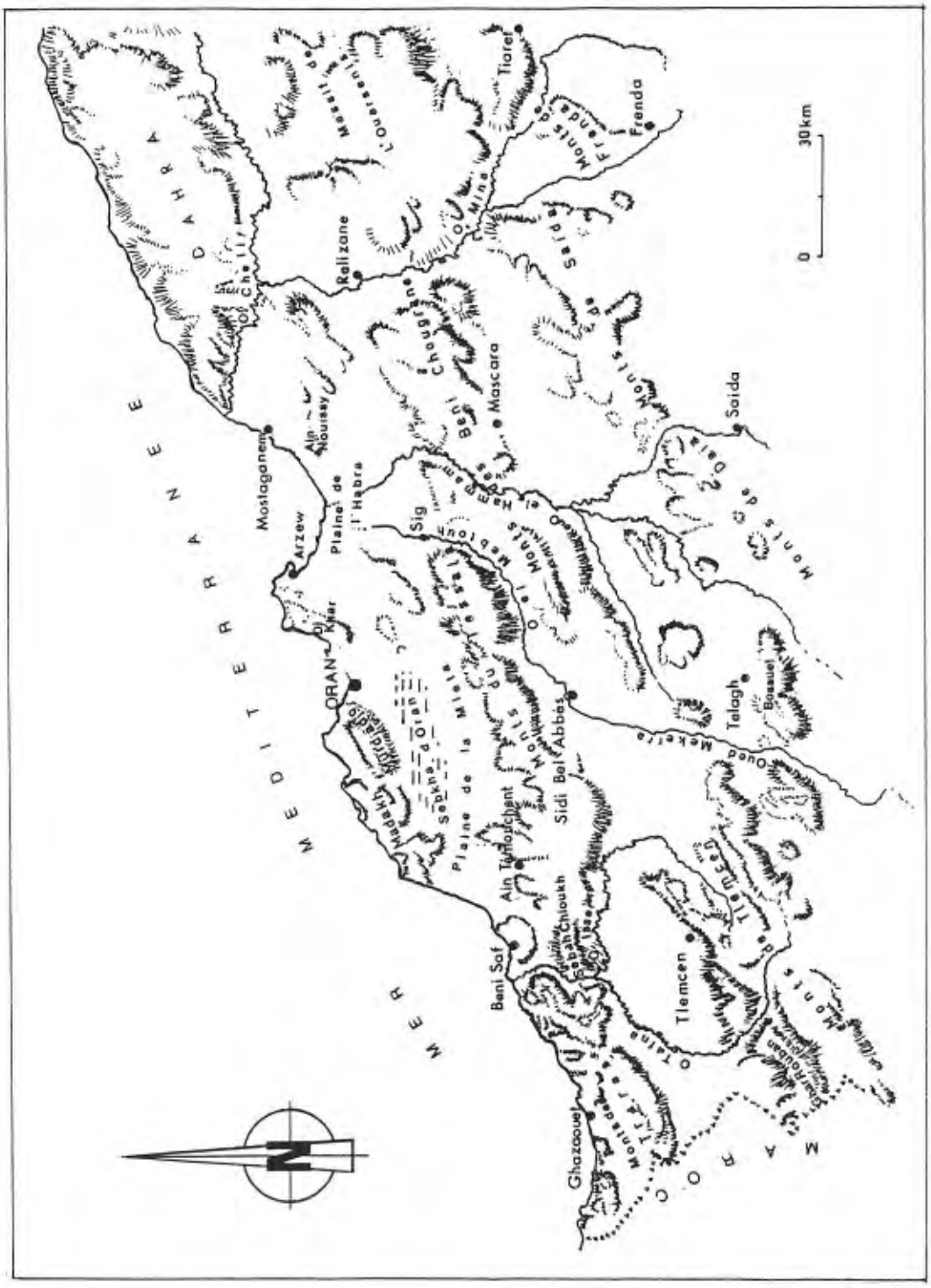
### Aperçu géographique

Les grands traits orographiques de la région étudiée (fig. 1), sont marqués par des alignements de reliefs SW-NE, séparés par des dépressions de même orientation. On distingue ainsi du Nord au Sud :

**1- *Les massifs littoraux oranais***

La côte entre le Cap Figalo et Arzew (loc. ,fig. 9) est jalonnée par une succession de petits massifs de faible altitude (inférieure à 700 m), qui sont, de l'Ouest vers l'Est :

- le massif de Madakh et son prolongement oriental, le Djebel Lindlès (massif des Andalouses) ;
- le massif d'Oran, séparé des précédents par la plaine des Andalouses et la vallée de l'Oued Hammadi ; il réunit le Djebel Murdjadjo, le Djebel Santon et le Djebel Santa Cruz ;
- le Djebel Khar (ou Montagne des Lions), qui, totalement isolé, domine le "plateau d'Oran" ;
- le massif d'Arzew qui rassemble les Djebels Orousse, Borosse et les Montagnes Grises.


MEDITERRANEE
ORAN
Mostaganem
Arzew
Plaine de l'Habra
Sig
Relizane
Chlef
Mascara
Tiaret
Frenda
Saida
Monts de Saida
Monts de Daia
Monts de Frenda
Monts de Mina
Monts de Beni Chougrane
Monts de Mascara
Monts de Tessala
Monts de Sebkha d'Oran
Plaine de la Mleta
Monts de Sidi Bel Abbès
Sidi Bel Abbès
Ain Tindamine
Ain Thrid
Ain Chioukh
Beni Saf
Ghazaouet
Tlemcen
Monts de Tlemcen
Monts de Traras
Monts de Daia
Monts de Telagh
Telagh
Bossuet
Oued Mekerra
Oued Tafna
Oued Sikkak
Oued Mina
Oued Sly
Oued Sebkha
Oued Habra
Oued Chelif
Oued Mouilah
Oued Sig
Oued Hounet
Oued Rhiou
Oued Taria
Oued Abd
Oued Sahouet
Oued Sahouet
Oued Sahouet

**2- *La dépression Mleta - Habra***

La plaine de la Mleta, à l'Ouest, est une dépression endoréïque occupée par la Sebkra d'Oran. La plaine de l'Habra s'ouvre sur la mer entre Arzew et Mostaganem ; elle s'interrompt vers l'Est par de petites collines (comme le Djebel Chegga ou la Montagne Ronde près de Aïn Nouissy) qui la sépare de la plaine du Chelif.

**3- *Les massifs du Tell méridional oranais***

Sur la bordure méridionale de la dépression précédente, il s'agit de deux ensembles montagneux qui se relayent au niveau de l'Oued El Mebtouh entre Sidi Bel Abbès et Sig. Ce sont, à l'Ouest, les Monts du Tessala et, à l'Est, les Monts des Beni Chougrane.
Appuyés aux Monts du Tessala dont ils constituent un véritable contre-fort par leur direction EW, les Monts du Sebah Chioukh constituent le trait d'union entre ces ensembles et le massif des Traras qui se développe entre l'Oued Tafna et la frontière algéro-marocaine.

**4- *La dépression occupée par la vallée de l'Oued Isser*** prolongée par la plaine de Sidi Bel Abbès. Elle constitue la limite méridionale du Tell.

**5- *La bordure septentrionale des Hauts Plateaux oranais***

Elle correspond à des chaînons dont l'altitude voisine 1000 m (1000 à 1300 m à l'Ouest, 1000 m à l'Est). Ces chaînons, allongés SW-NE, se relayent latéralement d'Ouest en Est sur plus de 250 km ; ce sont :

- les Monts de Ghar Rouban qui, aux confins algéro-marocains, prolongent le massif marocain de Jerada ;
- les Monts de Tlemcen ; le point culminant y est le Djebel Tenouchfi (1843 m) ;
- les Monts de Daïa (ou de la Mekerra) dans la région du Telagh ;
- les Monts de Saïda ;
- les Monts de Frenda - Tiaret qui passent vers l'Est au plateau du Sersou correspondant aux Hautes-Plaines Algéroises.

## Cadre géologique

La région étudiée dans ce travail (fig. 2), est à l'articulation de deux grands domaines structuraux fondamentalement différents par la nature des dépôts et par le style tectonique. Au Nord, le *domaine tellien* désigne le rameau algérien de la chaîne alpine en Méditerranée occidentale (Maghrébides). Au Sud, le *domaine atlasique* correspond à un assemblage de chaînons intracontinentaux issus de la tectogenèse atlasique s'appuyant sur une zone rigide (Meseta) à couverture mésozoïque condensée, faiblement ondulée et reposant sur un tréfonds stable correspondant au "môle calédonien".

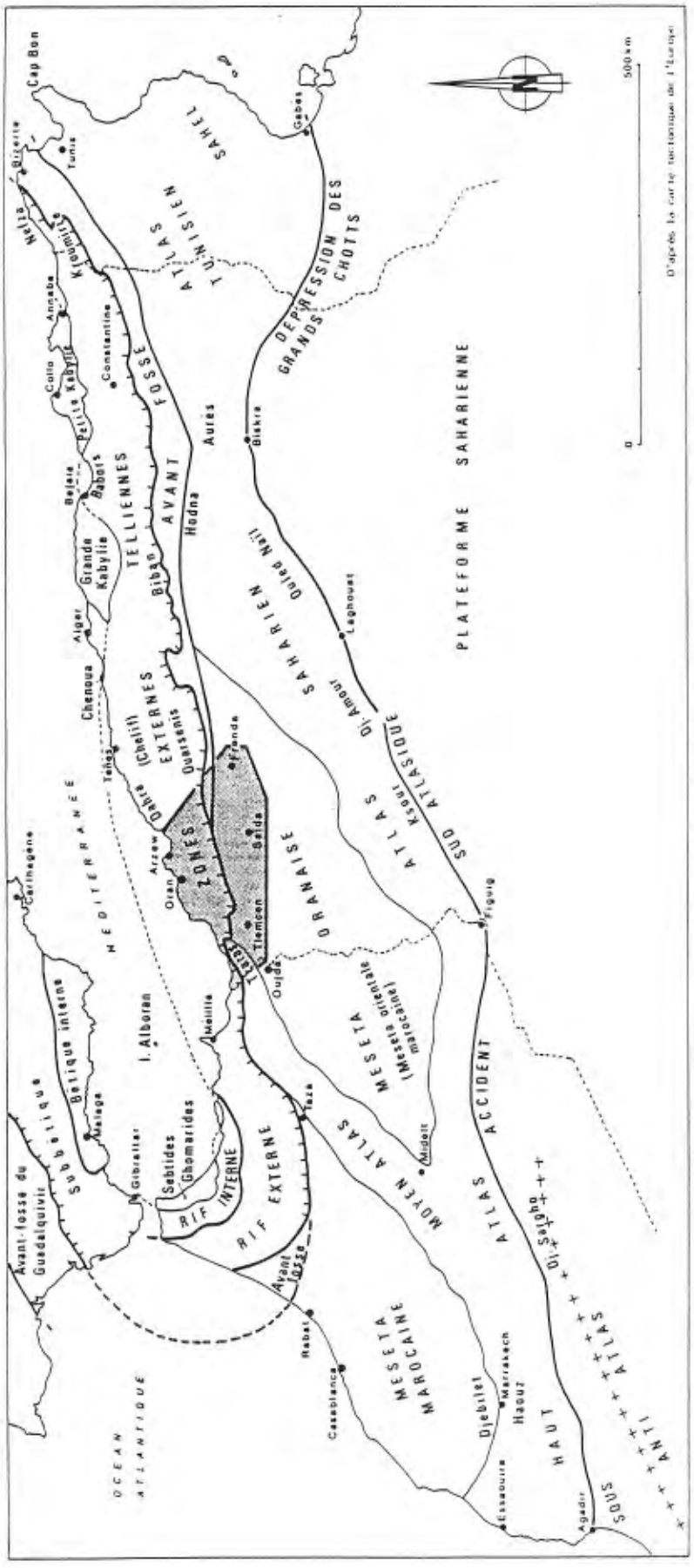



Fig. 2 - La région étudiée dans le cadre de la chaîne alpine en Méditerranée occidentale

**- Le domaine tellien**

La région oranaise n'en recouvre que la zone externe. L'expulsion de sa couverture vers le Sud, au Miocène, a été suivi par le soulèvement de massifs locaux qui laissent apparaître les parties profondes de l'édifice. Les schémas de l'organisation détaillée de cette zone sont encore loin d'être définitifs : il s'agit globalement d'un complexe structural au sein duquel les formations paléozoïques et (ou) mésozoïques, très tectonisées, en grande partie métamorphisées, tiennent lieu de substratum autochtone relatif par rapport à un ensemble allochtone essentiellement marneux :

- *l'autochtone relatif* forme les "massifs à schistosité" situés à proximité ou sur la côte oranaise (massifs littoraux oranais). Le Paléozoïque y affleure notamment dans la boutonnière de Madakh et dans le Djebel Khar (Montagne des Lions) ;

- *l'ensemble allochtone* est découpé en plusieurs unités structurales superposées. Celles-ci ont été définies selon des critères d'ordre stratigraphique, paléogéographique et structural par Guardia (1975) en Oranie occidentale, par Fenet (1975) en Oranie centrale et par Delteil (1974) en Oranie orientale. Cet ensemble constitue notamment les reliefs qui, alignés d'Ouest en Est (fig. 1), forment les Monts des Sebah Chioukh, les Monts du Tessala et les Monts des Beni Chougrane.

**- Le domaine prétellien**

A la limite septentrionale du domaine atlasique, il constitue l'avant-pays peu déformé de la chaîne tellienne.

Il s'agit du "domaine tlemcénien" (au sens d'Elmi, 1976) que nous désignerons aussi par "domaine prétellien méridional". Le "domaine tlemcénien" est une entité structurale constituant un segment de chaîne intracratonique de la marge gondwanienne (Benest, 1985). Cette chaîne aurait été édifiée lors d'une "tectogenèse atlasique" (au sens de Guardia, 1975, qui en situe les manifestations entre le Santonien et le Miocène moyen), puis ensuite réactivée lors des phases anté-messiniennes. Il en résulte un ensemble de plateaux peu déformés, interrompus par d'étroites zones plissées, localement écaillées (Elmi, 1970 ; Benest, 1971, 1982).

Les terrains primaires affleurent dans les Monts de Ghar Rouban (fig. 1) ; la couverture jurassique forme les Monts de Tlemcen alors que le Crétacé anté-sénonien s'observe dans les Monts de Daïa. Vers l'Est, les Monts de Saïda constituent une antiforme au coeur de laquelle réapparaît le Paléozoïque (môle de Tiffrit) flanqué par les formations jurassiques à l'Ouest, et à l'Est (Monts de Tlemcen). Enfin, le Crétacé moyen - supérieur (Albien à Sénonien) se développe dans les Monts de Frenda et disparaît vers l'Est sous le Tertiaire du plateau du Sersou.

Les structures de détail ont été acquises (Benest, 1985) à la suite des mouvements tectoniques en compression ayant engendré des plis EW à SW-NE et NS à NW-SE, combinés ensuite au jeu latéral d'accidents majeurs orientés autour de N 70 (dextres) et N 20 (sénestres).

Le secteur occidental du "domaine tlemcénien" s'ennoie au Nord sous le Tertiaire et le Quaternaire du couloir d'Oujda-Maghnia pour réapparaître dans le massif des Traras et son prolongement méridional, le chaînon du Fillaoussène, région que nous désignons par "domaine prétellien occidental".

# THEMES DE RECHERCHES ET METHODES

Le but de ce travail est d'apporter une contribution à la connaissance de la géologie du segment oranais de l'Orogène Alpin en Méditerranée occidentale et de son avant-pays immédiat, la bordure septentrionale de la Meseta oranaise.

Les données fondamentales sur la géologie de l'Allochtone tellien (ou tello-rifain) sont contenues dans les travaux de Guardia (1975), Fenet (1975) et Delteil (1974) concernant respectivement l'Oranie nord-occidentale, l'Oranie centrale et l'Oranie orientale. Elles nous ont permis de procéder à une approche rapide des problèmes que nous avons choisis d'étudier concernant plus spécialement : le Paléozoïque et le Crétacé.

L'étude du Jurassique s'appuie largement sur les données bibliographiques acquises au cours de ces dernières années, complétées par des observations personnelles.

***Pour le Paléozoïque***

Les problèmes ont été abordés grâce à l'étude détaillée des affleurements inclus dans l'allochtone tello-rifain. Les objectifs consistaient à :

- reconstituer les étapes de l'évolution tectono-sédimentaire de ces éléments de la chaîne varisque ;

- situer ces éléments dans un cadre paléogéographique et géodynamique intégrant les modèles déjà proposés pour les affleurements des boutonnières de la Meseta marocaine (Hoepffner, 1987), en domaine autochtone, d'une part, et pour le Paléozoïque de "type rifain" des noyaux bético-rifo-kabyles (Chalouan, 1986) d'autre part.

Les travaux de terrain ont débuté dans le Massif des Traras (domaine prétellien occidental), afin de réviser la succession lithostratigraphique proposée par Guardia (1975), et de relever les empreintes tectoniques des phases varisques. Cette première démarche nous a permis d'établir des comparaisons avec les séries et les phases tectoniques reconnues dans les affleurements tello-rifains de Madakh pour la plupart non datés.

***Pour le Jurassique***

Les grandes lignes de l'évolution paléogéographique du domaine prétellien au Jurassique sont à présent bien connues depuis les travaux de Lucas (1942, 1952), et surtout ceux, plus récents, d'Elmi (1969 à 1985), pour le Jurassique inférieur, et ceux de Benest (1969 à 1991) pour le Jurassique supérieur et le passage au Crétacé inférieur.

Il nous paraissait toutefois intéressant de rechercher lequel des deux facteurs, tectonique ou eustatisme, a été prédominant dans le contrôle de la sédimentation pendant cette période ; dans ce but, nous avons procédé à un examen hiérarchique des discontinuités, notamment celles qui correspondaient à de grandes coupures stratigraphiques classiquement attribuées aux mouvements tectoniques (souvent désignés comme responsables des mouvements transgressifs et régressifs).

Dans ce but, nous avons appliqué les concepts de la stratigraphie séquentielle, en comparant les formations géologiques locales, auparavant définies au mieux par leur caractères sédimentaires et leur âge, à des séquences de dépôt induites par les cycles eustatiques de 3$^{ème}$ ordre. Nous avons effectué cette démarche pour chaque formation, à l'échelle locale pour la coupe de référence puis à l'échelle du domaine prétellien en proposant des comparaisons et des corrélations.

Par le biais de cette méthode nous avons abordé le problème de la sédimentation sur les "horsts" considérés comme des hauts-fonds mis en évidence par des dépôts souvent de haute énergie hydrodynamique, généralement pelliculaires ou réduits à des placages, et ponctuellement absents.

L'interprétation de l'enchaînement des faciès comme des prismes de dépôt est proposée avec les réserves que nous impose l'utilisation des données biostratigraphiques et sédimentologiques, en majorité d'origine bibliographique ; celles-ci, généralement assez précises pour, dans une analyse séquentielle classique, déterminer correctement les séquences verticales à toutes les échelles, restent tout de même insuffisantes pour une étude de stratigraphie séquentielle qui implique, aussi, la connaissance de la géométrie des dépôts.

Cette démarche ne doit donc apparaître que comme une première tentative d'aborder sous un angle différent les problèmes que posent l'évolution tectonosédimentaire de la plate-forme tlemcénienne, au Jurassique ; nous sommes tout à fait conscient de ses imperfections et de ses limites.

***Pour le Crétacé***

Pour le Crétacé du *domaine tellien oranais*, le but fixé consistait à rechercher les arguments prouvant l'existence, au Crétacé, d'une phase tectonique génétiquement comparable à la phase mésocrétacée qui fut auparavant décrite dans le Tell oriental (Obert, 1981) et le Tell central (Lepvrier, 1978). Il convenait, pour cela :

- de reconstituer les étapes de l'évolution paléogéographique de ce secteur tellien dès le Jurassique supérieur, en mettant en évidence les relations spatio-temporelles entre les dépôts caractérisant les différentes patries d'origine des unités allochtones (essentiellement de "type bassin"), et les dépôts de "type plate-forme" situés, plus au Sud, dans le domaine autochtone prétellien ;

- de proposer des solutions aux problèmes de l'origine et de la signification structurale d'un complexe conglomératique à matrice gypseuse attribué classiquement au Trias.

La mise en place de ce matériel était jusqu'ici, systématiquement interprétée comme d'origine tectonique : soit par intrusion ou injection dans les contacts stratigraphiques ou mécaniques, soit au niveau de la "semelle tectonique" des unités "flottantes" à matériel d'âge crétacé supérieur. Fondé sur des premières observations non conformes à cette théorie, l'objectif était ici, par conséquent, de mettre en évidence le caractère uniquement sédimentaire de ce matériel situé à la base de formations néocrétacées venant sur des terrains jurassico-crétacés schistosés et métamorphiques (unités "rifaines à schistosité") ;

- de dater le métamorphisme.

Dans *le domaine prétellien*, Auclair et Biehler (1967) avaient auparavant proposé un découpage stratigraphique qui nous a servi de référence. Sur ce canevas préétabli, il convenait de réaliser une étude systématique des affleurements afin de dégager des résultats d'ordre biostratigraphique et sédimentologique. Nous l'avons complétée par une application des concepts de la stratigraphie séquentielle révélant le rôle de l'eustatisme mais aussi celui de la tectonique dans le contrôle de la sédimentation crétacée de part et d'autre du *"haut-fond de Saïda"*.

# PLAN DE L'ETUDE

Ce mémoire se divise en deux grandes parties.

1 - La première partie concerne **le cycle hercynien**. Elle s'articule en deux chapitres principaux :

• Le premier chapitre correspond à une présentation des unités lithostratigraphiques distinguées dans l'intervalle Ordovicien - Stéphanien. Chaque formation est interprétée comme un événement sédimentaire lié à un environnement particulier. Celui-ci est intégré dans un cadre paléogéographique élargi à l'échelle de l'orogène hercynien en bordure du craton ouest-africain ;

• Un deuxième chapitre fait le bilan des marques de la tectonique hercynienne en Oranie occidentale, respectivement : (1) dans le massif des Traras, segment autochtone de la chaîne hercynienne d'Afrique du Nord ; (2) dans les massifs isolés de Madakh et de la Montagne des Lions, inclus dans le domaine externe tello-rifain et à position structurale plus discutable ;

• En conclusion sont regroupées les données précédentes pour aboutir à la proposition d'un schéma évolutif des massifs hercyniens oranais, au Paléozoïque.

Cette évolution, et notamment l'évolution structurale, est ensuite comparée avec celle des boutonnières de la Meseta orientale marocaine et des noyaux paléozoïques de la Méditerranée occidentale.

2 - La deuxième partie concerne **le cycle alpin pendant le Mésozoïque**. On voit se succéder dans le temps : une première période pendant laquelle s'individualise progressivement le bassin externe tellien au Nord de la plate-forme tlemcénienne ; une deuxième période qui correspond à une phase de diastrophisme ; une dernière période pendant laquelle reprennent les mouvements distensifs accompagnés de resédimentations. Cette partie comporte trois chapitres :

• Un premier chapitre est consacré aux séries sédimentaires mésozoïques. Les unités lithologiques sont regroupées dans des intervalles de temps qui rythment la période de sédimentation dans les domaines prétellien et tellien. Les formations sont interprétées en termes de cortèges sédimentaires inclus dans des séquences de dépôt ; cette démarche a pour but de mettre en évidence le rôle de l'eustatisme dans la genèse des dépôts.

• Un deuxième chapitre est consacré tout particulièrement aux formations resédimentées. Il s'agit des amas bréchiques à matrice gypseuse interstratifiés d'une part à la base ou au sein du Maastrichtien, et d'autre part dans le Miocène. La nature lithologique de ces corps sédimentaires laisse supposer la succession de manifestations halocinétiques

pendant les phases de distension du Jurassique et du Crétacé inférieur. Les marques de cette halocinèse sont évoquées dans l'étude des affleurements liés à des contacts anormaux dans le Crétacé inférieur des nappes telliennes. Enfin, il est proposé la description détaillée d'un exemple de gisement de type diapir (Arbal)..

• Dans un troisième chapitre sont développés les arguments en faveur de l'existence probable d'une tectogenèse majeure, au Crétacé supérieur, dans le domaine tello-rifain oranais. Cette phase compressive s'inscrit dans un cadre paléogéographique incluant l'évolution géodynamique du segment tellien occidental.

La synthèse des données relatives à l'évolution structurale mésozoïque des domaines telliens d'Algérie centrale, orientale et occidentale permet, en conclusion, de proposer un schéma évolutif à l'échelle de l'orogène alpin maghrébin.




Fig. 3 - Symboles, sigles et figurés lithologiques utilisés dans les figures

# PREMIERE PARTIE :

# LE CYCLE HERCYNIEN

# INTRODUCTION

# INTRODUCTION

## 1- Généralités

Les terrains paléozoïques de la **zone externe du domaine tellien**, en Oranie, occupent de modestes affleurements localisés dans les massifs littoraux : Djebel Khar (ou Montagne des Lions), le massif de l'Oued Madakh, et sur la frange côtière, ceux du Cap Falcon et du Cap Lindlès (Les Andalouses) (fig. 9). Ils sont intégrés dans un ensemble structural globalement allochtone. Depuis les travaux de Fenet (1975), on leur confère classiquement une position "subautochtone" sans qu'on puisse toutefois préjuger de leur patrie d'origine. Ils sont affectés d'une tectonique alpine polyphasée intense qui, fréquemment, masque, voire transforme, les structures issues de l'orogenèse varisque. Ce fait allié à l'absence de repères paléontologiques rend les reconstitutions stratigraphiques hypothétiques.

Les affleurements sont beaucoup plus étendus dans l'**avant-pays tellien autochtone** ; ils forment (fig. 4), d'une part, aux confins algéro-marocains, le coeur des massifs des Traras et du Fillaoussène , le massif de Ghar Rouban qu'on ne peut dissocier d'un essaim de petits pointements au Sud d'Oujda, et d'autre part, plus à l'Est, le Paléozoïque de l'Oued Tiffrit (fig. 5).

Les séries sont monotones, rarement fossilifères ; dans les Traras, les phtanites siluriens constituent le seul repère permettant de clarifier une architecture complexe, héritage de la tectogenèse varisque modifiée au cours des phases tectoniques jurassiques, puis des mouvements crétacés.

## 2- Bref historique

L'existence des terrains primaires dans l'Oranais est reconnue depuis Pomel en 1871. Certaines attributions stratigraphiques proposées par la suite, sans arguments paléontologiques probants, feront l'objet de controverses ; d'autres s'avéreront erronées (Bleicher, 1875 ; Gentil, 1903 ; Doumergue, 1913 ; Dalloni 1919). Ce défrichement fondamental sera suivi d'investigations plus poussées :

- Dans le **domaine atlasique**, Lucas (1942, 1952) conjointement avec Owodenko (1946) pour le bassin de Jérada et les "horsts frontaliers", établit la stratigraphie du Paléozoïque du massif de Ghar Rouban et de la région de Tiffrit grâce à la découverte de

fossiles. Ces précieux travaux servent de références ; ils permettent à Guardia (1975) de reconnaître les subdivisions lithologiques majeures des terrains primaires des Traras et du Fillaoussène, de reconstituer l'histoire des principaux événements hercyniens, d'établir l'âge et de définir le style des principales phases tectoniques.

Les études locales plus récentes réalisées dans le massif des Traras modifient sensiblement le découpage lithostratigraphique élaboré par Guardia (Centène et Ciszak, 1976), apportent des précisions sur la pétrographie des pillow-lavas de l'Oued Honaïne et de leur mise en place (Beaujard, Centène, Ciszak, Gonord, Hacini, Pawlowski et Rolet, 1976), et font apparaître des données structurales nouvelles sur l'ensemble du massif (Rolet et Gonord, 1976). Celui-ci, replacé dans le contexte de la chaîne hercynienne nord-maghrébine, montre une parenté étroite (stratigraphique et structurale) avec les pointements paléozoïques de la région d'Oujda (Huvelin, 1970 ; Hoepffner, 1987), de Ghar Rouban (Rolet, 1974) et du massif côtier de Madakh (Centène, Ciszak et Lacas, 1984).

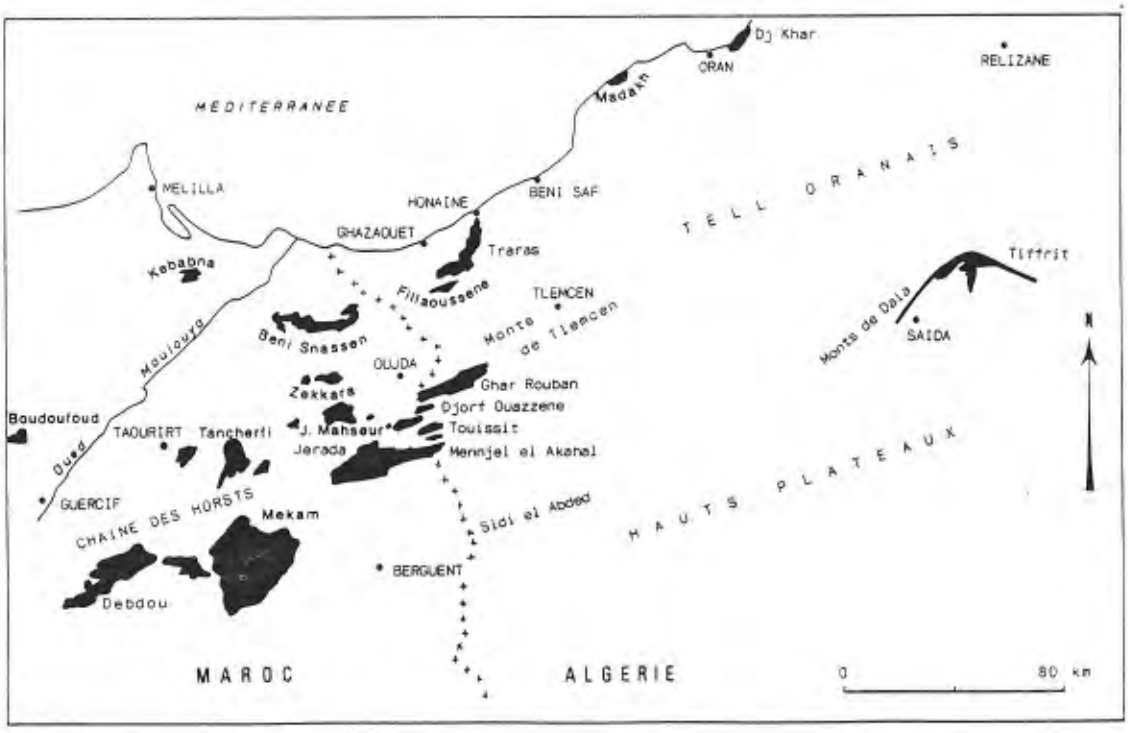
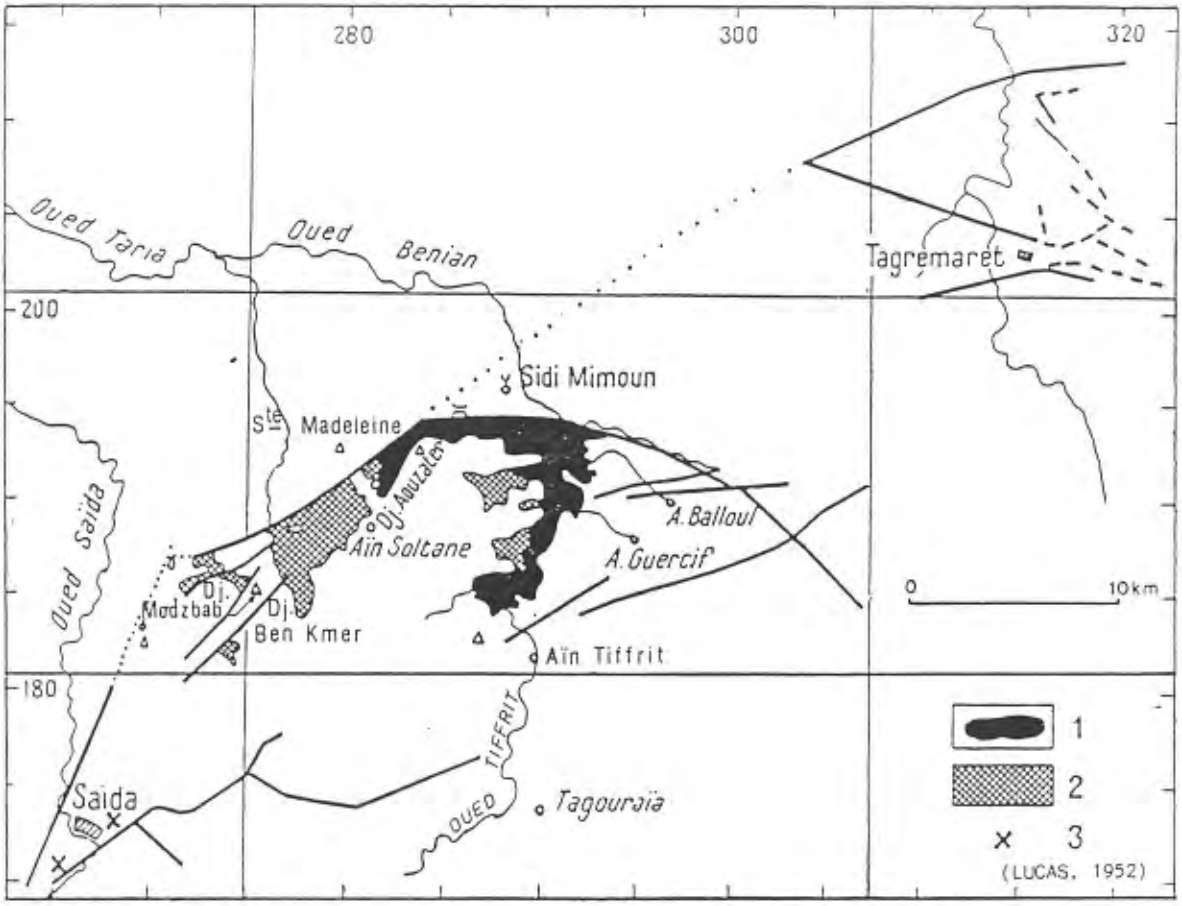



Fig. 4 - Carte de situation des principaux massifs paléozoïques de part et d'autre de la frontière algéro-marocaine

- Dans le **domaine tellien**, Fenet (1975) découvre des paléoflores qui datent "sans ambiguïté" les conglomérats du Djebel Khar du Carbonifère supérieur. Ainsi se termine la polémique engagée par Pomel dès 1871 sur l'âge de cette importante formation d'extension régionale. Cette attribution stratigraphique va servir de base à la mise en évidence des environnements sédimentaires qui prévalent à la fin du cycle varisque dans ce secteur maghrébin (Ciszak, 1987).




1) Série paléozoïque (Silurien , Dévonien, Carbonifère) ; 2) Roches éruptives paléozoïques (granite, microgranite, rhyolite) ; 3) Points où le microgranite est connu par sondage.

Fig. 5 - Carte de la région de Tiffrit (d'après Lucas, 1952, modifié)

L'ensemble des données acquises par ces divers travaux complétées par des coupes et par des levés cartographiques détaillés permettent de présenter dans le premier chapitre, une mise au point sur *la stratigraphie du Paléozoïque* dans la région d'Oran. Dans le second chapitre, l'*étude structurale* met en évidence les principales directions tectoniques hercyniennes dont la réactivation ultérieure jouera notamment un rôle majeur dans le contrôle de la sédimentation au Jurassique ; elle révèle aussi, l'existence d'une tectonique tangentielle varisque qui jusqu'alors n'avait pas été remarquée dans les massifs autochtones oranais.

# CHAPITRE I :

# LITHOSTRATIGRAPHIE

# SOMMAIRE

1- Formation pélitique de base (Ordovicien inférieur probable) 31
2- Formation des psammites bioturbés (Ordovicien supérieur possible) 32
3- Formation des pélites à phtanites (Silurien) 34
4- Formation flyschoïde à microbrèches et Formation des calcaires à Tentaculites (Dévonien moyen) 36
4.1- Formation flyschoïde à microbrèches 36
4.2- Formation des calcaires à Tentaculites 37
4.3- Conclusion : Synthèse paléogéographique 39
5- Formation des dolomies à Polypiers et Complexe volcano-sédimentaire (Viséen supérieur) 40
5.1- Formation des dolomies à Polypiers 40
5.2- Complexe volcano-sédimentaire 41
5.2.1- L'ensemble à dominante sédimentaire 43
5.2.2- L'ensemble à dominante volcanique 44
5.3- Conclusion : Cadre paléogéographique du secteur oranais au Viséen supérieur 45
6- Les formations du Carbonifère supérieur (Westphalien-Stéphanien) 47
- Introduction 47
- Composition et limites 48
- Organisation séquentielle 50
- Attribution stratigraphique 52
- Variations latérales de la Formation de la Montagne des Lions 52
- Extension possible de la Formation de la Montagne des Lions 56
- Conclusion : Cadre paléogéographique du secteur oranais au Carbonifère supérieur 58

# LITHOSTRATIGRAPHIE

La série stratigraphique de référence est calquée sur le découpage qui nous est déjà proposé par Guardia (1975) ; elle est établie à partir de coupes réalisées dans la région d'Honaïne, secteur nord-oriental du massif des Traras. Elle sera détaillée particulièrement dans la coupe de l'Oued Honaïne (fig. 6, loc. , fig. 14) sur la pente occidentale du Ras Ouaïn , probablement la plus représentative du Paléozoïque de ce secteur car elle offre la succession des termes inférieurs la plus complète. Elle s'achève par le Carbonifère inférieur.

Le Carbonifère supérieur, apparemment absent du massif des Traras, sera étudié dans les massifs côtiers oranais (Massif de Madakh, Djebel Khar, Les Andalouses, Cap Falcon).

Cette série paléozoïque comporte les ensembles lithostratigraphiques successifs suivants :

- la Formation pélitique de base (Ordovicien inférieur possible) ;
- la Formation des psammites bioturbés (Ordovicien supérieur probable) ;
- la Formation des pélites à phtanites (Silurien) ;
- la Formation flyschoïde à microbrèches et les Calcaires à Tentaculites (Dévonien) ;
- la Formation des dolomies à Polypiers et le Complexe éruptif (ou Complexe volcano-sédimentaire) (Viséen supérieur) ;
- la Formation de la Montagne des Lions (Carbonifère supérieur).

## 1 - *Formation pélitique de base* (Ordovicien inférieur à moyen?)

Cette formation correspond au terme affleurant le plus ancien (formation basale de Guardia, 1975).

**- Localisation**

Les meilleurs affleurements que nous ayons pu observer se localisent dans l'Oued Rediou, mais aussi en amont de l'Oued Honaïne où ils sont déjà signalés par Guardia (1975).

**- Limites**

L'unité est limitée par des contacts tectoniques ; son épaisseur est difficile à évaluer mais atteint probablement plusieurs centaines de mètres.

**- Lithologie**

Il s'agit de pélites sombres, grisâtres à verdâtres, très indurées, se délitant en plaquettes ou en dalles.

Guardia (1975, p. 8) donne une étude pétrographique complète de ce faciès qui est, selon lui (p. 23), affecté par un métamorphisme de contact d'âge hercynien (mise en place du granite de Nédroma) ; nos propres analyses n'ajoutent pas de détail supplémentaire.

- **Attribution stratigraphique**

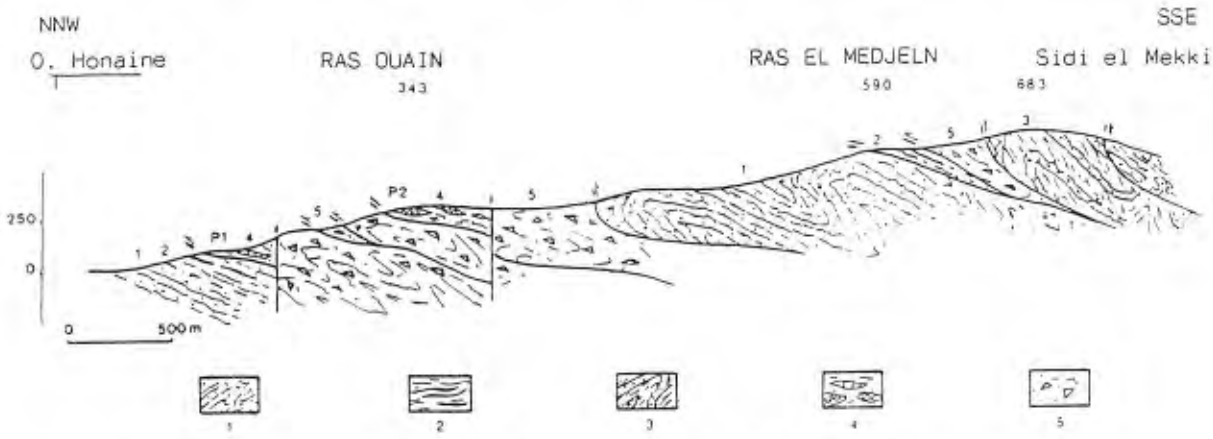
La formation ne renfermant pas de fossiles, aucune précision sur son âge ne peut être apportée. Toutefois une attribution à l'Ordovicien inférieur à moyen peut être envisagée par les analogies de faciès qu'elle présente avec la "Formation à pélites micacées", datée par des Acritarches à l'Arenig-Llanvern, dans le Tazekka (massif prérifain du Moyen Atlas) et dans les boutonnières paléozoïques de la région d'Oujda (Hoepffner, 1987).

- **Extension régionale**

Dans les "horsts" de Tiffrit et de Ghar Rouban, Lucas (1952) mentionne des schistes satinés en dalles qu'il attribue au Silurien probable en raison de leur position sous les phtanites siluriens. On pourrait tenter de les rapprocher des "pélites de base" d'autant que cet auteur n'exclue pas leur passage vertical à des schistes psammitiques anté-siluriens équivalents probables de la formation suivante.

## 2 - *Formation des psammites bioturbés* (Ordovicien supérieur)

Cette formation définie et décrite par Guardia (1975) affleure largement dans le Nord du massif des Traras ; elle constitue la base de la "coupe de l'Oued Honaïne" (fig. 6, ensemble 1).




1- Grès psammitiques (Ordovicien) ; 2- Phtanites et pélites à Graptolites (Silurien) ;
3- Série flyschoïde (Dévonien moyen) ; 4 - Calcaires à Tentaculites et pillow-lavas (Dév.) ;
5- Série volcano-détritique du Ras Ouaïn (Viséen supérieur probable)
[d'après BEAUJARD, CENTENE, CISZAK, GONORD, HACINI, PAWLOWSKI et ROLET (1976) modifié]

Fig. 6 - Coupe de l'Oued Honaïne (loc. fig. 14)

• **Coupe de référence : coupe de l'Oued Honaïne**

**- Localisation**

La Formation des psammites bioturbés, affleure bien sur la rive droite de l'Oued Honaïne, vers X = 104,5, Y = 216,85 MTU (feuille de Nemours au 1/50 000), où débute la coupe de référence.

**- Epaisseur**

Les psammites se développent le long de la coupe, sur une cinquantaine de mètres ; plus à l'Est, au Ras El Mendjeln, ils atteignent plus de 200 m.

**- Limites stratigraphiques**

La limite inférieure n'est pas observable ; la limite supérieure correspond au passage progressif vers les pélites argileuses du premier terme de la formation sus-jacente, datée du Silurien (Centène et Ciszak, 1976).

**- Lithologie**

Il s'agit d'une alternance de grès psammitiques fins (à muscovite), de couleur vert sombre à marron, en bancs décimétriques, et de pélites gréseuses à stratifications obliques. Vers le haut de la série, les pélites deviennent de plus en plus fréquentes alors que les bancs de grès s'amenuisent jusqu'à disparaître. Les témoins d'activité biologique abondent et se présentent sous la forme de terriers et de traces d'affouillement.

**- Attribution stratigraphique** (Ashgillien probable)

Guardia (1975) envisage une succession continue comprenant les "Pélites de base", les "Psammites bioturbés" et les phtanites du Silurien. Dans cette optique, il déduit pour la Formation des psammites bioturbés un âge ordovicien. L'affleurement de l'Oued Honaïne pourrait représenter l'Ordovicien supérieur (Ashgillien).

**- Variation latérale**

Plus au Sud, au Ras El Menara, les grès présentent surtout des figures de charge et de courant. Ils constituent, avec des psammites et des pélites micacées, la Formation des psammites lités (Guardia, 1975, p. 13).

• **Extension régionale**

Ce faciès gréseux d'un type bien particulier, riche en mica et bioturbations a été identifié en plusieurs points de la chaîne hercynienne du Maghreb occidental :

- Ghar Rouban et région d'Oujda

Guardia (1975) reconnaît la Formation des psammites lités le long de la piste qui mène à la mine de Ghar Rouban.

Dans les boutonnières paléozoïques de la région d'Oujda, Hoepffner (1987) mentionne à la suite d'Owodenko (1976) pour Guennfouda et de Huvelin (1970, 1977) pour le Djorf Ouazzène et le Koudiat Touila, des grès-quartzites, des psammites avec des intercalations de

microconglomérats. La position constante de ces faciès sous le Silurien daté leur confère, de l'avis de ces auteurs, un âge ordovicien supérieur (ashgillien probable).

- "Horst de Tiffrit"

Lucas (1952) signale l'existence de schistes psammitiques dans le ravin de l'Aïn Guercif ;

- Massifs hercyniens de la Meseta marocaine

Les travaux de Gigout (1951) dans les Rehamna, et de Huvelin (1970) dans le Massif Central, les Jebilets et le Haut Atlas de Demnate mettent en évidence l'extension de ces faciès à psammites ordoviciens dans la Meseta occidentale marocaine

- **Environnements**

Pendant l'Ordovicien supérieur (Ashgillien), la région frontalière algéro-marocaine est le siège d'une sédimentation subtidale, de plate-forme peu profonde (delta), de nature essentiellement terrigène. Cette sédimentation silici-clastique (probablement de bas niveau marin), dominante dans toute la partie nord-occidentale de l'Afrique, est entretenue par une érosion active des reliefs émergés comme par exemple à l'Ouest, la chaîne panafricaine (Hammoumi, 1987, 1989). Elle se combinerait à une sédimentation plus méridionale (Hammoumi, 1989) correspondant à une redistribution des dépôts périglaciaires continentaux ou marins situés en bordure de l'Inlandsis saharien (Fabre, 1976). Le milieu ouvert, oxygéné, est particulièrement favorable à la vie d'une endofaune abondante dont l'activité conduit à un intense remaniement du substrat meuble.

## 3 - *Formation des pélites à phtanites* (Silurien)

Cette formation constitue une unité très caractéristique dans toute la chaîne hercynienne du Maghreb occidental. Son lithofaciès argileux auquel l'altération confère une teinte claire, les phtanites qui l'accompagnent et ses faunes abondantes la rendent facilement identifiable au sein des séries paléozoïques. Elle tient lieu de niveau repère pour l'interprétation de la structure du socle (Centène et Ciszak, 1976). Nous l'avons étudiée en plusieurs points du massif des Traras et notamment sur la pente occidentale du Ras Ouaïn (fig. 14).

- **Coupe de référence : coupe de l'Oued Honaïne**

- **Epaisseur** : une vingtaine de mètres.

- **Limites**

En continuité stratigraphique avec les derniers bancs de grès ordoviciens ; la partie supérieure est tronquée par un contact tectonique.

- **Subdivisions**

La formation comprend de bas en haut les termes suivants :

a) pélites argileuses (6 m environ) ;

b) alternance de pélites argileuses et de pélites siliceuses en bancs centimétriques (3 m) ;

c) alternance de bancs centimétriques de phanites noirs et d'interlits de schistes ampélitiques blanchâtres par altération (10 m environ) ;

d) pélites micacées (quelques mètres, ici l'épaisseur est peu significative).

- **Attribution stratigraphique** : Llandovery moyen à Ludlow possible.

La richesse en Graptolites (dét. A. Centène) de certains niveaux nous a permis de reconnaître les biozones décrites par Elles et Wood (1906, 1913) en Grande Bretagne. Le terme (a) n'a pas livré de fossiles ; le terme (b) renferme les faunes des zones 18 et 19 (Llandovery moyen) ; la base des phtanites (c) contient des formes des zones 22-23 (Tarannon inférieur).

Ces résultats sont en accord avec ceux de Guardia (1975, p.16) pour qui les phtanites se sont déposés entre "le Llandovery moyen et le Tarannon supérieur" ; par ailleurs, il attribue les pélites micacées (d) au Wenlock supérieur-Ludlow inférieur.

Pour nous (Centène et Ciszak, 1976), le terme (a), même en l'absence de faunes, pourrait représenter l'extrême base du Silurien (Zones 16-17) ; c'est ce qui nous permet de situer les grès psammitiques bioturbés de la formation sous-jacente, à l'Ordovicien supérieur.

- **Extension régionale**

- Dans les massifs littoraux oranais, les phtanites ne sont connus qu'à l'état de galets dans les conglomérats rapportés au Carbonifère supérieur (Formation de la Montagne des Lions) ;

- Dans le "horst" de Tiffrit et dans celui de Ghar Rouban, Lucas (1952) attribue "des phtanites noirs et des schistes siliceux à Graptolites" au Tarannon-Wenlock ;

- Dans la Meseta marocaine (Massif Central et Jebilet) et le domaine des Atlas marocains, les premiers dépôts connus, des "schistes argileux à Graptolites", sont du Llandovery inférieur (Fabre, 1976). Dans la partie orientale de la chaîne hercynienne du Maroc nord occidental (Hoepffner, 1987) la base du Silurien est occupée par des schistes à phtanites où les Graptolites caractérisent le Llandovery inférieur et surtout moyen. Dans ce secteur, comme dans les Traras, cet ensemble à dominante argileuse a joué dans la majorité des cas, en niveau de décollement lors de la tectogenèse tangentielle éovarisque (antéviséenne).

- **Environnements sédimentaires**

L'affleurement de l'Oued Honaïne montre, ce qui est exceptionnel dans le massif des Traras, le passage continu de l'Ordovicien au Silurien. Ainsi les dépôts margino-littoraux de l'Ordovicien sont progressivement remplacés par des dépôts de plus en plus fins à faunes pélagiques (Graptolites et Radiolaires) de plus en plus abondantes. Ces dépôts s'achèvent par des faciès organogènes ou riches en matière organique comme les phtanites.

Cette série, condensée sur quelques mètres d'épaisseur, occupant l'intervalle llandovery moyen-tarannon supérieur, indique une inondation marine maximale. On voit donc s'établir pendant le Silurien inférieur et moyen, et ce sur tout le Nord-Ouest du Craton africain, une évolution séquentielle de caractère globalement transgressif. Celle-ci se développe sur un substratum stable et sans irrégularités, sous des conditions climatiques qui devaient rester constantes.

L'apparition de faciès détritiques (grès et quartzites) au sommet de la série dans la région de Tiffrit est liée selon Lucas (1952) à des mouvements précoces calédoniens. Ces derniers vont provoquer l'émersion de la majeure partie de l'aire calédonienne dépourvue de dépôts du Silurien terminal.

## 4 - *Formation flyschoïde à microbrèches et Formation des calcaires à Tentaculites* (Dévonien)

Le Dévonien est représenté dans les Traras par deux formations distinctes dont les rapports ne sont pas encore établis.

### 4.1- *Formation flyschoïde à microbrèches*

- **Désignation**

Cette formation correspond au "flysch à microconglomérats" de Guardia (1975) lequel en souligne la "parfaite similitude" avec les "schistes à microbrèches" décrits par Lucas à Ghar Rouban et à Tiffrit. Son épaisseur, difficile à évaluer, est de plusieurs centaines de mètres. Elle affleure largement dans la région d'Honaïne.

- **Lithologie dominante**

Il s'agit d'une série pélito-gréseuse et microconglomératique organisée en séquences métriques granodécroissantes. Les microbrèches renferment en proportion variée des éléments de schistes, de pélites, de quartzites, de phtanites siluriens, mais aussi des fragments de roches volcaniques (basaltes, andésites) et des minéraux hérités (quartz, feldspaths, micas). Les interlits correspondent à des pélites gréseuses micacées.

- **Limites**

La limite inférieure est localement une surface de discordance sur les séries plus anciennes du Silurien et de l'Ordovicien (Guardia, 1975) ; cependant celle-ci, comme la limite supérieure, est le plus souvent tectonique.

- **Attribution stratigraphique** : Dévonien moyen

Les arguments sont surtout d'ordre paléontologique : le sommet de certains bancs de microconglomérats livrent des débris et des empreintes de plantes flottées, notamment *Protolepidodendron scharianum* Potonie et Bernard, 1904, reconnu par Lemoigne *in* Guardia (1975), et des Psilophytales du Dévonien moyen.

- **Distribution régionale** (fig. 7)

Les dépôts turbiditiques dévoniens se retrouvent dans certaines boutonnières paléozoïques de la Meseta orientale marocaine ; ils sont attribués plus précisément au Dévonien inférieur dans les Beni Snassène et au Boudoufoud, au Dévonien inférieur à moyen (Emsien-Eifelien) dans le Tazekka, au Dévonien moyen à supérieur (Givétien à Frasnien) dans le Debdou - Mekam (Hoepffner, 1987).

Dans le massif côtier de Madakh (Zone tellienne oranaise), nous avons suggéré de mettre en corrélation cet épisode détritique avec deux ensembles lithologiques à dominante carbonatée (Centène, Ciszak et Lacas, 1984) : un ensemble gréso-dolomitique à interlits schisteux et un complexe de calcschistes satinés gris à petits bancs décimétriques de grès fins à ciment dolomitique. Nous verrons ultérieurement (chap. II) que cette proposition ne repose sur aucun argument paléontologique mais uniquement sur des analogies de faciès.

## 4.2- *Formation des calcaires à Tentaculites.*

Les Calcaires à Tentaculites sont connus dans le Paléozoïque du domaine interne du Rif (Durand-Delga et *al.* , 1962), et du Tell : Chenoua (Lambert et Flandrin, 1942 ; Semenoff-Tian-Chanski et *al.* , 1961 ; Lepvrier, 1967, 1976), et Kabylie (Gélard et *al.* , 1978). Les âges proposés s'échelonnent du Gédinnien à l'Eifelien.

Dans le massif des Traras, Guardia rapporte des calcaires à Tentaculites et à Orthocères à l'intervalle Praguien-Givétien ; ces calcaires ne seraient réduits, selon lui, qu'à l'état de galets contenus dans des conglomérats d'une "série volcano-détritique" attribuée au Viséen supérieur. Nous complétons ces données par la découverte (Beaujard et *al.* , 1976) de blocs volumineux de calcaires de cet âge à la base, mais aussi au sein, de la "série volcano-détritique" sus-jacente.

- **Coupe de l'Oued Honaïne**

La coupe de la pente nord-ouest du Ras Ouaïn précédemment amorcée, montre au dessus des pélites micacées à Graptolites du Silurien et en contact tectonique plat (fig.6, ensemble 4), des calcaires de couleur sombre affleurant en blocs plurimétriques alignés sur

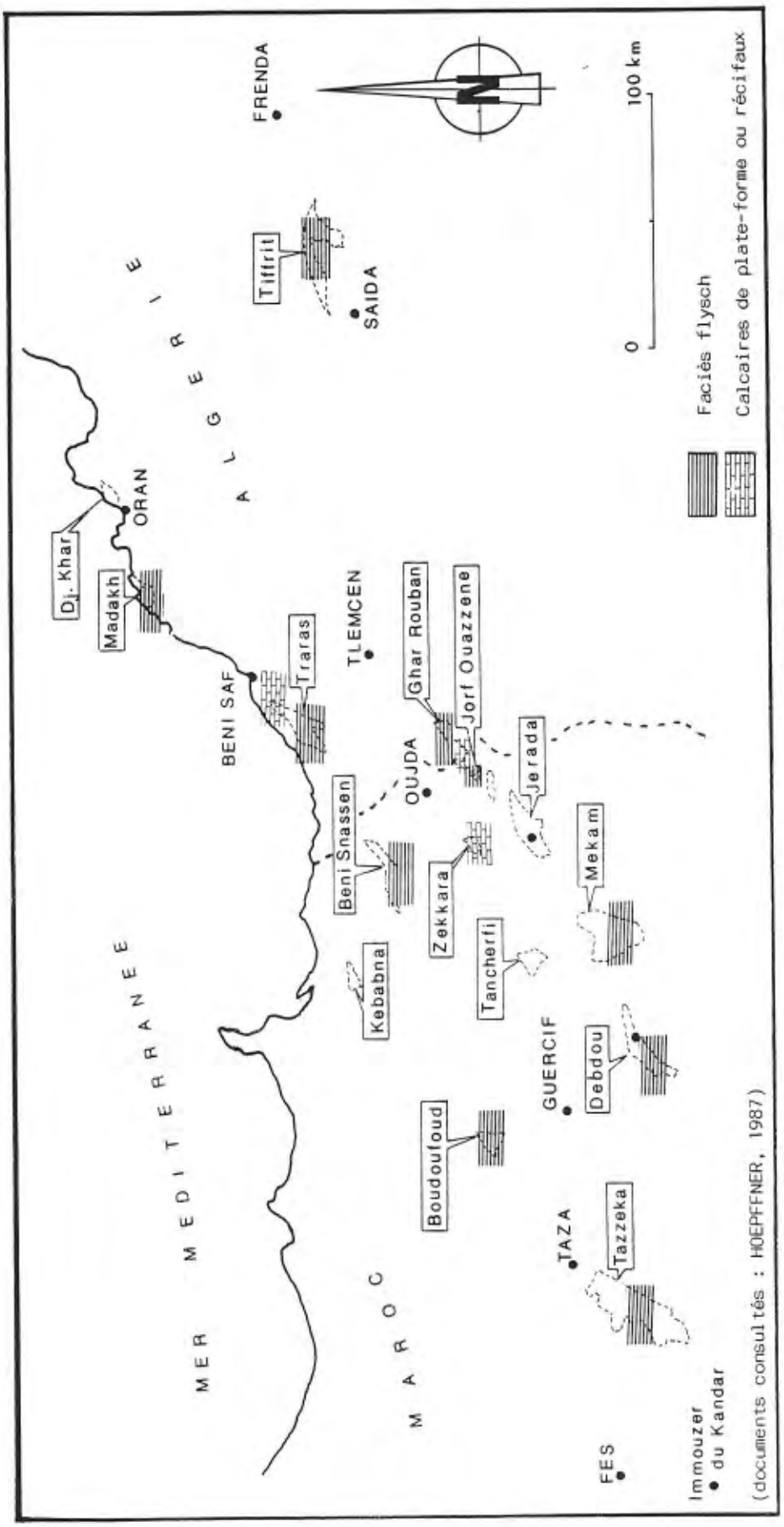



Fig. 7 - Distribution cartographique des principaux faciès du Dévonien inférieur-moyen dans le Tell oranais occidental et la Meseta orientale marocaine

quelques mètres. Ces calcaires sont associés à des grès alternant avec des pélites micacées formant une assise de 4-5 m d'épaisseur. Cet ensemble est immédiatement surmonté par des masses de laves en coussins (pillow-lavas) du complexe volcano-détritique.

Des blocs métriques de calcaires à Tentaculites ont été aussi repérés latéralement au dessus de la piste d'Honaïne à Rhar El Madène ; ces blocs sont dans ce secteur, visiblement inclus dans la "série volcano-détritique".

- **Age des calcaires** : Emsien à Givétien

Ces calcaires à Tentaculites furent d'abord rapportés à l'intervalle Praguien-Givétien (Guardia, 1975, p. 17), puis au Dévonien supérieur (Frasnien) par Beaujard, Centène, Ciszak, Gonord, Hacini, Pawlowski et Rolet (1976).

Une étude paléontologique des calcaires du Ras Ouaïn, plus récente (Cygan et Centène, 1984 ; Centène et Cygan, 1984), précise la présence:

- de Crinoïdes, de moules internes de Lamellibranches, de Gastéropodes (*Platyceras sp.*), de dents et des écailles de Poissons, d' Ostracodes lisses, de nombreuses sections de Trilobites ;

- de Tentaculites (*Viriatellina sp.* , *Styliolina sp.*) ;

- de Conodontes dont *Belodella triangularis*, *Pseudoneotonus sp.* ;

une association qui indique un âge dévonien moyen (Emsien à Givétien).

- **Corrélations**

On pourrait comparer ces calcaires à ceux qui présentent aussi un faciès récifal et qui sont associés à la série flyschoïde des "horsts frontaliers" ; il s'agit de calcaires riches en Polypiers, Bryozoaires, Brachiopodes, Trilobites et Algues d'âge emsien à eifélien inférieur qui affleurent au Nord de la boutonnière du Djorf Ouazzène (Lucas, 1942 et 1952, p. 33) et, plus à l'Ouest, les calcaires dévoniens des Zekkara (Owodenko, 1976).

Par ailleurs, Lucas ne signale pas de Dévonien carbonaté à Tiffrit, ce qui laisse supposer l'absence de plate-forme à proximité du milieu de sédimentation des flyschs de ce secteur de l'orogène varisque.

### 4.3- *Conclusion* : Synthèse paléogéographique

La position des affleurements des flyschs d'une part, et celle des calcaires d'autre part, dans le dispositif structural des massifs autochtones oranais, ne permet pas de déterminer la position stratigraphique des uns relativement à celle des autres. Cependant, le contenu organique fait apparaître que ces deux types de dépôt sont (sub)contemporains, l'un se développant dans un bassin, l'autre sur une plate-forme distale ou en milieu récifal.

Nous constatons que ces événements sédimentaires s'intègrent parfaitement dans le cadre géodynamique de la marge continentale du craton ouest-africain pendant le Dévonien inférieur et moyen : cette marge est alors soumise à un régime distensif et découpée par des

zones de cisaillements majeurs [E-W et N 70-80, selon Hoepffner (1987)]. La combinaison de ces déformations n'engendre probablement pas un unique "sillon à flyschs Marrakech-Oujda" tel que le définit Hoepffner (*op. cit.*), mais plusieurs zones en distension disposées *grosso-modo* parallèlement à la bordure du craton. Ces zones évoluent les unes après les autres en bassins à sédimentation turbiditique. La région des "horsts frontaliers", de Tiffrit, des Traras et des Beni Snassen, les boutonnières de la Meseta orientale marocaines dont les flyschs s'échelonnent respectivement depuis le Dévonien inférieur jusqu'au Dévonien supérieur correspondent à de tels bassins ou en font partie. Nous proposons ultérieurement d'étendre ce dispositif plus vers le Nord-Est en y intégrant le bloc bético-rifo-kabyle ; ceci avec les réserves que nous imposent les relations entre le Paléozoïque de deux domaines paléogéographiquement éloignés, c'est à dire celui de l'autochtone prétellien et celui en position plus hypothétique de l'allochtone tello-rifain.

Dans le même temps, à l'extérieur de ces bassins (ou entre ceux-ci), on peut envisager des zones hautes, éventuellement occupées par des terrains anté-dévoniens, rajeunies par la tectogenèse, et sièges d'une sédimentation carbonatée de plate-forme distale, voire de milieux récifaux (Zekkara ou Tamlelt, par exemple).

Ces conditions de dépôt s'établissent dans une paléogéographie locale soumise à la transgression de la mer chaude paléotéthysienne. Celle-ci a débuté lors des ultimes "soubresauts" calédoniens et a progressé vers le Sud le long des zones effondrées (tel le sillon de la Saoura). Elle atteint à ce moment les limites maximales de son extension.

## 5 - *Formation des dolomies à Polypiers et Complexe volcano-sédimentaire* (Carbonifère inférieur)

Le Carbonifère inférieur est représenté dans le domaine atlasique oranais par deux ensembles dont les rapports ne sont pas visibles. Il s'agit d'une formation carbonatée à faciès récifal d'une part, et d'un complexe éruptif d'autre part. Les deux ensembles sont rapportés au Viséen supérieur sans qu'on puisse établir l'antériorité éventuelle de l'un par rapport à l'autre. Toutefois Guardia (1975) se rallie aux conclusions de Lucas (1942) selon lesquelles "le dépôt de la formation carbonatée aurait précédé dans le temps l'épisode volcanique".

### 5.1 - *Formation des dolomies à Polypiers*

**• Massif des Traras**

Les affleurements sont très limités.

- Dans la haute vallée de l'Oued Honaïne, au pied du Djebel Tadjera (Guardia, 1975, p. 18), il s'agit de dolomies silicifiées débutant par un poudingue polygénique ; la limite

inférieure est une surface de discordance, et il n'y a pas de formations sus-jacentes en contact stratigraphique visible.

- A la sortie d'Honaïne, sur la route de Nédroma et le long de la rive droite de l'Oued Rediou, l'affleurement consiste en une barre de dolomies silicifiées très minéralisées, longue de 300 m et épaisse de 15 m. Les dolomies renferment selon Guardia (1975), des articles d'Encrines, des Foraminifères et des Polypiers coloniaux dont *Lithostrotion pauciradiale* (Mc Coy) 1849. Dans ce secteur, les contacts avec les formations antérieures sont mécaniques (fig. 14).

• **Massif de Ghar Rouban** (Lucas, 1952)

Il s'agit de barres de calcaires dolomitisés et localement conglomératiques, à galets de grès blancs. L'absence de fossiles caractéristiques du Viséen supérieur fait supposer à Lucas un âge Viséen inférieur à moyen ; par comparaison avec la formation des Traras, Guardia (1975) propose d'attribuer ces calcaires au Viséen supérieur.

• **Massif côtier de Madakh** (domaine tellien)

Nous avons suggéré d'attribuer au Viséen des dolomies gréseuses azoïques (Centène, Ciszak et Lacas, 1984), compte tenu de leur position dans l'architecture du massif (fig. 16.) ; les dolomies viséennes semblent témoigner, à ce niveau stratigraphique, du seul épisode marin généralisé à l'échelle des Hercynides marocaines (Hoepffner, 1987).

• **Extension dans les boutonnières paléozoïques de la Meseta orientale marocaine** (fig. 8)

- Massif du Debdou et du Mekam : des calcaires datés par des Goniatites et des Brachiopodes (*Productus*) reposent directement sur le socle plissé par la phase bretonne ; ils constituent la base du Viséen supérieur (Lucas, 1952 ; Hoepffner, 1987).

- Massif de Jerada : la série débute par des faciès carbonatés, de plate-forme, à barres bioclastiques et récifs et à barres oolithiques, respectivement au Sud et au Nord du massif (Chanton, 1966 ; Desteucq et Hoepffner, 1980 ; Desteucq et *al.* , 1987).

## 5.2 - *Complexe volcano-sédimentaire*

Le terme de "complexe éruptif" ou de "complexe volcanique" utilisé par Lucas (1952), désigne un ensemble regroupant les produits de diverses manifestations éruptives (laves et tufs) et des sédiments à caractère détritique dans lesquels ces produits sont remaniés ou avec lesquels ils alternent.

Dans le massif des Traras, il s'agit de la "série volcano-détritique" de Guardia (1975).

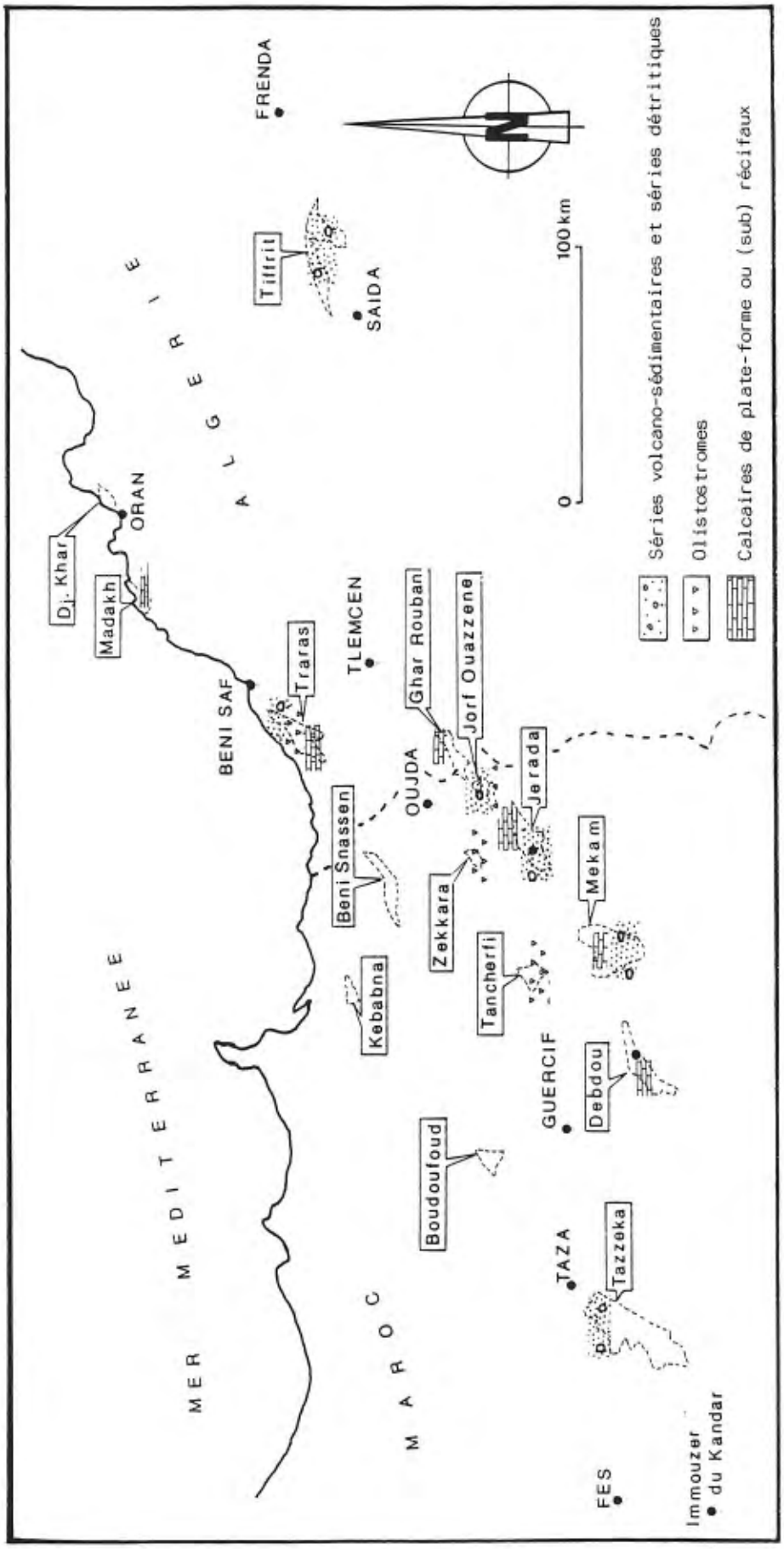



Fig. 8 - Distribution cartographique des principaux faciès du Viséen supérieur-Namurien dans le Tell oranais occidental et la Meseta orientale marocaine

### 5.2.1- *L'ensemble à dominante sédimentaire*

- **Situation** : Ras Ouaïn, vallée de l'Oued Honaïne, Dahr Ed Diss, affleurements à l'Est du Djebel Gorine.

- **Lithologie** : cet ensemble se présente sous deux faciès détritiques à témoins volcaniques : un faciès grossier où dominent les conglomérats et un faciès plus fin, pélito-gréseux.

- Coupe de l'Oued Honaïne

Sur la pente nord-occidentale du Ras Ouaïn, l'assise pélito-gréseuse contenant des calcaires à Tentaculites est suivie d'un ensemble sédimentaire très tectonisé (fig. 6, ensemble 5). Il s'agit d'une série de grès et de pélites micacées alternant avec des tufs volcaniques, des cinérites, des bancs épais de poudingues à galets centimétriques de quartz, de roches volcaniques, de phtanites, de schistes et de quartzites. La puissance visible est d'une centaine de mètres (peu significative en raison de la tectonique).

- Vallée de l'Oued Honaïne

Vers l'amont de l'Oued Honaïne, il s'agit de pélites alternant avec des grès quartzites ; ceux-ci renferment des éléments volcaniques (débris de laves, feldspaths), des tests d'Echinodermes et de Foraminifères (Guardia, 1975).

- **Attribution stratigraphique** : Viséen supérieur probable

Nous tiendrons pour acquise l'attribution (Guardia, 1975) au Viséen supérieur des pélites et des quartzites de la vallée de l'Oued Honaïne.

L'âge de l'ensemble volcano-sédimentaire du Ras Ouaïn est en revanche, controversé. Il dépend de la signification qui est donnée aux blocs de calcaires à Tentaculites du Dévonien moyen situés sous les laves en coussins dans la coupe de l'Oued Honaïne (fig. 6). Deux interprétations sont envisagées :

1- il s'agit de blocs resédimentés au même titre que les "microconglomérats à plantes du Dévonien" et autres "éléments métriques" ou plus petits, signalés par Guardia (1975, p. 19) dans ce qu'il considère comme la base du complexe. Dans cette hypothèse, cette partie de la série volcano-détritique du Ras Ouaïn peut être identifiée à une brèche chaotique polygénique, à éléments de toutes tailles, corrélable avec une période de bas niveau marin. Ainsi interprétée, elle rappelle les "brèches de glissement à graviers, à blocs ou à klippes sédimentaires" qu'évoque Huvelin (1970) dans les massifs de la région d'Oujda en les attribuant au Viséen supérieur. Ce type de sédimentation chaotique serait conforme à celui que l'on trouve dans tout ce secteur du domaine atlasique (Hoepffner, 1987) et jusque dans les massifs de l'autochtone tellien ou du Chélif (Mattauer, 1955) pendant cette période où paraît se cantonner un épisode magmatique à l'échelle de la chaîne.

Dans ce cas, l'ensemble volcano-sédimentaire comparé aux séries homologues datées par Lucas (1942, 1952) au Sud d'Oujda et à Tiffrit, peut être rapporté, comme le propose Guardia (1975, p. 21), au Viséen supérieur ;

2- il s'agit d'une unité sédimentaire interstratifiée à la base de la série volcano-sédimentaire (Beaujard, Centène, Ciszak, Gonord, Hacini, Pawlowski et Rolet, 1976) ; celle-ci serait alors rapportée en partie au Dévonien moyen et au Dévonien supérieur.

Les manifestations d'un volcanisme basique enregistrées au sein de cette série constitueraient, dans cette hypothèse, un fait nouveau et isolé, au Dévonien supérieur, dans ce secteur de l'aire varisque.

On constate toutefois que dans la seconde hypothèse aucun argument probant ne nous contraint à exclure un âge viséen supérieur pour le Complexe volcano-sédimentaire.

### 5.2.2- *L'ensemble à dominante volcanique*

- **Massif des Traras**

Dans la coupe de l'Oued Honaïne, l'ensemble volcano-sédimentaire (fig. 6, ensemble 5) renferme plusieurs masses lenticulaires métriques de laves en coussins ; une première masse (P1) épaisse de 5-6 m, surmonte directement l'assise des Calcaires à Tentaculites ; une deuxième masse (P2), de 50 m de long sur 10 m de large, au sommet du Ras Ouaïn, achève la coupe. Ces deux affleurements principaux montrent (Beaujard, Centène, Ciszak, Gonord, Hacini, Pawlowski et Rolet, 1976) un empilement d'éléments qui ont, les uns la forme ramassée typique des "oreillers" (0,20 à 1 m de diamètre), les autres la forme allongée des "traversins" (1,5 m de long et 0,2 à 0,5 m de diamètre). Les sections généralement ovoïdes présentent soit des zones concentriques de bulles blanchâtres, soit des fissures radiales ouvertes ou remplies de calcite. Les "coussins" sont cimentés par une matrice bréchoïde à matériel pyroclastique argileux quelquefois compacte et siliceuse.

Guardia (1975) décrit le matériel d'origine volcanique inclus dans les séries volcano-sédimentaires du Dahr Ed Diss et du Ras Ouaïn. Il conclut à un volcanisme calco-alcalin ayant donné naissance à une association de roches de type "spilite-kératophyre". Ces conclusions découlent notamment de l'étude pétrographique des laves, des tufs et des galets de roches éruptives du "Groupe du Ras Ouaïn". Les textures et la composition minérale de ces roches correspondent en tous points à celles des pillow-lavas de l'Oued Honaïne. L'association "spilite-kératophyre" regroupe notamment des métabasites caractérisées par des paragenèses à quartz, albite, oligoclase, chlorite dont la présence est confirmée dans les diffractogrammes sur roche totale (Beaujard et *al.* , 1976).

• **Ghar Rouban** (Lucas, 1952)

Les émissions magmatiques sont représentées par des basaltes et par des dacites épanchées à la base du "complexe éruptif". Elles ne représenteraient qu'un des termes d'un cortège éruptif comportant aussi des microgranites et des microgranodiorites.

• **Tiffrit** (Lucas, 1952)

Les affleurements témoignent de l'existence de plusieurs épisodes magmatiques dont l'enchaînement n'est pas clairement établi.

### 5.3- *Conclusion* - Cadre paléogéographique du secteur oranais, au Viséen supérieur

Le Carbonifère anté-viséen supérieur est marqué par une phase précoce de l'orogenèse varisque (phase éovarisque ou bretonne) qui aboutit au soulèvement d'une grande partie de l'Afrique nord-occidentale. La transgression au Viséen supérieur d'une mer peu profonde (extension de la Paléotéthys vers l'Ouest) est unanimement reconnue par les auteurs. Cette transgression est matérialisée par des dépôts de plate-forme, localement récifaux, qui reposent directement sur le substratum siluro-dévonien (Debdou-Mekam, Jerada, Traras) ; à Ghar Rouban, ces calcaires seraient plus anciens (Viséen inférieur-moyen) ; à Tiffrit, il s'agit plutôt d'une sédimentation détritique grossière (Lucas, 1952).

Le Viséen supérieur (- Namurien) apparaît sur la bordure nord du craton ouest-africain comme une période de grande instabilité tectonique. Celle-ci détermine l'ouverture de bassins qui accueillent une sédimentation terrigène généralement postérieure à la sédimentation carbonatée. A Tiffrit, cette sédimentation débute par le dépôt des niveaux conglomératiques où se mêlent des éléments du socle anté-Viséen. Dans les Traras, si l'on retient l'interprétation de Guardia (1975), la série admet des décharges détritiques plus grossières à un niveau stratigraphique indéterminé (probablement à sa base). Ces derniers dépôts pourraient être des brèches de glissement qui rappellent les "olistostromes" des boutonnières de la région d'Oujda (Zekkara, Jorf Ouazzène, Tannecherfi) dont la mise en place s'effectuerait au pied des escarpements de failles en bordure de bassins (Hoepffner, 1987).

Cette sédimentation détritique grossière coïncide avec le développement d'un magmatisme intense se manifestant en surface et en profondeur. Les éruptions s'effectuent soit en milieu aérien, soit en milieu sub-aquatique ; pour les premières, les coulées de dacite, de rhyolite et de basalte s'étalent sur de vastes zones d'épandage (zone des "horsts" de Ghar Rouban et de Tiffrit) ; les secondes (pillow-lavas des Traras) se sont mises en place à faible profondeur, inférieure à 300 m ou entre 300 et 500 m (Beaujard, Centène, Ciszak, Gonord, Hacini, Pawlowski et Rolet, 1976).

Des intrusions hypovolcaniques sont contemporaines des événements éruptifs, voire se produisent simultanément mais dans des conditions tectoniques différentes. La mise en place des granites et des microgranodiorites de Ghar Rouban ainsi que des microgranites de Tiffrit est rapportée au Viséen supérieur (Lucas, 1952). Dans la Meseta orientale marocaine, les manifestations volcaniques seraient échelonnées dans l'intervalle Viséen-Namurien, mais pourraient persister jusqu'au Westphalien. Il s'agit d'un volcanisme calco-alcalin, typiquement bimodal ; on y connaît aussi un plutonisme à dominante basique du Viséen supérieur (Chalot-Prat, 1990).

L'intégration des données sédimentaires, volcaniques et tectoniques recueillies dans les massifs prételliens oranais et dans les boutonnières hercyniennes de la Meseta orientale marocaine (fig. 8) ne permet pas d'imposer pour la bordure nord occidentale du craton africain un cadre géodynamique bien défini. Deux modèles ont été proposés :

1- Pour Hoepffner (1987, p. 243) les analyses géochimiques (Kharbouch, 1982) des laves dinantiennes de la Meseta marocaine suggèreraient un cadre paléogéographique dans lequel la Meseta occidentale est en position de bassin d'arrière-arc et la Meseta orientale en position de marge active sous laquelle plongerait une plaque océanique. Dans ce schéma, la subduction supposée relèverait de la phase bretonne ; elle resterait au Viséen-Namurien une "subduction fossile" à laquelle seraient liés des événements magmatiques "post-tectoniques" (par rapport aux phases éovarisques) et notamment le volcanisme calco-alcalin en Meseta orientale. Ce magmatisme serait , par ailleurs, contemporain d'une tectonique en distension génératrice de bassins dont l'orientation est contrôlée par des failles N 70.

2- Pour Chalot-Prat (1990), le magmatisme en Meseta orientale est lié à un "contexte de subduction intraplaque" ; ce modèle ne fait pas intervenir un seul plan de subduction comme il est envisagé dans le cas précédent, il s'agit ici "d'écaillages intralithosphériques, multiples, profonds, entraînant le sous-charriage de panneaux de croûte continentale dans le manteau sous-continental". Le mouvement général se réalise dans ce cas de l'Est vers l'Ouest induisant des failles majeures inverses NE-SW à plongement NW. Entre ces failles se produiraient des basculements de blocs crustaux vers l'Ouest ; sur les parties hautes de ces blocs, soumise à une distension "relative" s'installeraient des appareils volcaniques ; les bassins se formeraient dans les parties effondrées à l'aplomb des zones "en compression relative" favorisant en profondeur les phénomènes de plutonisme. Dans cette hypothèse les conditions tectoniques générales qui prédomineraient en Meseta orientale nous paraissent être celles d'un système en compression.

Dans le dernier cas, un tel régime ne garantit pas selon nous le déclenchement de phénomènes éruptifs ; en revanche, l'hypothèse de Hoepffner qui considère le Viséen supérieur (- Namurien) comme une période de relaxation post-orogénique nous paraît fondée pour proposer un modèle intermédiaire entre les deux précédents. Ce modèle tient compte essentiellement des données marocaines (Chalot-Prat, 1990, Hoepffner, 1987). Ainsi, aux déformations distensives qui affectent la Meseta orientale marocaine, il convient de

superposer le décrochement qui s'effectue le long des failles majeures crustales héritées des phases précédentes et orientées N 70. Il en résulte un cisaillement divergent qui contribue à la formation de bassins en transtension, éventuellement en échelon (Traras-Jerada-Mekam) au cours de laquelle se libère le matériel magmatique ; celui-ci arrive en surface dans les zones en distension ou éventuellement cristalliserait en profondeur dans les zones (ou les coins) en compression à l'extérieur (ou à l'intérieur) de ces bassins.

## 6 - *Les formations du Carbonifère supérieur*

Dans le massif des Traras, Guardia (1975) ne signale pas de terrains carbonifères plus jeunes que le Viséen supérieur. En revanche, il apporte sa contribution à l'étude du granite de Nédroma "hercynien, post tectonique" et de son auréole de métamorphisme.

Dans les boutonnières paléozoïques du domaine tellien oranais, des formations détritiques continentales riches en conglomérats constituent les premiers dépôts carbonifères datés, issus du démantèlement des reliefs varisques. Ce type de dépôt paraît s'étendre largement vers l'Est dans les massifs du Chélif qui sont de position et d'origine comparables aux massifs côtiers oranais, et vers le Sud dans l'avant-pays tellien.

### - Introduction

#### Historique

Le faciès particulier de ces formations, mais aussi l'étendue des affleurements et leur facile accessibilité près de la ville d'Oran, ont très tôt suscité l'intérêt des géologues oranais. En l'absence d'arguments paléontologiques probants, leur âge fut longtemps controversé. Ainsi, les "conglomérats" qui affleurent largement à la Montagne des Lions (appelée aussi Djebel Khar) sont-ils rapportés au Permien par Gentil (1903) et par Doumergue (1908), au Trias par Pomel (1871) et par Dalloni (1919) qui y découvrent des "traces de végétaux fossiles" ; la comparaison de ces faciès avec ceux du "verrucano" de Toscane sont à l'origine de l'âge permo-triasique proposé par Gourinard (1958). Cette dernière attribution fut adoptée par Kirèche (1977) pour les affleurements analogues des massifs du Chélif rapportés antérieurement au Permo-Carbonifère par Mattauer en 1958. La découverte de paléoflores significatives (Benest et *al.* , 1971) permet à Fenet (1975) de dater "sans ambiguïté" une partie de la série conglomératique de la Montagne des Lions au Westphalien C-D/Stéphanien A-B sans en exclure pour autant la présence du Permien.

La reconnaissance d'une structure plus complexe au Djebel Khar (Ciszak, 1987 et fig. 10 et 11) rendait nécessaire une étude lithostratigraphique et sédimentologique plus détaillée. Cette étude couplée avec une révision biostratigraphique intéresse non seulement ce secteur mais aussi les principaux affleurements de la région d'Oran dont le faciès,

généralement dépourvu de fossiles, ainsi que la position stratigraphique et structurale s'avèrent comparables. Par le biais de l'analyse séquentielle classique, des corrélations sont tentées entre ces affleurements oranais puis entre ceux-ci et les affleurements chélifiens.

**Situation géographique**

Les formations du Carbonifère supérieur affleurent sur la côte oranaise (fig. 9), de l'Ouest vers l'Est : dans le massif de l'Oued Madakh, dans l'Oued El Kebir Mouzoudj et au Cap Lindlès (Djebel Lindlès ou massif des Andalouses), au Cap Falcon et dans l'Ile aux Rats qui lui fait face, au port d'Oran et largement dans le Djebel Khar (Montagne des Lions) où elles sont datées.

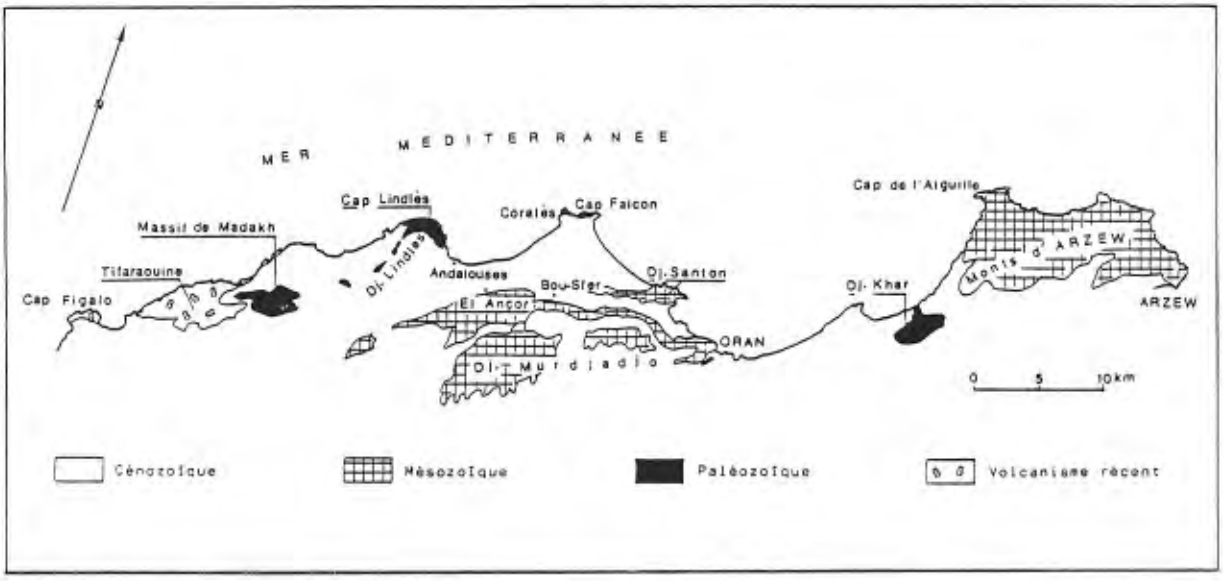



Fig. 9 - Cadre géologique du littoral oranais

## - Composition et limites

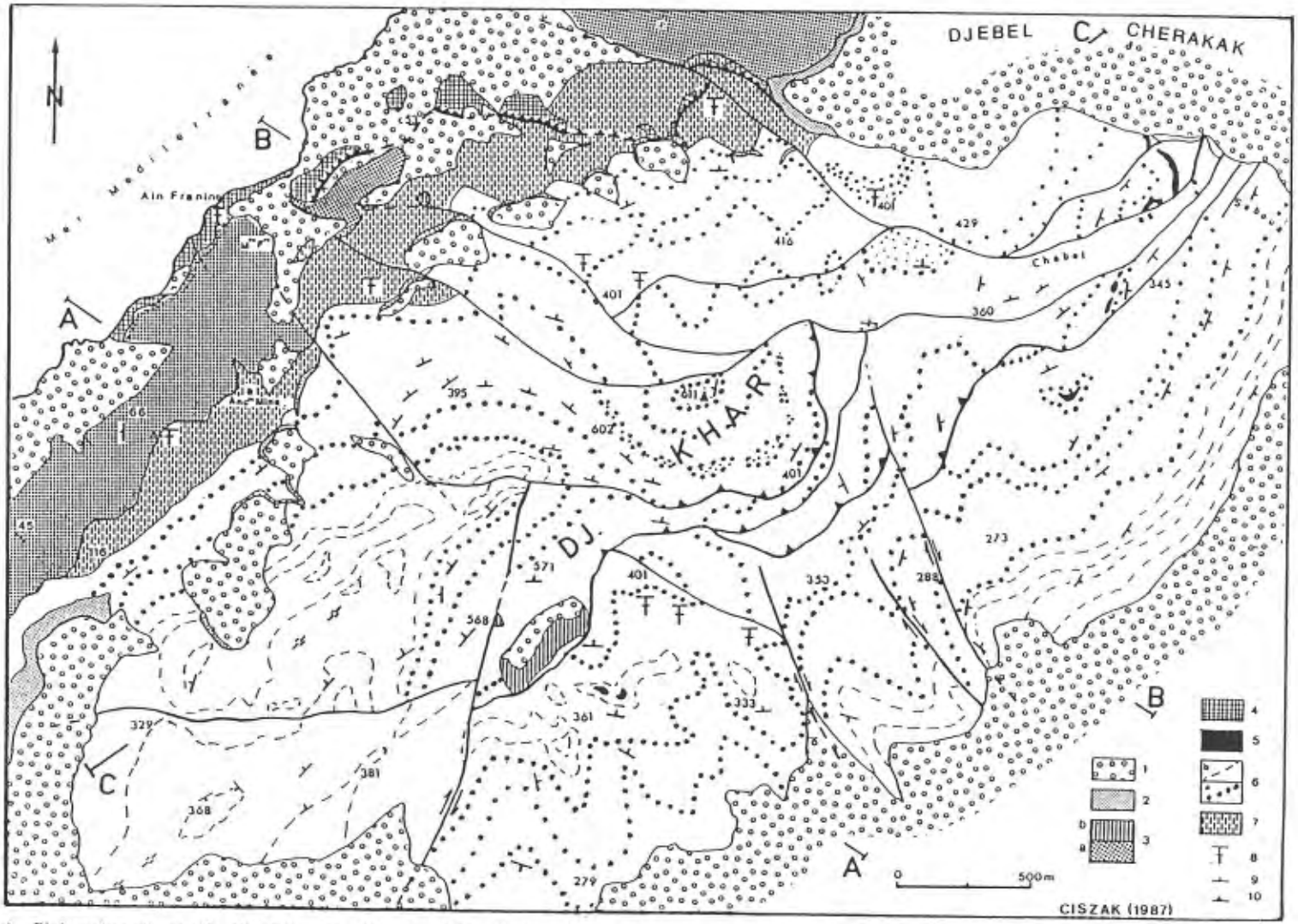
- Coupe de référence de la Formation de la Montagne des Lions (nouvelle formation).

Le Djebel Khar ou Montagne des Lions est un massif de 611 m d'altitude, isolé sur la côte à quelque 10 km à l'Est d'Oran.

Nous avons choisi comme coupe-type de cette nouvelle formation le versant nord du massif (fig. 10), entre Aïn Franin et la crête (571 m), complétée par la bordure orientale de celui-ci qui montre les niveaux les plus récents de la formation, non décrits par Fenet (1975).

- Epaisseur cumulée : 500 m environ.

- Limites : le substratum de la formation n'est pas visible dans le secteur de la Montagne des Lions. La limite supérieure est une surface de discordance et de ravinement sous



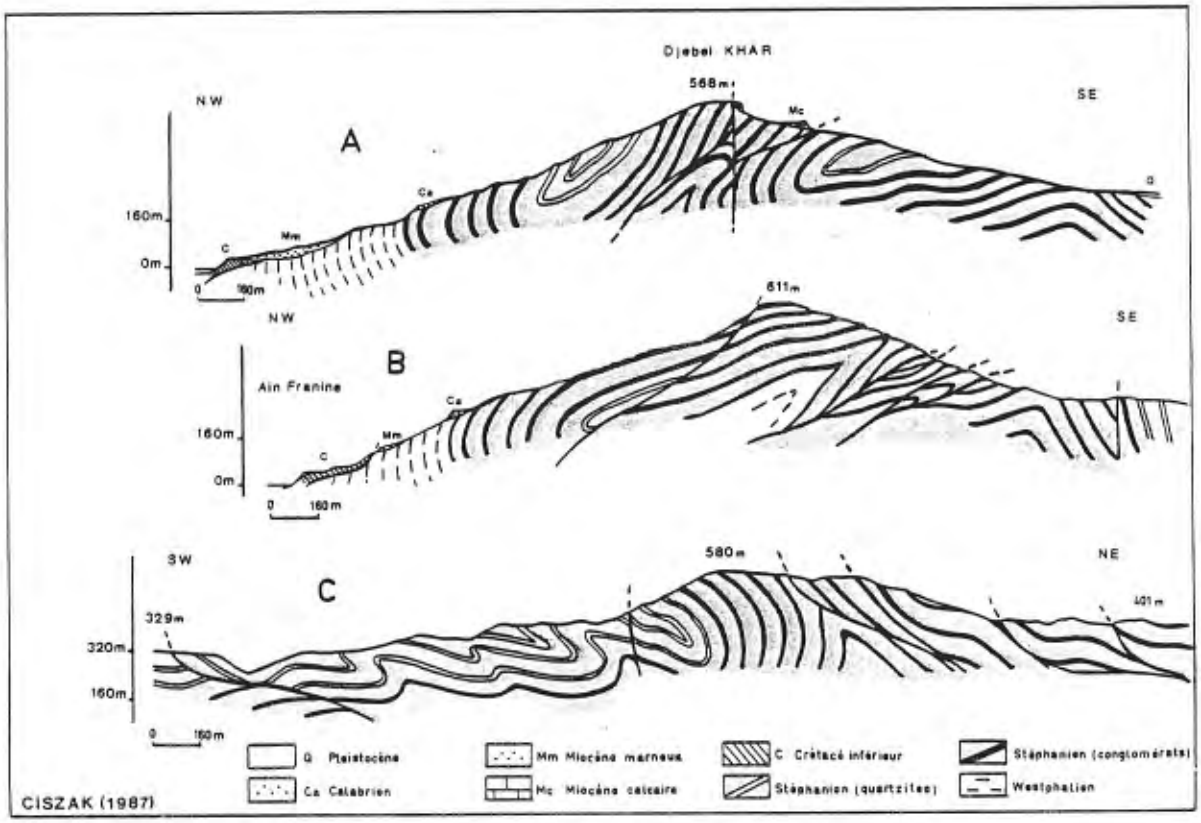

1 - Pleistocène récent ; 2 - Calabrien ; 3 - Miocène : (b) calcaires, (a) marnes ; 4 - Crétacé inférieur ; 5 - Trias (possible) ; 6 - Stéphanien : (b) direction et traces des bancs de quartzites, (a) traces des bancs de conglomérats (un banc sur deux) ; 7 - Westphalien ; 8 - Gisements fossilifères ; 9 - Pendages ; 10 - chevauchements

Fig.10 - Carte géologique de la Montagne des Lions (Djebel Khar)

une formation conglomératique chaotique attribuée au Permien, voire au Permo-Trias (Part. 2, chap. I).

- La série stratigraphique est découpée en trois membres (fig. 12).:

- le membre 1, pélito-gréseux à lentilles charbonneuses (100 m d'épaisseur environ) ;
- le membre 2, pélito-gréseux et conglomératique (200-250 m) ;
- le membre 3, alternance de pélites et de quartzites (150-200 m visibles).




(voir localisation des profils A, B et C sur la figure 10)

Fig. 11 - Coupes géologiques à travers la Montagne des Lions

### - Organisation séquentielle

La formation de la Montagne des Lions s'organise en 2 séquences majeures successives, la première de décantation et la seconde d'inondation, séparées par une discontinuité :

a) La séquence inférieure correspond au membre 1 (fig. 12) ; il s'agit de grès et de pélites agencées en séquences élémentaires négatives (pélites/grès). Les grès généralement

fins en bancs décimétriques alternent avec des pélites grises satinées ou des ampélites à lentilles charbonneuses, dont l'épaisseur peut être décamétrique.

La partie supérieure (10 m) s'enrichit en matière organique ; les termes gréseux y deviennent de plus en plus grossiers et on note localement l'existence de poudingues grisâtres, sombres, à éléments centimétriques noirâtres (lydiennes, quartzites, pélites), en masses lenticulaires.

La séquence est couronnée par une discontinuité placée sous le premier banc de conglomérats de la série rubéfiée sus-jacente. Cette discontinuité correspond à une surface de discordance cartographiquement mal exprimée (accordance des bancs).

*Cette séquence peut être interprétée comme le dépôt d'un cortège progradant sur une plate-forme deltaïque.*

b) La séquence supérieure réunit les membres 2 et 3 :

b1) Le membre 2 est organisé en 6 séquences élémentaires granocroissantes d'une trentaine de mètres d'épaisseur chacune ; les dernières enregistrent une décroissance dans l'énergie du milieu de dépôt :

- la séquence inférieure comporte un banc massif de poudingues rubéfiés (15-20 m). Les galets centimétriques occupent 80% de la roche ; on y reconnaît du quartz (35-40%), des quartzites, des lydiennes et des pélites noires ou rouges ; ces galets sont distribués irrégulièrement dans une matrice gréseuse ;

- les 3 séquences suivantes débutent par des pélites gréseuses violacées (10-15 m) surmontées par des poudingues rubéfiés en bancs massifs et épais (10-15 m), à surface inférieure ravinante ; les galets centimétriques de quartz (40%), de quartzites et de pélites mauves, de lydiennes, sont souvent jointifs ; le ciment est gréseux ;

- la cinquième séquence s'achève par un grès grossier, rouge, localement conglomératique, de 3 à 4 m d'épaisseur ;

- dans la sixième séquence les grès (3-4 m d'épaisseur) de couleur lie-de-vin sont fins, micacés, à stratifications obliques et arquées.

Les pélites sont rouges, argileuses et se développent sur 20 à 25 m d'épaisseur dans chacune des deux dernières séquences.

b2) Du membre 3, on ne connaît qu'une partie car il disparaît au Sud-Est sous le Quaternaire de la plaine de Gdyel (ex-Saint-Cloud). Il comporte 5 séquences élémentaires, granocroissantes, d'une trentaine de mètres d'épaisseur, avec :

- à la base, des pélites argileuses roses ou violacées, interrompues quelquefois par de fines surfaces limoniteuses,

- des grès siliceux, rosâtres ou blancs, en bancs d'épaisseur variable (3-10 m), finement grano-classés, à litages parallèles.

Cette séquence majeure traduit globalement l'accumulation de dépôts terrigènes par des fleuves puis par des deltas de plate-forme. La sédimentation silici-clastique de plus en plus fine (à cette échelle) évoque l'éloignement ou le tarissement progressif des sources nourricières. Elle marque aussi une diminution de la capacité de transport.

*Dans l'hypothèse selon laquelle cette sédimentation s'est effectuée sur la partie proximale d'une plate-forme, on peut interpréter l'installation d'un tel dispositif dans un régime général transgressif.*

### - Attribution stratigraphique

L'âge de la formation a été précisé par l'étude de Laveine et Lemoigne, fondée sur une paléoflore relativement abondante prélevée par Fenet (1975) dans des gisements découverts sur le versant nord du massif. Nos propres récoltes ont été réalisées dans des gisements nouveaux sur les versants nord et sud de celui-ci. L'étude des plantes, confiée à J. Broutin (Paris) a confirmé l'inventaire déjà dressé et a apporté quelques précisions supplémentaires.

a) Membre 1 : Westphalien C-D. Les pélites charbonneuses ont livré une association floristique typique du Westphalien C des bassins houillers d'Europe nord-occidentale (Fenet, 1975, p.16) ; dans le terme gréso-pélitique sus-jacent cette association est complétée de Cordaïtes du genre *Dadoxylon* (sous-genre *Cordaïoxylon*).

b) Membre 2 : Stéphanien A-B. Les pélites argileuses des dernières séquences renferment des plantes du Stéphanien A-B (Fenet, 1975, p. 18), avec notamment *Neuropteris ovata* Hoffmann var. *grand'euryi* Wagner, *Pecopteris hemitelioïdes* Brongniart, des Cordaïtes et aussi des débris de bois silicifiés indéterminables (fig. 10, gisement F, cote 401).

c) Membre 3 : les pélites de ce membre en continuité stratigraphique avec le membre précédent, mais n'ayant fourni à ce jour aucune empreinte de flore, sont attribuables au plus tôt au Stéphanien moyen.

### - Variations latérales de la formation de la Montagne des Lions

Les faciès pélito-gréseux et conglomératiques des massifs parautochtones de la région d'Oran, comparables à ceux de la Montagne des Lions, mais dépourvus de fossiles correspondent à des conditions de dépôt très proches dans des provinces paléogéographiques que l'on peut supposer peu éloignées. Ainsi nous abondons dans le sens de Fenet (1975, p. 19) selon lequel toutes ces formations détritiques seraient "logiquement subcontemporaines".

• **Localisation des affleurements** (fig. 9) :

a) Cap Falcon-La Madrague : littoral rocheux entre la pointe des Coralès (à l'Ouest) et le Cap Falcon (à l'Est) ; la série (350 m d'épaisseur) est monoclinale à plongement moyen de 50° vers l'Ouest.

b) Massif des Andalouses (Djebel Lindlès) : bande littorale entre le Djebel Lindlès (à l'Ouest) et le port des Corailleurs (à l'Est) ; la série, dont l'épaisseur est ici difficile à évaluer, est affectée de plis isoclinaux et de failles ; toutefois la succession a pu être reconstituée (fig. 12).

c) Massif de l'Oued Madakh (fig. 16) : les formations détritiques (300 m environ) sont discordantes sur un substratum dont la structure est héritée de la tectogenèse varisque (Centène, Ciszak et Lacas, 1984).

• **Essai de corrélations** (fig. 12)

La comparaison des séries observées dans les affleurements oranais met en évidence l'existence d'assises conglomératiques dont le faciès (et notamment le contenu clastique) peut apparemment s'identifier à celui du Stéphanien de la Montagne des Lions. Ces assises nous ont servi de repère lithologique et stratigraphique avec toutes les réserves qu'imposent une déformation intense et des conditions d'affleurements souvent d'extension réduite ; celles-ci nous empêchent notamment de différencier les masses conglomératiques de forme lenticulaire et correspondant à de véritables chenaux d'origine fluviatile et les tronçons de bancs du type "Montagne des Lions" qui suggèrent un épandage alluvial d'échelle kilométrique.

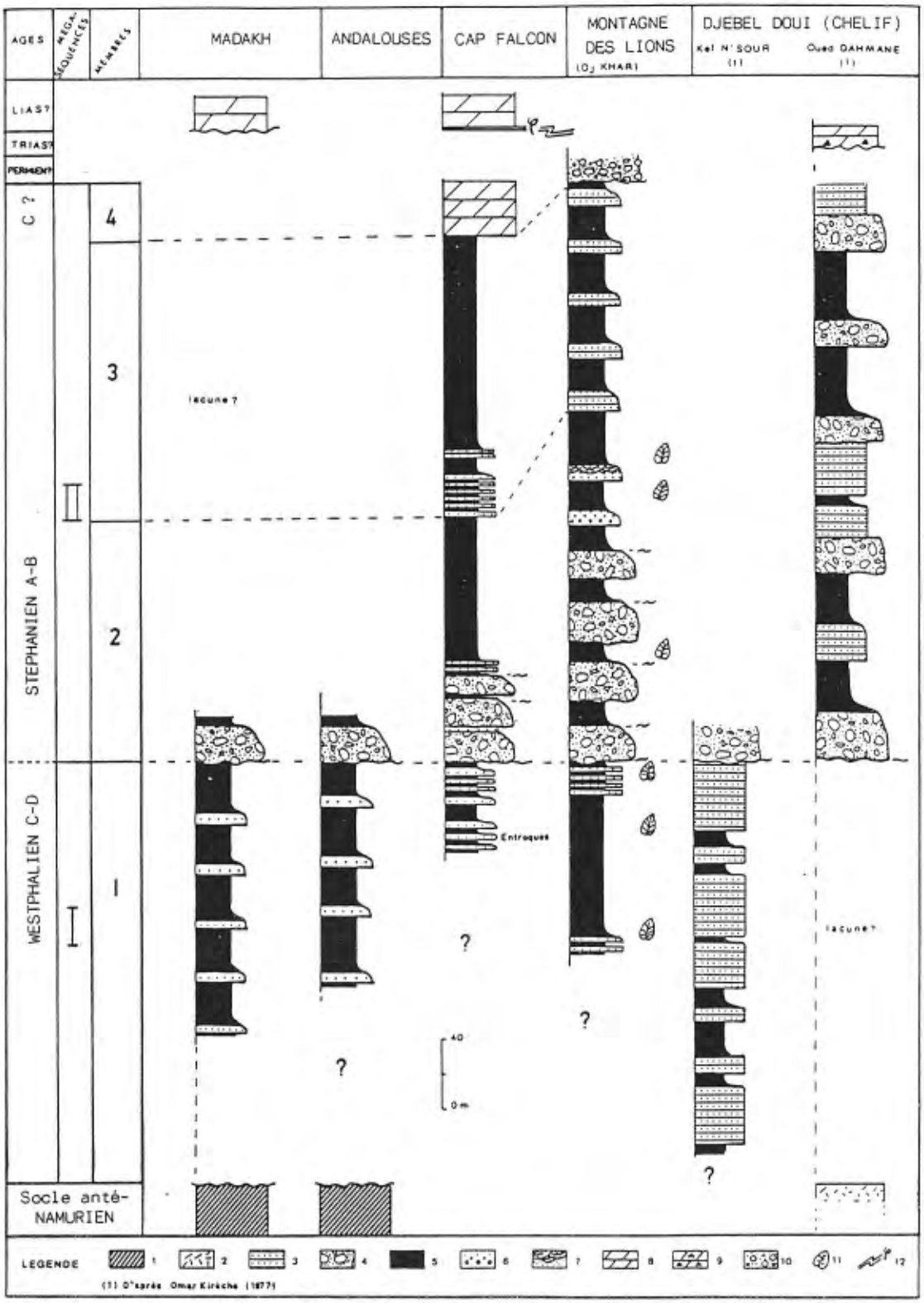
a) Le membre 1

a1) Cap Falcon - La Madrague : il s'agit de pélites schisteuses vertes alternant avec des grès-quartzites violacés, en bancs métriques, l'ensemble se développant sur une épaisseur de 50 m. Un des bancs gréseux nous a livré des Entroques (Centène, Ciszak, Dubel, Gonord et Rolet, 1977) qui témoignent d'un dépôt marin.

a2) Les Andalouses : le membre débute par des schistes noirs, graphiteux, alternant avec des bancs centimétriques de microbrèches. Il se poursuit par une nouvelle alternance de schistes vert-sombre ou noirs, à lentilles graphiteuses, et de quartzites roses à grains fins ou grossiers (150 m).

a3) Madakh - A ce membre 1 on fait correspondre la succession suivante, bien exposée sur la rive gauche de l'Oued Madakh (Djebel Akahl), dans le secteur d'Hammam Madakh :

(1) assise bréchique (2-3 m) irrégulière, à ciment gréseux ; les éléments pluridécimétriques (grès, quartzites et schistes) représentent les formations du substratum ;




1 - Socle anté-Namurien indifférencié ; 2 - Complexe volcanique du Doui (Viséen probable) ; 3 - Grès et quartzites ; 4 - Conglomérats ; 5 - Pélites ; 6 - Microconglomérats granoclassés ; 7 - Grès à stratifications entrecroisées ; 8 - Dolomies ; 9 - Dolomies gréseuses ; 10 - Complexe chaotique ; 11 - Paléoflores ; 12 - Accident. (CISZAK, 1987)

Fig. 12 - Colonnes stratigraphiques comparées de la Formation de la Montagne des Lions (Westphalien C-D à Stéphanien A-B), dans les coupes de Madakh, des Andalouses, du Cap Falcon et du Djebel Doui (Chelif)

(2) alternance (10 m) de schistes gréseux noirs, graphiteux, et de microbrèches en bancs centimétriques ;

(3) plusieurs séquences (au moins 5 sur une épaisseur de 100 m) associant des pélites gréseuses verdâtres et des quartzites grossiers en bancs métriques, rubanés, qui deviennent fins et massifs dans les niveaux supérieurs (crêtes du Djebel Akahl et du Djebel Houissy).

b) Le membre 2

b1) Cap Falcon - La Madrague : le membre (30 m) débute par une assise de conglomérats massifs, en bancs métriques, et de microconglomérats interstratifiés ; il constitue le "Pain de sucre". Les poudingues polygéniques renferment des galets centimétriques, usés et étirés ; on y reconnaît du quartz (60%), des quartzites, des pélites noires, des phtanites, des microbrèches et des brèches antérieurement tectonisées. La restitution de l'état initial de ces galets avant les déformations montre qu'aucun d'eux ne présentait d'orientation préférentielle au moment du dépôt (Benosman et Dubel, 1977) ; la matrice gréseuse occupe les 20% de la roche. Au dessus de ces conglomérats vient une série à dominante pélitique (80 m). Il s'agit essentiellement de pélites varicolores (mauves, noires ou grises) qui renferment de nombreuses passées graphiteuses dans les termes inférieurs.

b2) Les Andalouses : au membre 2 sont rapportés des gros bancs de conglomérats (20-30 m), massifs, localement rubéfiés, et des schistes sombres, verts ou noirs, interstratifiés.

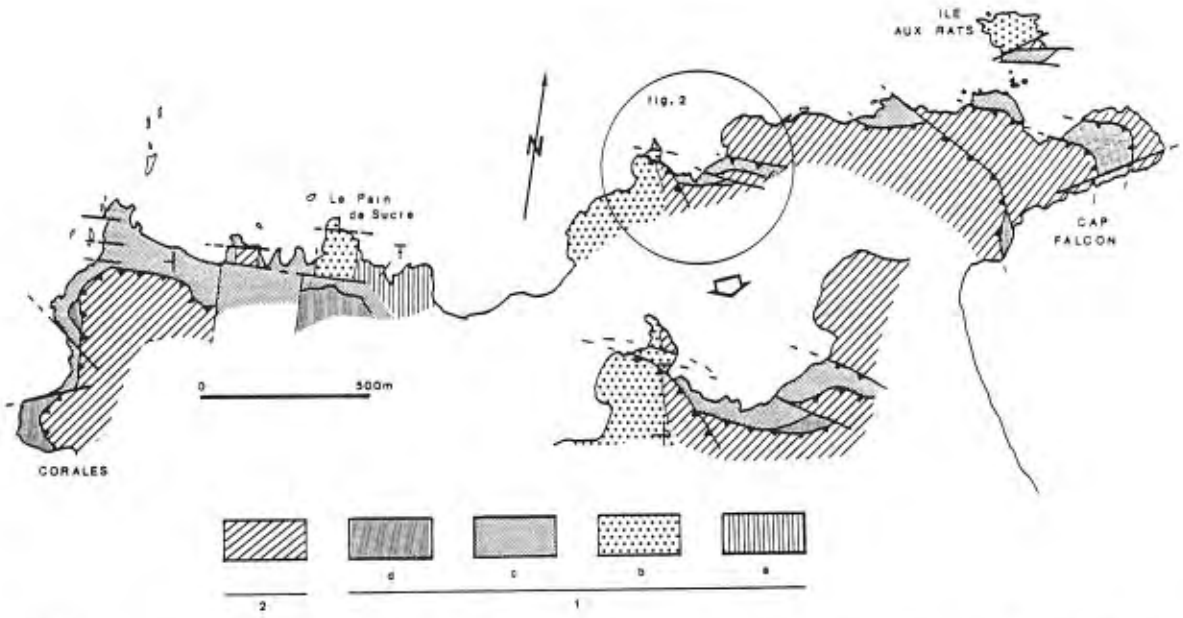
b3) Madakh : les conglomérats affleurent localement au domaine agricole de Madakh mais aussi sur les hauteurs du Chabet Houissy et sur le Djebel Akahl (fig. 16). Les poudingues se présentent en bancs (1-2 m) irréguliers. Le ciment siliceux n'occupe que 15% environ de la roche. Les galets centimétriques de quartz (70%), de quartzites, de phtanites et de schistes sont étirés. Ces conglomérats alternent avec des pélites noires ou verdâtres.

c) Le membre 3

Il n'a été identifié ni aux Andalouses, ni à Madakh. A Cap Falcon-La Madrague, il comporte depuis la base : des pélites mauves où s'intercalent des bancs métriques de quartzites blancs, puis des schistes satinés gris, et s'achève par des pélites argileuses varicolores à filonnets de quartz d'exsudation (100 m).

d) Le membre 4

Ce membre supplémentaire n'est représenté qu'au Cap Falcon (fig. 13). Il s'agit de dolomies gréseuses grises, à laminites à la base, associées à des brèches polygéniques à ciment dolomitique (10-15 m).




2 - Lias probable : dolomies rousses discordantes ou décollées (à l'Ouest) ; 1 - Carbonifère supérieur : (d) dolomies gréseuses, (c) pélites versicolores, (b) conglomérats, (a) alternances pélites-quartzites à Entroques. (d'après CENTENE, CISZAK, DUBEL GONORD et ROLET, 1977)

Fig. 13 - Structure de la bande côtière La Madrague-Cap Falcon

### - Extension possible de la Formation de la Montagne des Lions

#### • Formations de l'Est-Oranais (massifs du Chélif)

- Localisation : Djebels Doui, Zaccar et Rouina.

- Epaisseur cumulée : 800 m environ.

- Limites : la série surmonte sans discordance apparente un complexe volcanique dont l'âge n'est pas précisément établi, mais que Mattauer (1955) rapporte au Viséen. La limite supérieure est une discontinuité stratigraphique sous des dolomies et des cargneules présumées triasiques.

- Lithofaciès : les observations de Kirèche (1977), permettent de reconnaître (fig. 12) :

- dans le secteur ouest du massif du Doui (Kef N'Sour), un ensemble (350 m?) à dominante gréseuse où alternent des quartzites blancs, ou roses, ou lie-de-vin, en bancs de 10 à 40m d'épaisseur, et des pélites lie-de-vin, noirs ou verdâtres. Les conglomérats ne seraient représentés que vers le haut de la série ;

- au nord-est du Doui (Oued Dahmane), un ensemble (400 m) associant 5 bancs décamétriques, de conglomérats, des quartzites de couleur rose ou lie-de-vin et des schistes ;

- âge : la formation n'aurait livré aucun fossile ; toutefois les auteurs (Mattauer et Kirèche, *op. cit.*) l'ont comparée aux séries détritiques de l'Oranie. Ils en soulignent l'analogie de faciès et lui prêtent la même attribution stratigraphique.

Nous proposons de corréler ces séries respectivement aux membres 1 et 2 (*p.p.*) définis à la Montagne des Lions ; plus précisément, la série pélito-gréseuse du Kef N'Sour représenterait le Westphalien C-D et la série de l'Oued Damane, plus conglomératique, le Stéphanien A-B.

**• Formations du Sud-Oranais**

- Les conglomérats de l'Oued Tiffrit (Monts de Saïda).

Dans le massif de l'Oued Tiffrit, Lucas (1952) signale la présence d'affleurements discontinus de poudingues à galets de Paléozoïque et de grès rouges, recouverts par le Lias, correspondant à une sédimentation de type "alluvionnaire". Sans arguments paléontologiques, ils sont attribués au Trias. On peut se demander s'il ne s'agit pas là d'un équivalent des conglomérats de la Montagne des Lions.

- Dans le plateau du Sersou, on retrouve en sondage des pélites argileuses vertes ou lie-de-vin d'âge stéphanien (Augier, 1967).

- Dans les bassins houillers du Sud-Oranais.

Selon Deleau (1951), à un Westphalien marin, succèdent : un Westphalien C supérieur, continental, à niveaux charbonneux, dont la flore est comparable à celle du membre 1 de la formation de la Montagne des Lions ; un Westphalien D, à niveaux rouges, sans couches de houille ; une série gréso-pélitique rouge, parfois conglomératique, mal datée, attribuée au "sommet du Westphalien D-base du Stéphanien".

**• Affleurements de l'Ouest-Oranais : les "poudingues du Kef El Kolea"**

Ces affleurements, visibles sur quelques mètres, sont situés dans la dépression comprise entre le massif des Seba Chioukh (Monts du Tessala) et le Djebel Skouna (Beni Saf). Il s'agit de poudingues rubéfiés contenant des galets de quartz, de quartzites et de schistes cimentés par un grès siliceux. Gentil (1903) les compare aux Poudingues des Beni Menir attribués ultérieurement au Trias (Infralias ?) par Guardia (1975). Ce faciès rappelle plus exactement celui des conglomérats de la Montagne des Lions (membre 2). Ces poudingues font partie d'un cortège de blocs de plusieurs dizaines de $m^3$ associant des dolomies et des "roches vertes" dans un complexe bréchique à matrice gypseuse probablement d'âge sénonien (ultérieurement décrit), mais antérieurement attribué au Trias (Guardia, 1975), qui serait dans ce secteur, charrié sur le Crétacé inférieur de l'unité tellienne des "Chouala" (Guardia, 1975).

*Enfin ces conglomérats témoignent de l'existence et de la nature du substratum paléozoïque dans la zone paléogéographique des nappes à "affinité tellienne"* (*sensu* Guardia, 1975).

## - Conclusion - Cadre paléogéographique du secteur oranais, au Carbonifère supérieur

Les affleurements carbonifères des massifs littoraux oranais mettent en évidence le développement d'un épandage terrigène directement sur un substratum structuré par une tectogenèse anté-westphalienne (Centène, Ciszak et Lacas, 1984).

Au Westphalien moyen et supérieur, la région oranaise fonctionne comme un bassin dont l'âge et les modalités d'ouverture sur la Paléotéthys nous sont inconnus. La sédimentation siliciclastique de type fluvio-deltaïque contribue au comblement progressif de cette zone d'effondrement dans des conditions comparables à celles qui existaient dans le bassin de Jérada au Westphalien inférieur (Owodenko, 1946, 1976 ; Desteucq et *al.* , 1988) avant qu'il ne s'y installe un régime lagunaire puis continental, au Westphalien C.

### - La phase tardi-hercynienne

La phase tectonique qui met un terme à l'évolution sédimentaire carbonifère des bassins de la Meseta orientale marocaine, à la fin du Westphalien C ("phase tardi-hercynienne" ou "phase asturienne" selon Owodenko, 1976, Hoepffner, 1987 ou Desteucq, 1988) n'est pas clairement marquée dans la formation de la Montagne des Lions où l'on pressent toutefois l'absence des termes supérieurs de la série westphalienne. En revanche, cette phase tectonique est vraisemblablement suivie par la mise en place d'un nouveau cône de déjection clastique au Stéphanien inférieur. Ce type de sédimentation se développe sur de fortes épaisseurs et apparemment sur une vaste province appartenant au futur domaine tello-rifain. La fraction grossière (conglomérats) correspond vraisemblablement, dans un premier temps, au remblayage de nouvelles zones d'effondrement en formation, liées à des mouvements distensifs post-orogéniques ; elle est relayée par une sédimentation plus fine formée lors d'une période d'inondation ou de transgression dont les dolomies gréseuses du Cap Falcon seraient les témoins carbonatés.

### - La zone d'alimentation en terrigènes ; le problème du "Verrucano" en Oranie

Les déformations alpines rendent imprécises toutes reconstitutions de la patrie et du sens du déplacement des matériaux remaniés, notamment ceux qui constituent les conglomérats. Cependant si la zone d'alimentation, hypothétique, des roches sédimentaires peut être localisée dans l'environnement paléogéographique de cette époque, on peut s'interroger sur celle des quartz dont la proportion dépasse en moyenne 50% des conglomérats.

- Alimentation en roches sédimentaires

Les formations terrigènes sont issues du démantèlement de zones "hautes". Les secteurs de Ghar Rouban, de Tiffrit ou des Traras dont les séries ne dépassent pas le Viséen supérieur (Guardia, 1975), faisaient partie de ces reliefs ; la nature des composants des conglomérats : lydiennes, phtanites, quartzites, schistes, donne à penser qu'ils en provenaient.

- Alimentation en quartz ; le problème du "Verrucano" en Oranie

L'ensemble des conglomérats, grès et "schistes rutilants" de la Montagne des Lions et des affleurements analogues, a été dès le début du siècle comparé au "Verrucano" par les auteurs en quête d'arguments paléontologiques. De fait, l'analogie des faciès est troublante.

Le faciès "verrucano" s'applique à un conglomérat de coloration vive, à galets de quartz mais aussi de rhyolites et de "roches vertes", tel qu'il est décrit en Sardaigne.

Dans la Dorsale kabyle, ce sont des conglomérats rouges à dragées de quartz, et des grès grossiers ; dans les Péloritains (Sicile), ce sont des conglomérats quartzeux (anagénites). Ce lithofaciès n'a jamais livré de fossiles ; sans autre précision, son âge permo-triasique (ou permo-carbonifère) a été suggéré notamment en fonction de sa position stratigraphique ou structurale dans l'édifice alpin.

Par ailleurs, on trouve ce faciès associé à des phyllades du Carnien dans la nappe de Toscane de l'Apennin septentrional (Caire, 1971). Dans le Monte Argentario (Toscane méridionale), "il Gruppo del Verrucano" correspond à un complexe détritique comprenant des conglomérats quartzeux (anagénites) et des quartzites violets grossiers, où s'intercalent des schistes quartzitiques de couleur violette ; il est rapporté au Ladinien (Lazzarotto et *al.*, 1964 ; Gasperi et Gelmini, 1973 et 1975).

Dans sa synthèse sur les chaînes alpines de la Méditerranée centrale, Caire (1971) conclut qu'une province sarde, ayant un socle de type sarde, située dans l'espace tyrrhénien, aurait fourni les constituants et notamment les quartz du "verrucano" de Sicile, de Sardaigne et d'Algérie.

**Discussion**

La présence de paléoflores du Westphalien et du Stéphanien dans les séries oranaises ne remet pas nécessairement en cause l'homologie des conglomérats avec le "faciès verrucano", voire le faciès du "Verrucano". Dans ce cas, ce lithofaciès serait, au moins localement, daté. Par ailleurs cette identification préjuge d'une province sarde distributrice, étendue vers l'Ouest, et caractérisée :

- soit par une position beaucoup plus septentrionale du cône de dépôt ; elle induit un dispositif *allochtone* pour les massifs hercyniens du littoral oranais :

## PLANCHE 1

### MONTAGNE DES LIONS

**A** - Panorama du versant méridional de la Montagne des Lions (*interprétation : carte géologique : fig. 10*)

1 : corniche de calcaires à Lithothamniées messiniens

2a : barres de conglomérats de la Formation de la Montagne des Lions (Stéphanien A B) tronquées par un accident EW

2b : barres de conglomérats au front d'un accident chevauchant (exprimé cote 401).

**B** - Versant septentrional de la Montagne des Lions (photo prise vers le Nord)

1 : copeau de dolomies barrémiennes chevauchant la Formation de la Montagne des Lions représentée par les conglomérats de teinte lie-de-vin,
(*localisation , à l'Est d'Aïn Franin : fig. 10 ; commentaires : p. 258*).

2 : "corniche calabrienne" du Djebel Cherakak formée de grés et de calcaires lumachelliques [en éboulis (3)].

**C** - Versant septentrional de la Montagne des Lions - Affleurement du "tégument permo-triasique" le long de la route côtière Oran-Kristel (échelle : 10 m environ) (*schéma interprétatif : fig. 20 ; commentaires p. 119*).

L'ensemble chaotique à matrice pélito-gréseuse rouge (1) est en contact par faille avec la Formation des sables à Balanes (2) du Miocène du "1$^{er}$ cycle post-nappes" (Tortonien).

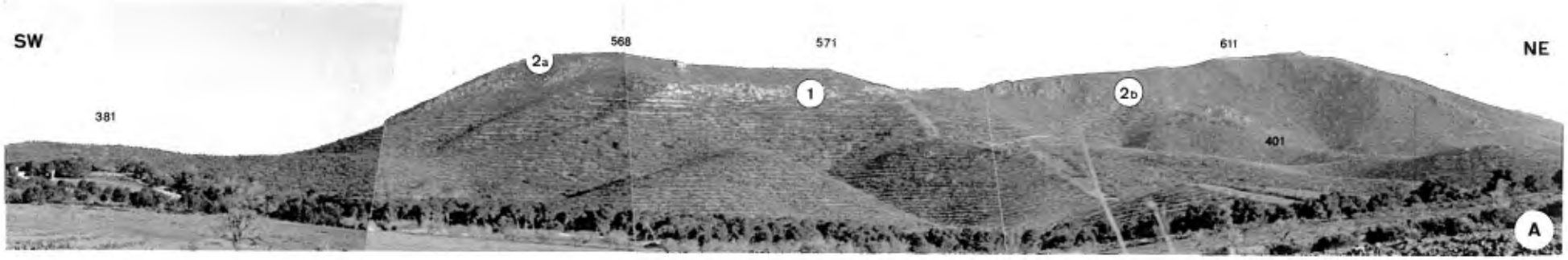









PLANCHE 1

- soit par un large épandage des matériaux vers le Sud. Dans ce cas, comme il est difficile d'envisager deux directions d'alimentation synchrones en lithoclastes d'origine sédimentaire et en quartz, notamment pour les conglomérats, on peut concevoir la possibilité d'un échelonnement des phases et des directions différentes d'apport de la sédimentation pendant le Westphalien et le Stéphanien ; il n'est pas exclu qu'une partie des sédiments puisse alors venir des "horsts" méridionaux de l'époque.

# CHAPITRE II

# STRUCTURE DES MASSIFS DES TRARAS ET DE MADAKH
# TECTONIQUE HERCYNIENNE EN ORANIE OCCIDENTALE

# SOMMAIRE


1- Massif des Traras 65
  1.1- Etat des connaissances 65
  1.2- Structure de la région d'Honaïne 67
  1.3- Phases tectoniques 69
  1.4- Conclusion 69
2- Massif de Madakh 70
  2.1- Grands ensembles lithologiques 73
    2.1.1- Formations sédimentaires paléozoïques 73
    2.1.2- Roches ultrabasiques serpentinisées 78
    2.1.3- Conclusion : cadre paléogéographique de Madakh au Dévonien 80
  2.2- Structure du massif de Madakh 81
    2.2.1- Découpage structural 81
    2.2.2- Description des unités structurales 82
    2.2.3- Fracturation majeure hercynienne 84
  2.3- Conclusion : Essai de chronologie relative des principales étapes sédimentaires et tectoniques hercyniennes dans le massif de Madakh 85

# STRUCTURE DES MASSIFS DES TRARAS ET DE MADAKH ; TECTONIQUE HERCYNIENNE EN ORANIE OCCIDENTALE

Il convient de distinguer dans cette étude les secteurs où le Paléozoïque est autochtone (Massif des Traras), et les massifs isolés à position structurale plus discutable et inclus dans le domaine externe tello-rifain (Djebel Madakh, Montagne des Lions) sur la frange littorale oranaise.

## 1 - MASSIF DES TRARAS

### 1.1- Introduction : état des connaissances

Les données structurales les plus récentes sont développées dans la synthèse régionale proposée par Guardia (1975). Cet auteur conclut à l'existence de plusieurs phases tectoniques successives :

- une phase plicative post-silurienne, mais anté-dévonien moyen (ou phase 1) ;
- une phase majeure anté-viséenne (ou phase 2) engendrant un plissement isopaque intense et suivie de mouvements cassants intra-viséens favorisant les épanchements volcaniques,
- une phase cassante post-viséen supérieur (ou phase 3), au cours de laquelle se forme un réseau de grandes fractures N 20 et N 50 ;
- une "orogenèse post-tectonique" ou "tardi-hercynienne", après la mise en place des granites post-westphaliens.

Par ailleurs Guardia (1975, p. 32) écarte l'existence de structures tangentielles importantes au sein d'une série qu'il considère comme étant continue mais déformée, comportant des structures souples et des failles verticales (N 20 et N 50) à jeu normal en partie hercynien pour les unes, à jeu latéral tardi-hercynien ou plus récent pour quelques rares autres.

Nos observations qui tiennent compte des résultats obtenus dans certains secteurs comme ceux de la région d'Honaïne ayant fait l'objet d'une étude détaillée (Guardia, 1975), sont globalement en accord avec ce calendrier d'événements. Toutefois elles mettent en évidence une plus grande complexité de la structure du massif et nous permettent de retrouver le style de déformations décrites par ailleurs dans la chaîne hercynienne de la Meseta orientale marocaine (Hoepffner, 1987), notamment des mouvements cisaillants anté-westphaliens relevant plus précisément d'une phase sudète.

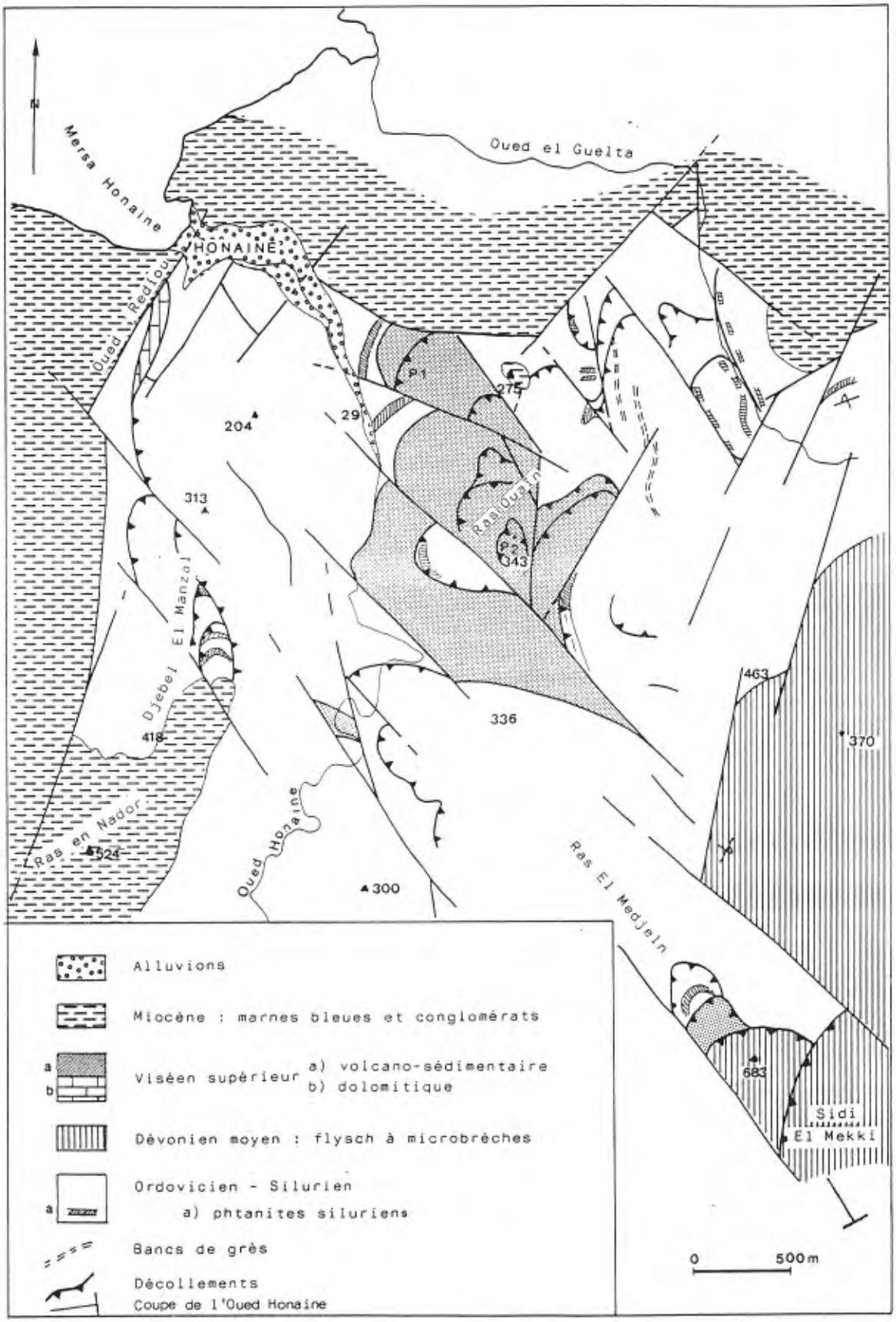



Fig. 14 - Carte géologique simplifiée de la région au Sud-Est d'Honaïne
[d'après BEAUJARD, CENTENE, CISZAK, GONORD, HACINI, PAWLOWSKI et ROLET (1976) modifié]

## 1.2- Structure de la région d'Honaïne

### • Structure générale

Les levés cartographiques au 1/25 000 effectués dans le secteur situé au Sud du petit port d'Honaïne (au NE des Traras), nous révèlent l'existence de grands décrochements verticaux orientés NNE-SSW pour les uns et NW-SE pour les autres. Ces décrochements affectent des failles inverses à pendage SE, sigmoïdes pour la plupart, qui s'aplatissent ou se redressent en surface. L'ensemble découpe les terrains paléozoïques en une mosaïque de blocs (fig. 14) ; chacun de ces blocs étant formé par des ensembles sédimentaires affectés de complications tectoniques majeures. On distingue :

a) une unité très développée, à grès psammitiques bioturbés ordoviciens associés aux schistes ampélitiques siluriens et localement aux pélites de base. Elle occupe le Djebel Manzal, le Ras El Medjeln et les reliefs situés à l'Est du Ras Ouaïn,

b) "l'unité centrale" du Ras Ouaïn qui contient l'essentiel de la formation volcano-sédimentaire du Viséen supérieur probable,

c) une unité où domine le matériel flyschoïde du Dévonien moyen au Sud-Est du secteur (Sidi El Mekki).

### • Analyse des grands ensembles structuraux

A l'intérieur des unités, les déformations sont liées à des mouvements horizontaux (Rolet et Gonord, 1978). Il s'agit le plus souvent de plis déversés ou couchés vers le NW (axe des plis N 40-N 50) auxquels il manque souvent le flanc inverse (fig. 6). Chaque unité est donc agencée en plis-failles qui forment autant d'écailles (de moyenne échelle) avec fréquemment des contacts pénéconcordants aux couches. Il en résulte une "alternance" de séries tronquées "normales" ou "inverses".

a) L'unité à matériel siluro-ordovicien.

La plasticité des schistes ampélitiques siluriens, d'épaisseur modeste (10-15 m) s'oppose à la compétence des terrains gréseux ordoviciens avec lesquels ils constituent une surface de rupture privilégiée qui oblitère, dans la quasi totalité des affleurements, les niveaux inférieurs du Silurien ; rappelons, à ce propos, que la continuité stratigraphique entre les grès ordoviciens et les pélites siluriennes sur le flanc nord-ouest du Ras Ouaïn est exceptionnelle dans les Traras. Cette unité reproduit le schéma où se superposent le plus souvent les terrains ordoviciens en position normale ou inverse, ce qui, si on l'ignore, conduit à leur attribuer des épaisseurs exagérées. Localement, à la semelle des écailles de grès ordoviciens, persistent des copeaux tectoniques de schistes ampélitiques parfois

accompagnés des phtanites caractéristiques du Silurien. Ces lambeaux restent les seuls repères pour déchiffrer les structures (Centène et Ciszak, 1976).

b) L'unité centrale du Ras Ouaïn

Elle est aussi constituée d'un empilement d'écailles. Ce dispositif est mis en évidence par les redoublements de série, les nombreuses surfaces listriques et les zones mylonitisées. Cette unité à composants viséens repose à plat sur des pélites et phtanites à Graptolites de l'unité à matériel siluro-ordovicien par l'intermédiaire de la brèche chaotique du Viséen supérieur probable, tectoniquement tronquée. La limite supérieure correspond au chevauchement de l'unité écaillée des grès ordoviciens du Ras El Medjeln.

c) L'unité du flysch à microbrèches

Il s'agit d'une unité monogénique, écaillée et charriée sur l'unité à psammites infra-siluriens avec, localement, au contact, l'interposition d'un lambeau tectonique de schistes siluriens (au Ras El Medjeln). A l'intérieur de l'unité, la série dévonienne est déformée en plis décimétriques et métriques (plis en chevrons, plis isopaques) déversés dans des directions quelconques. A proximité des contacts majeurs, les plis sont eux mêmes déformés jusqu'à la torsion (fig. 15).

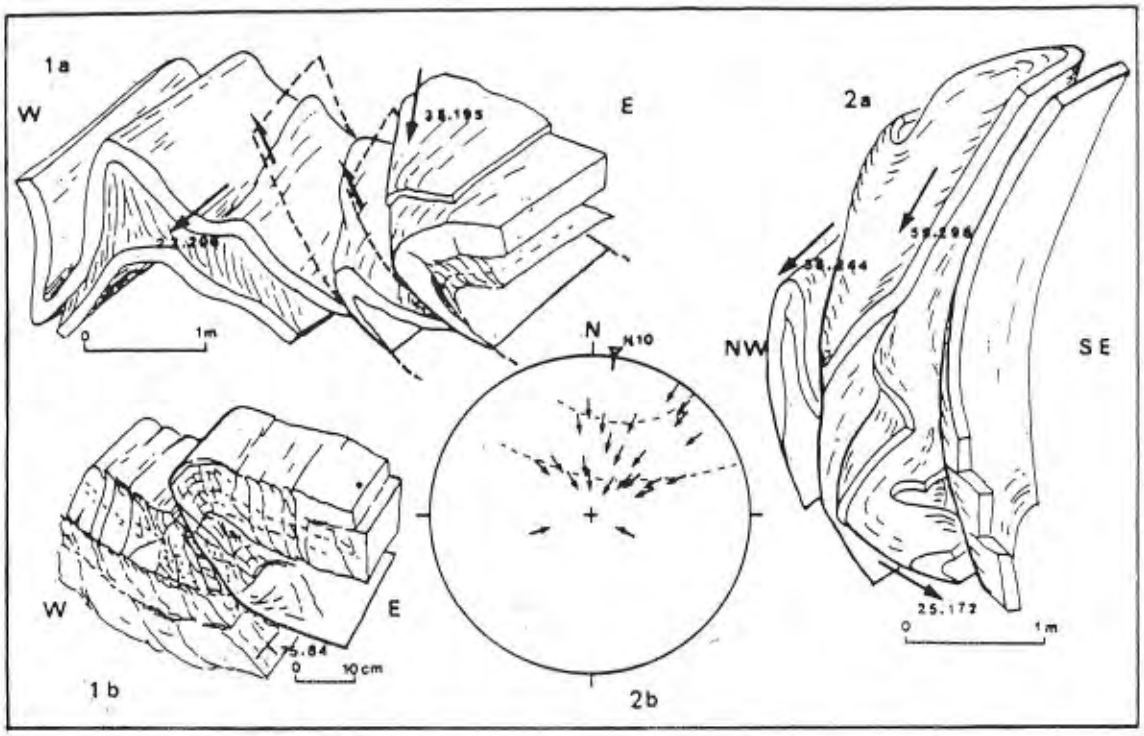



Fig. 15 - Evolution de plis sur des surfaces de cisaillement liées aux écaillages dans la série flyschoïde :
1a- formation de crochons et aplatissement de plis anciens, les plans axiaux évoluant en surfaces de rupture ; 1b- par rejeu d'une schistosité de fracture, S2 probable ; 2a- exagération du premier phénomène avec torsion et basculement des axes de plis, ces axes ayant tendance à se disposer sur des enveloppes coniques (2b). (d'après BEAUJARD, CENTENE, CISZAK, GONORD, HACINI, PAWLOWSKI et ROLET, 1976)

## 1.3- Phases tectoniques

**- Phase anté-viséen supérieur (phase éovarisque)**

Il est fortement probable qu'un début d'écaillage, ou de cisaillement des unités à matériel anté-viséen relève de mouvements paroxysmaux éovarisques (phase 2 de Guardia, 1975) comme l'atteste la déformation des matériaux par au moins deux phases de plissements à schistosité ; ce fait est d'ailleurs en accord avec les observations analogues de Huvelin (1970) dans le Paléozoïque de la région d'Oujda.

**- Phase post-viséen supérieur**

Dans les Traras, la phase majeure d'écaillage et de chevauchement est à mettre au crédit d'une des phases de compression postérieure au Viséen supérieur. Cette phase est toutefois antérieure à la mise en place du granite de Nédroma car, dans le Sud du massif, des filons d'aplites et de microgranites de la fin du Westphalien (Lucas, 1952) recoupent les structures (Gonord et Rolet, 1976). Elle pourrait correspondre à la phase 3 évoquée par Guardia (1975, p. 34) qui en minimise les effets dans les Traras.

**- Mouvements tardifs** mis au compte d'une "orogenèse post-tectonique" selon Guardia (1975) rajeunissent les anciennes structures. Ils engendreraient les fractures N 60 qui décrochent et verticalisent les surfaces d'écaillage. L'âge de ces mouvements ne peut être précisé sur le seul secteur d'Honaïne ; toutefois, ils sont probablement contemporains des mouvements qui induisent au sein de la "formation de la Montagne des Lions" la discontinuité pressentie entre les terrains du Westphalien C-D et ceux du Stéphanien A-B.

## 1.4- Conclusion

A partir de l'étude structurale du secteur NE des Traras, il est mis en évidence l'existence d'une tectonique en compression majeure postérieure au Viséen supérieur. Cette phase se manifeste :

- par le chevauchement des unités à matériel anté-viséen qui sont probablement déjà écaillées lors des phases paroxysmales éovarisques comme c'est le cas dans tous les massifs voisins du domaine atlasique marocain (Hoepffner, 1987) ;

- par l'écaillage de la série volcano-sédimentaire du Viséen supérieur probable. Ces données sont en accord avec le schéma de la tectogenèse hercynienne établi dans la Meseta orientale marocaine (Hoepffner, 1987) et en prouvent le prolongement en Oranie. On peut penser que compte tenu du style structural, bien des contacts attribués à des discordances cartographiques correspondent en réalité à des contacts tectoniques ; ce qui engage à une certaine prudence fondée sur les seules comparaisons des faciès. Enfin ces données peuvent apporter des éclaircissements sur le manque de rapports visibles entre les formations de

même âge : calcaires à Tentaculites et flyschs dévoniens, calcaires récifaux et complexe volcanique viséens.

## 2 - MASSIF DE MADAKH

### Introduction

- **Cadre géographique** (feuille des Andalouses au 1/50 000).

Le plus occidental des massifs littoraux d'Oran, celui de l'Oued Madakh est formé de reliefs disposés sur deux alignements SW-NE : au Nord le Djebel El Akahl (322 m) et le Djebel Bou Khedima (280 m) ; au Sud, le Djebel Taroneit (416 m) et le Djebel Houissy (424 m). Les crêtes dominent de profondes vallées creusées par l'Oued Madakh et son affluent oriental le Chabet Houissy.

- **Cadre géologique**

Le Paléozoïque de Madakh (fig. 16) affleure à la faveur d'une boutonnière anticlinale au milieu des séries sédimentaires, principalement marneuses, et volcaniques du Miocène supérieur. Il constitue une partie d'un grand ensemble structural à terrains primaires métamorphiques venus à jour par le jeu de mouvements épirogéniques postérieurs à la mise en place des nappes tertiaires. Il est considéré, depuis les travaux de Fenet (1975) comme l'autochtone relatif de ces unités allochtones et notamment de "l'allochtone métamorphique carbonaté" qui constitue l'ossature des "massifs à schistosité", à matériel jurassique et crétacé.

**Historique des recherches**

- Gentil (1896) signale la présence d'albite d'origine métamorphique dans la "série carbonatée" de Madakh .

- Doumergue (1924) figure sur la carte géologique des Andalouses au 1/50.000 : une formation schisto-gréseuse et conglomératique carbonifère ; une formation schisto-gréseuse permienne ; des calcaires limoniteux discordants sur les deux termes précédents et attribués au Lias.

- Tinthoin (1948) reconnaît la structure anticlinale de l'ensemble rapporté au Permo-Trias coiffé par une lame de dolomies liasiques.

- Sadran (1952 et 1958), dans la description des "épontes" de la serpentine de l'Oued Madakh, fait état de "terrains jurassico-crétacés, fortement plissés" avec notamment "200 m de calcaires au toit de la serpentine". Il souligne l'existence "d'un décrochement qui

# CARTE GEOLOGIQUE DU MASSIF DE MADAKH (secteur oriental)

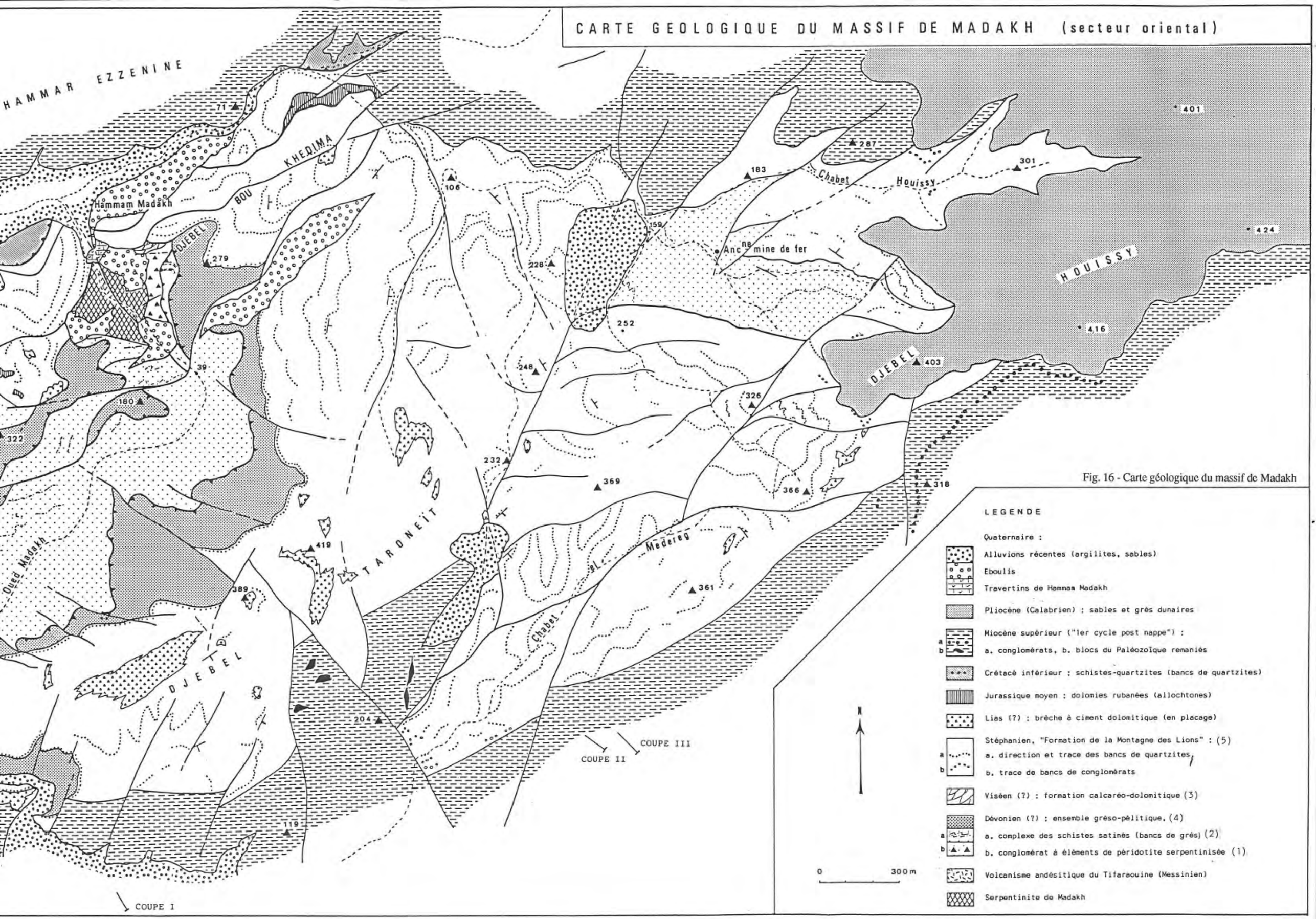



Fig. 16 - Carte géologique du massif de Madakh

coïncide avec l'emplacement de la cluse de l'Oued Madakh" et de "failles entre la serpentine et les calcaires".

- Fenet (1975) découvre des contacts plats. A partir des résultats cartographiques de Doumergue, il propose une réinterprétation des faciès schisto-gréseux "permiens" qui deviennent pour partie carbonifères, et qui , associés à une "formation schisto-gréseuse et conglomératique datée au Djebel Khar, constituent une unité autochtone". Ensuite, il regroupe les terrains liasiques de Doumergue et une partie du Permien en un "ensemble schisto-dolomitique" qu'il rapporte au Lias (ou à l'Infralias) et qu'il charrie sur l'unité précédente. Il conclut à l'existence de deux phases de déformations à schistosité avec "une intensité maximale pour la première qui atteint le faciès à biotite".

- Dubel et Rolet (1975 et 1976, textes inédits) dressent une carte au 1/25 000 où apparaissent 5 unités structurales superposées découpées en lames tectoniques. Dans chaque unité, ils précisent le contenu lithologique et analysent les déformations. Ils déterminent pour l'ensemble du massif 3 phases de plissements schisteux dont 2 synmétamorphes, suivies de plusieurs épisodes de tectonique cassante dont certains très récents. Enfin, ils attribuent ces déformations "mégascopiques" aux différentes phases de la tectogenèse alpine.

- Dans une récente mise au point (Centène, Ciszak et Lacas, 1984) appuyée sur le levé d'une carte au 1/10 000, nous proposons une nouvelle interprétation de la lithostratigraphie et de l'organisation des terrains paléozoïques de ce massif (fig. 16 et 17). Cette interprétation implique une évolution géodynamique comparable à celle qui est connue de la chaîne hercynienne de la Meseta orientale marocaine.

## 2.1- Grands ensembles lithologiques

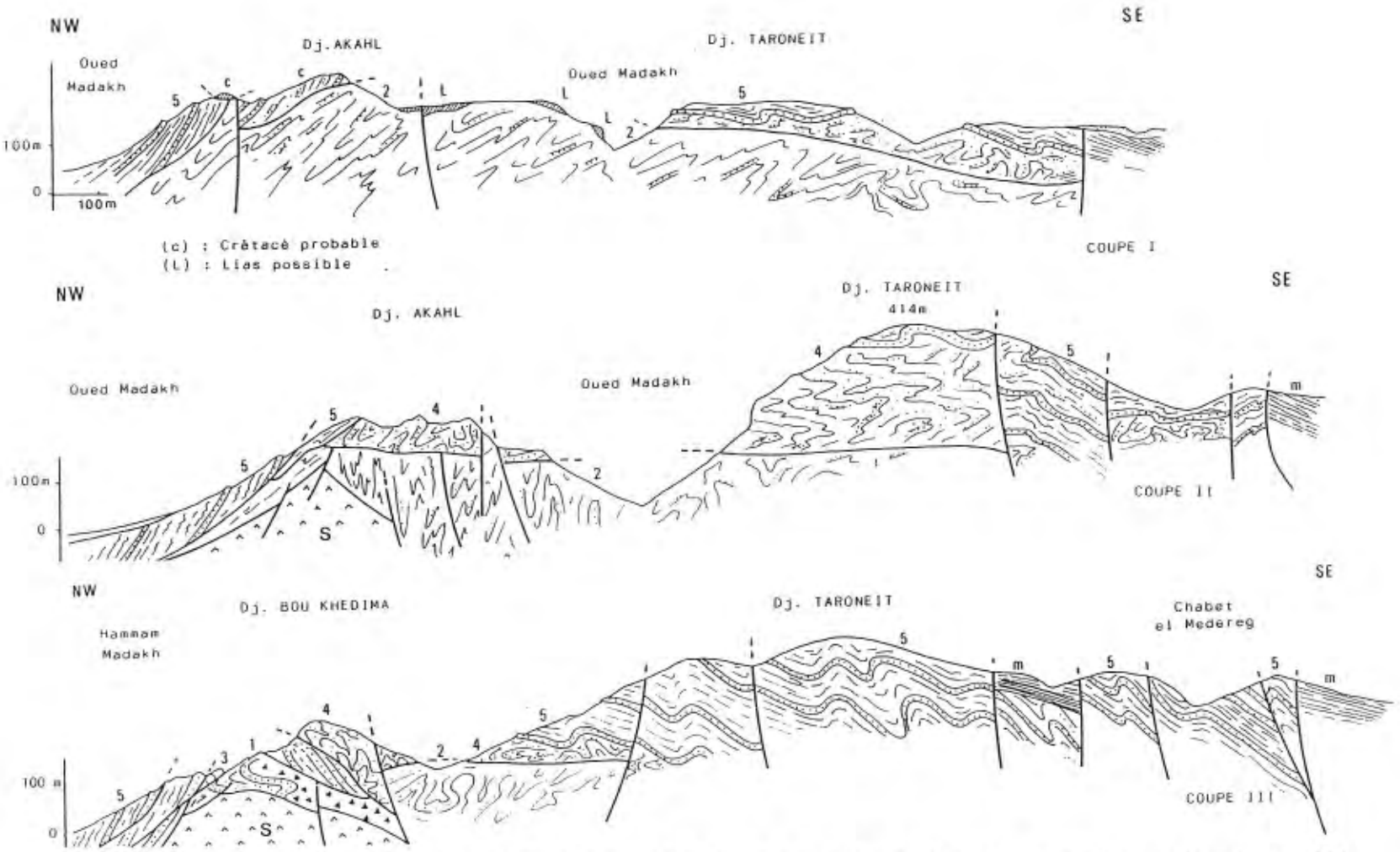
Les terrains primaires du massif de Madakh sont regroupés en 5 formations ; ils constituent dans la cluse de l'Oued Madakh un ensemble sédimentaire associé à des serpentinites (roches ultrabasiques serpentinisées) dont nous discuterons la signification et l'origine.

### 2.1.1- Formations sédimentaires paléozoïques

#### Description

Ces formations sont numérotées de 5 à 1 dans l'ordre de superposition sous lequel elles apparaissent dans la cluse de l'Oued Madakh (fig. 16 et 17, pl. 2 A et A') :

(5) - Une formation schisto-gréseuse et conglomératique encapuchonne entièrement la structure à l'Est (Djebel Bou Khédima) ; vers l'Ouest, elle constitue le flanc nord du Djebel El Akahl ; au Sud, cette formation occupe les hauteurs du Djebel Taroneït.




5 - Formation schisto-gréseuse et conglomératique (Namuro-Westphalien probable) : 4 - Ensemble gréso-schisteux (Dévonien possible) ; 3 - Assise dolomitique (Viséen possible) ; 2 - Complexe de schistes satinés (Dévonien possible) ; 1 - Complexe bréchique (Dévonien possible) ; (m) - Miocène ; (S) - Serpentinite

Fig. 17- Coupes géologiques à travers le massif de Madakh

La limite inférieure est une surface de discordance et de ravinement. La limite supérieure se situe sous les marnes miocènes ou sous les sables dunaires plio-quaternaires discordants ; elle correspond localement au chevauchement de dolomies d'âge secondaire.

La coupe de référence relevée sur la rive gauche de l'Oued Madakh complétée par le versant nord du Bou Khedima montre une assise bréchique (2-3 m) surmontée par une succession (100 m) de séquences de 20 à 30 m d'épaisseur associant des pélites noires et des quartzites rubanés ; à la partie supérieure apparaissent des bancs conglomératiques.

(4) - Un ensemble gréso-schisteux occupe le sommet des Djebels El Akahl et Bou Khedima, ainsi que la face septentrionale de la crête du Djebel Taroneit. Il correspond à "l'ensemble schisto-dolomitique" de Fenet (1975, p. 199-201).

La limite inférieure est un contact tectonique. L'ensemble est surmonté en discordance angulaire par la formation précédemment décrite (5).

L'épaisseur apparente 200-250 m est peu significative, l'ensemble étant intensément déformé.

La coupe de référence est la face occidentale de la crête du Bou Khedima. Elle montre essentiellement des grès calcareux ocres, dolomitisés et hématisés, en bancs pluridécimétriques ; certains bancs sont franchement carbonatés, verdâtres. Par ailleurs, ces grès présentent des lamines à grains plus grossiers qui soulignent une déformation intense. Ces grès alternent avec des pélites versicolores grises ou vertes, en interlits centimétriques ou millimétriques.

L'intensité des déformations a eu pour conséquence le fluage et l'étirement des flancs de plis isoclinaux décimétriques conduisant jusqu'à la rupture des charnières anormalement renflées et bourrées de schistes cristallins et de quartz d'exsudation. Ces éléments roulés et boudinés prennent l'aspect de "rognons" qui confèrent à certains bancs l'allure d'un poudingue.

(3) - Une assise carbonatée forme une barre (10 m) qui affleure sur une centaine de mètres sur le versant occidental du Bou Khedima ; associée à des schistes satinés gris, elle repose en discordance angulaire sur une unité tectonique qui inclut un conglomérat (1). Vers l'Ouest, elle se réduit à de petits copeaux tectonisés, par exemple entre la serpentinite et la formation détritique (5) sur les hauteurs de la cluse de l'Oued Madakh (Dj. Akahl).

Il s'agit d'un calcaire dolomitique et gréseux, massif, à niveaux bréchiques, limoniteux. L'examen microscopique montre sur un fond microcristallin de calcite en mosaïque, des grains arrondis de quartz (jusqu'à 50%), plus rarement des cristaux hérités de sphène, de séricite, des feldspaths potassiques ; les fissures et les espaces intergranulaires sont occupés par des rhomboèdres de dolomite associés à des minéraux opaques (oxydes de fer) ; les vacuoles sont tapissées de calcite zonée à croissance radiale et

en voie de dolomitisation. La microstructure ne présente aucune réorientation des minéraux (Centène, Ciszak et Lacas, 1984).

(2) - Un complexe de schistes satinés gris affleure dans le fond des gorges de l'Oued Madakh et sur la partie occidentale du Djebel Akahl.

Les limites sont tectoniques ; l'épaisseur est difficile à évaluer (plus d'une centaine de mètres).

Cet ensemble à dominante schisteuse renferme assez fréquemment des petits bancs décimétriques de grès fins à ciment dolomitique ferrugineux de couleur ocre, plus rarement des bancs de quartzites. Ce faciès rappelle celui d'un flysch.

(1) - Un complexe conglomératique affleure au bas de la pente occidentale du Djebel Bou Khedima (au fond de la cluse de l'Oued Madakh).

Il s'agit d'un ensemble très tectonisé, à structure interne confuse, en contact mécanique avec la serpentinite sous-jacente et l'ensemble schisteux (2) sus-jacent. On distingue des schistes gréseux vert sombre associés à des bancs de grès et à des éléments exotiques polygéniques et hétérométriques disposés sans ordre apparent. Parmi les constituants essentiels on relève :

- des masses volumineuses, métriques, d'un pseudo-poudingue à éléments altérés, centimétriques, de forme sphéroïde, isolés par un matériau argileux noir plus ou moins feuilleté. Ce débit rappelle celui "en pelure d'oignon" des articles prismatiques de certains basaltes ;

- des roches noires à reflets verdâtres, de forte densité. Certaines présentent de larges sections à éclat submétallique et des irisations violacées (comme le montrent certains pyroxènes). L'analyse pétrographique (P. Monchoux, UPS Toulouse III) d'un de ces fragments fait apparaître dans une texture grenue, de grandes amphiboles subautomorphes zonées (brunes au centre, vertes sur les bords) qui renferment des cristaux de biotite, d'apatite, de fines aiguilles de rutile et des minéraux opaques ; ces amphiboles présentent aussi des inclusions très circonscrites d'amphibole fibreuse blanche (trémolite), de talc et de calcite qui sont probablement des produits de rétromorphose d'anciens pyroxènes (diopsides ?). La biotite montre de rares inclusions de zircon ; elle passe fréquemment à une chlorite et se substitue localement à l'amphibole brune. L'albite, intersticielle, remplace probablement un ancien plagioclase plus calcique. Des carbonates (vraisemblablement de la calcite) occupent les vacuoles ou forment des produits d'altération(?). L'apatite est relativement abondante. Enfin on observe de rares cristaux d'allanite.

La roche serait comparable à une péridotite (à grandes amphiboles) de la variété des cortlandites. L'existence de ces roches est probablement liée à celle des serpentinites ;

- des calcschistes sombres dont l'étude microscopique révèle la présence de calcite et de trémolite, en grande quantité, de pyrite et de zircon, assez fréquents, et de sphène, plus

rare. La microstructure révèle l'existence d'au moins deux phases de plissement avec schistosité ; les aiguilles de trémolite accompagnées par la pyrite soulignant une foliation (S1) engendrée lors d'une première phase. Cette paragenèse indique un métamorphisme d'épizone ("faciès schistes verts").

- des calcaires métamorphiques qui associent la calcite à des minéraux opaques dont la magnétite ;

- des calcschistes au sein desquels la calcite est enveloppée dans une matrice phylliteuse à chlorite (à talc), à épidote et à pyrite.

- des quartzites blancs avec des minéralisations punctiformes de pyrite et de galène.

### Interprétation stratigraphique

L'absence quasi totale de débris d'organismes déterminables rend les attributions stratigraphique hypothétiques. Toutefois des comparaisons peuvent être tentées avec des dépôts hercyniens de la partie centrale de l'édifice nord-maghrébin (Tiffrit, Ghar Rouban, Traras), ou encore des boutonnières de la Meseta marocaine :

- la formation schisteuse et conglomératique (5) est attribuée (*cf.* précédemment) au Carbonifère supérieur (Westphalien inférieur, voire Namurien).

- la dolomie (3) pourrait représenter le seul épisode carbonaté d'extension régionale connu au Viséen supérieur ;

- l'ensemble gréso-schisteux (4) est rapporté au Dévonien pour un faciès détritique de type flysch largement représenté dans ce secteur de la chaîne, et dont l'âge s'échelonne de l'Emsien au Frasnien (Hoepffner, 1987) ;

- dans le complexe schisteux (2) antérieurement attribué au Permo-carbonifère (Fenet, 1975), les grès présentent de nombreuses analogies avec ceux de l'ensemble précédent, par la texture, le faciès et le style des déformations. Les analogies sédimentaires militent en faveur d'un dépôt effectué dans des conditions voisines même si les positions respectives de ces deux termes ne permettent pas de les situer stratigraphiquement l'un par rapport à l'autre. L'hypothèse selon laquelle l'ensemble (4) correspondrait au développement (ou la base) des séquences pélito-gréseuses de ce complexe s'avère plausible ; aussi nous proposons d'attribuer au complexe (2) le même âge que l'ensemble précédent (Dévonien possible) ;

- dans l'hypothèse où l'assise carbonatée serait viséenne, l'ensemble (1) se trouverait cantonné dans le Dévonien (moyen ou inférieur). Cette attribution n'est pas sans importance pour ce qui concerne le problème structural posé par l'existence de roches ultrabasiques dans le massif de Madakh.

### 2.1.2- Roches ultrabasiques serpentinisées

**- Localisation**

A la masse de serpentinites traversée par l'Oued Madakh entre le Djebel El Akahl et le Bou Khedima, et à plusieurs pointements déjà repérés (Sadran, 1958, Fenet, 1975) sur la crête et la terminaison occidentale du Djebel El Akahl, il convient d'ajouter un nouvel affleurement métrique mis à jour en amont d'un affluent du Chabet Houissy (vers X = 164,15, Y = 266,1).

**- Description**

Les affleurements de la cluse de l'Oued Madakh montrent une roche compacte, bien que découpée en blocs prismatiques par des diaclases qui pourraient être liées aux phénomènes de serpentinisation (généralement accompagnés d'augmentation de volume) de la roche originelle. Localement la surface de ces blocs, striée et tapissée d'asbeste (minéraux fibreux), évolue en surface de cisaillement.

**- Etude pétrographique et comparaisons**

Les serpentinites de l'Oued Madakh ont fait l'objet d'une analyse pétrographique détaillée (Sadran, 1952, 1958). Il s'agit, ici, de roches à structure litée, entièrement serpentinisées où n'apparaissent ni amphiboles, ni pyroxènes, ni péridots, mais seulement des grains de chromite et de sphène ; la proportion de carbonate augmente du centre de la masse vers les épontes. Il n'est donc pas aisé de les rattacher à une variété particulière de roches ultrabasiques. Elles pourraient correspondre, toutefois soit à des harzburgites soit à des lherzolites (J.-Y. Cottin, com. orale), lesquelles sont souvent accompagnées de cortlandites (comme dans les Pyrénées).

**- Mode de gisement**

Le mode de gisement filonien est rejeté, avec raison, par Sadran (1952) et Fenet (1975), car l'encaissant de la roche ne porte aucun indice d'une mise en place intrusive. En revanche, nos levés cartographiques nous conduisent aux mêmes conclusions que celles de Fenet (1975, p. 190) selon lesquelles les serpentinites de Madakh sont "coincées dans des accidents majeurs" à l'instar d'autres éléments du socle figurant dans les massifs littoraux. Par ailleurs, notre interprétation de la structure du massif de Madakh (*cf.* paragraphe 2.2) nous incite à attribuer à ces roches une mise en place hercynienne.

Autrement dit, les serpentinites de Madakh constitueraient des copeaux tectoniques d'anciennnes péridotites mantelliques issues d'un socle (cristallin) impliqué dans la tectogenèse hercynienne et mis à jour par la tectogenèse alpine. Dès lors se pose le problème de l'origine et de la signification de cet élément du manteau.

**- Interprétation de l'origine paléogéographique des roches ultrabasiques de Madakh**

***Sur l'existence et la nature du socle éohercynien***

Les conglomérats de l'Oued Madakh révèlent l'existence d'un socle en voie de démantèlement à proximité du milieu de leur dépôt. La nature des éléments indique que ce socle comporte des calcaires métamorphiques et un complexe magmatique basique et ultrabasique qui inclut les péridotites serpentinisées de Madakh (dans l'hypothèse retenue selon laquelle celles-ci sont hercyniennes et non alpines). A ces composants il convient d'ajouter d'autres formations métamorphiques dont on retrouve les témoins soit emballés dans le "Trias", soit remobilisés dans des accidents majeurs alpins du domaine allochtone tello-rifain :

- Parautochtone

Sadran (1952, p. 24) a trouvé dans les Iles Habibas (au large de Madakh) un bloc d'une roche à gros cristaux de diallage et de grenat, de trémolite, d'antigorite et de chrysotile, que l'on pourrait rapprocher d'une diallagite serpentinisée à grenat (métapyroxénolite). Toutefois, la "texture grenue typique" et la paragenèse permettent selon ce même auteur (Sadran, 1958, p. 206) de "classer cette roche parmi les lherzolites classiques".

- Allochtone tello-rifain

Delteil (1974, p. 16) fait état d'un bloc d'une pyroxénolite reconnue comme une webstérite (Kornprobst et Delteil, 1976) "dans un contact anormal" des unités telliennes des Monts de la Mina.

Le "complexe triasique" (*sensu* Guardia, 1975) nouvellement désigné par "Complexe bréchique à matrice gypseuse" (part. 2, chap. II) renferme de nombreux éléments remaniés magmatiques et métamorphiques, témoignant de la nature d'un socle cristallin vraisemblablement éohercynien. Les roches métamorphiques sont représentées entre autres par des gneiss migmatitiques, des pegmatites gneissifiées, des kinzigites à passées leptynitiques (Lucas, 1952 ; Guardia, 1975, p. 153 ; Midoun, 1987), des roches que l'on trouve souvent associées à des granulites ; elles s'ajoutent aux amphibolites reconnues dans plusieurs affleurements

***Localisation paléogéographique du socle éohercynien***

La position structurale du massif de Madakh laisse supposer pour le dispositif hercynien, comme pour les nappes telliennes, une origine paléogéographique septentrionale. Dans ce nouveau schéma, la patrie des péridotites serpentinisées devrait être reportée

encore plus vers l'Est si l'on tient compte du style tangentiel et de la polarité EW (mesures actuelles de Hoepffner, 1987) des déformations éovarisques. Les roches ultrabasiques de Madakh (dans le cas où elles sont hercyniennes) pourraient donc provenir de la zone tectonisée qui, à la limite septentrionale du continent Gondwana, est interprétée par Lefort (1989, et fig. 19) comme une géosuture majeure ("suture acadienne"). Celle-ci, résultat d'une subduction continentale au cours de laquelle le continent de Gondwana plongeait vers le Nord sous le continent de la Laurentia est notamment jalonnée de *gabbros, de basaltes, de dolérites, de serpentinites ("Beja-complex") et d'orthogneiss siluro-dévoniens* chevauchant vers le Sud [cependant cet auteur dénie pour le complexe magmatique de Beja (SPZ ou Zone Sud-Portugaise) un caractère ophiolitique (*s.s.*), mais lie sa mise en place à des mouvements distensifs d'arrière-arc].

**- Signification des serpentinites de Madakh**

A la lumière de ces données, il est possible d'envisager plusieurs possibilités :

- bloc de péridotites litées, à cumulats (Harzburgite), d'une ancienne série ophiolitique, remobilisé dans la tectogenèse hercynienne ;

- élément du manteau supérieur mis à jour à la faveur de la dénudation tectonique d'une marge continentale étirée pendant un régime d'expension océanique (calédonien?) selon le modèle du banc de Galice de Boillot et *al.* (1986) ;

- copeau d'un complexe ultrabasique intracontinental qui était auparavant, accompagné de roches métamorphiques du faciès granulite ;

- roches mantelliques remontées sous la forme d'écailles par des cisaillements (type Lherzolites des Pyrénées).

Nous serions tenté d'adopter cette dernière interprétation pour une mise en place des serpentinites qui s'intègre bien dans le contexte géodynamique de la marge septentrionale du craton ouest-africain pendant le Dévonien. Cette hypothèse n'exclut pas pour autant les trois autres qui évoquent une autre origine possible de ces mêmes péridotites.

### 2.1.3- Conclusion : Cadre paléogéographique de Madakh au Dévonien

Les conglomérats de Madakh, présumés dévoniens, proviennent vraisemblablement du démantèlement de reliefs qui, compte tenu de ce que l'on connaît ailleurs des déformations éovarisques, devaient se situer à proximité de la Zone Sud-Portugaise traversée par la ligne de suture ligéro-acadienne (modèle de Lefort, 1989, et voir fig. 19). Leur développement s'effectuerait dans une zone effondrée au Sud de ces reliefs ; celle-ci replacée dans un schéma paléogéographique déjà proposé (Hoepffner, 1987) pourrait correspondre au "bassin"

des flyschs dévoniens (Emsien-Frasnien) dont les ensembles pélito-gréseux [(3) et (5)] de Madakh, seraient les représentants. Ce "bassin" allongé N 70 à N 80 (selon Hoepffner, 1987) est induit, durant le Dévonien, par une tectogenèse en distension qui se manifeste dans la partie orientale de la Meseta marocaine, les Traras, mais aussi dans la région de Ghar Rouban et à Tiffrit, où se déposent les flyschs.

Or, au Maroc oriental, ce "bassin" des flyschs est limité au Nord par des zones hautes, émergées, tel le "bloc des Sehoul" dont un appendice oriental fournit les matériaux constitutifs des "conglomérats d'Imouzzer du Kandar" datés de l'Emsien (Charrière, 1990). Il est alors logique de tenter un rapprochement entre ces deux dépôts de nature et de position comparables sur la bordure nord du "bassin" des flyschs ; sans préjuger toutefois d'une mise en place rigoureusement contemporaine. Ils reflètent en tous cas, la nature polygénique d'un susbtratum structuré par des mouvements hercyniens précoces relevant d'une "orogénie acadienne" (Hollard, Michard et Piqué, 1976).

Les mouvements antévarisques acadiens se traduisent sur la marge septentrionale du craton ouest-africain par de grands décrochements EW (Cailleux et *al.* , 1986) qui caractérisent notamment la "Zone Rabat-Tiflet" (Hoepffner, 1987 ; Charrière, 1990 ; El Hassani, 1990). Le jeu de ces accidents profonds ont pu favoriser dans un secteur septentrional (près de la Zone Sud-Portugaise) à l'Est du "Bloc des Sehoul", la mise en place de complexes ultrabasiques dont on retrouve les vestiges dans les conglomérats de Madakh. De même, ces linéaments fondamentaux réactivés pendant la phase de distension dévonienne, combinés ou non aux accidents N 70 (liés à l'ouverture du "bassin"), ont pu entraîner une remobilisation des péridotites dont celles de Madakh, voire celles du Boudoufoud (H. Gonord, comm. orale) seraient les témoins.

Par ailleurs, dans le cas le plus probable où les accidents EW et N 70 conjuguent leurs effets, l'image d'un unique "bassin" des flyschs devrait être remplacée par celle de plusieurs bassins dans un système en transtension. Ce dispositif correspond mieux aux modèles de bassins évoluant sur une marge en distension contrôlée par des cisaillements.

## 2.2- Structure du massif de Madakh

### 2.2.1- Découpage structural

A partir des études cartographiques et structurales effectuées notamment au niveau de la cluse de l'Oued Madakh (fig. 16) , nous avons mis en évidence (Centène, Ciszak et Lacas, 1984) trois grands ensembles structuraux :

- une unité tectonique inférieure (A), formée de lames tectoniques empilées, à contenu lithologique distinct ;

- une unité supérieure (B), constituée exclusivement du terme gréso-schisteux (4) et qui repose en contact anormal plat sur une unité inférieure (A) ;

- l'ensemble schisto-gréseux et conglomératique (5), discordant tectoniquement sur les deux unités précédentes et qui recoupe le contact anormal les séparant.

### 2.2.2- Description des unités structurales

#### • *L'unité tectonique inférieure (A)*

Cette unité regroupe plusieurs formations limitées ou découpées par des accidents hercyniens (car cachetés par le Lias) déterminant des écailles tectoniques. La cluse de l'Oued Madakh permet d'observer ces lames (fig. 16, pl. 2 A et A', pl. 3 A et A'), et leur ordre de superposition au dessus de la serpentinite qui est le terme le plus profond.

Les structures relevées dans l'ensemble schisto-gréseux (2) largement représenté traduisent les effets d'une tectonique polyphasée :

- à l'échelle du banc, on distingue des plis semblables centimétriques à décimétriques, disharmoniques, à charnière généralement aiguë (pl. 6 A, B et C). Ces structures sont reprises par des plis semblables d'échelle métrique à pluridécamétrique quelquefois disposés en échelons sur des centaines de mètres comme on peut l'observer sur les versants nord et sud du Djebel El Akahl. La plasticité du matériel masque la géométrie de structures plus grandes et les discontinuités majeures ;

- l'analyse des lames minces (Dubel et Rolet, 1975, 1976 ; Centène, Ciszak et Lacas, 1984), des moyennes et des petites structures montre l'existence de trois phases de plissements avec schistosité :

• une première phase P1 est à l'origine de plis semblables aigus, intrafoliaux. Elle est accompagnée du développement d'une génération de biotite bien exprimée dans une foliation S1 généralement parallèle à la stratification. Cette biotite est associée à du quartz, de l'albite et de la dolomite constituant une paragenèse qui indique un métamorphisme syncinématique mésozonal ;

• une deuxième phase P2 engendre des plis semblables étirés soulignés par les quartz de la phase 1. Une schistosité de plan axial S2 est marquée par la séricite et la chlorite qui traduisent un métamorphisme d'épizone provoquant aussi des rétromorphoses de biotite de phase 1 en chlorite.

Cette deuxième phase induit à une autre échelle, un premier boudinage qui déforme les quartz de première génération, l'apparition de quartz d'exsudation, des étirements et un laminage mis en évidence localement par des brèches. Ces manifestations traduisent des déformations de type cisaillant synchrones ou légèrement postérieures à cette phase.

• la troisième phase P3 se manifeste par des microchevrons qui déforment la schistosité S2.

Cette troisième phase est génératrice de plis concentriques décamétriques dont l'axe est proche de celui des plis de phase 2 mais dans des plans sécants. Elle s'accompagne également d'une schistosité de fracture de direction N 50-60 déterminant une linéation d'intersection ("crenulation cleavage") et d'un deuxième épisode de boudinage.

### • *L'unité tectonique supérieure (B)*

L'intensité de la déformation y est remarquable ; il s'y développe des plis à toutes les échelles. Les trois phases plicatives à schistosité précédemment décrites s'expriment plus particulièrement de la façon suivante :

- La phase 1 est marquée par des plis à charnière aiguë, imprimant aux bancs gréseux une allure (pl. 3 C et 4 D) très comparable à celui des bancs de grès de l'unité précédente ;

- La phase 2 déforme les plis précédents (pl. 3 B et C) donnant, à l'échelle centimétrique, des figures d'interférence qui rappellent des plis d'écoulement (pl. 6 D). Vers la base de l'unité, les surfaces des plis d'échelle décamétrique, ne sont pas planes mais affectées de torsions et basculées soit vers le Nord soit vers le Sud donnant, par exemple sur la face occidentale du Bou Khédima des structures en éventail (pl. 2 B). Ces plis sont ensuite tronqués au niveau d'un contact plat (pl. 2 C) qui s'accompagne dans l'unité sous-jacente par une intense bréchification ;

- La phase 3 reprend les structures antérieures. Elle s'exprime par une schistosité de fracture, des microplissements (chevrons) ou des plis en champignon (pl. 5 A et B). Dans certains bancs de grès, ces microplissements entraînent des disharmonies entre les lamines (pl. 5 A), créant des espaces minéralisés par des oxydes de fer (oligiste, hématite). Un deuxième épisode de boudinage (pl. 5 D) se superpose à celui de la phase 2 donnant des figures d'interférence qui se traduisent dans les interlits schisteux par le "faciès peau de serpent" (pl. 5 C).

### • *L'ensemble discordant (5)*

Dans les poudingues, l'allongement des galets s'effectue fréquemment selon une orientation N 60 à N 70 (Fenet, 1975). Les pélites et les quartzites enregistrent également une schistosité de fracture proche de N 60 qui est globalement la direction de l'axe de l'antiforme que dessine l'ensemble du massif. Cette déformation relève vraisemblablement de la phase 3 probablement alpine.

### 2.2.3- Fracturation majeure hercynienne

Les lames tectoniques précédentes résultent d'une fracturation hercynienne de caractère tangentiel :

- les failles listriques de l'ensemble (A) limitent la base des unités tectoniques qui sont, en apparence, décollées et déplacées vers le Nord. L'absence de relations entre les structures d'une rive à l'autre de la cluse traduit la présence d'une faille ancienne alignée sur la vallée mesurée à N 140 ;

- le contact entre les deux ensembles (A) et (B) est mis en évidence au niveau de la cluse par : la superposition des niveaux essentiellement gréseux formant un escarpement sur une assise beaucoup plus tendre et ravinée (Djebel Taroneit) ; le comportement disharmonique des deux ensembles structuraux de compétence opposée ; le rabotage des plis de l'ensemble supérieur (B) et le laminage des écailles de l'ensemble inférieur (A) accompagné de bréchification et de mylonitisation. Ce contact est déformé par des phases ultérieures selon des directions N 60 et N 140 qui affectent les dolomies mésozoïques discordantes ou allochtones.

#### En résumé

Dans chacune des unités structurales (A) et (B) du massif de Madakh on constate l'existence de 3 phases de déformations souples à schistosité. Les deux plus anciennes sont accompagnées respectivement d'un métamorphisme dont l'intensité atteint l'isograde de la biotite et d'un métamorphisme épizonal qui induit le faciès "schistes verts" (Fenet 1975). La deuxième phase est également accompagnée ou immédiatement suivie de mouvements cisaillants auxquels on attribue la plupart des contacts anormaux au sein de chacune des unités. La signification du contact entre (A) et (B) sera discutée ultérieurement.

Toutes ces structures sont modelées par au moins une troisième phase plicative à schistosité , et recoupées par des accidents récents qui ont rejoué à la faveur des phases tectoniques alpines :

- la phase 3 induit une schistosité de fracture N 60 ; elle est sans doute responsable de l'allure en voûte anticlinale que dessine le massif ;

- des failles N 60 empruntent les plans de schistosité précédents ; elles découpent le massif en écailles. L'intensité de cet écaillage se manifeste notamment dans le Djebel Houissy où l'ensemble schisto-gréseux (2) affleure en boutonnière au milieu des formations schisto-quartzitiques attribuées au Carbonifère supérieur ; dans ce secteur, le contact anormal septentrional, à pendage faible vers l'Ouest, est souligné par une brèche fortement minéralisée, des copeaux de socles représentés, selon Fenet (1975, p. 190), par des plagioclasites, et des blocs de serpentinites. Ces failles ont fonctionné par la suite en failles normales, puis plus tardivement en décrochements ;

- des contacts N 60 marquent aussi le chevauchement sur le Carbonifère de dolomies mésozoïques associées ou non à des schistes satinés ;

- des failles normales N 60, néogènes ou quaternaires , certaines très redressées, limitent le horst paléozoïque de zones effondrées à couverture miocène ;

- des décrochements N 20 à jeu sénestre ;

- des décrochements N 140 à jeu dextre qui sont les plus récents.

### 2.3- Conclusion- Essai de chronologie relative des principales étapes sédimentaires et tectoniques hercyniennes dans le massif de Madakh

Les grands traits sédimentaires et structuraux mis en évidence par cette étude du massif de Madakh relèvent de l'orogenèse varisque. Les caractères d'ordre tectonique donnent une idée du style des déformations hercyniennes et en suggèrent la succession. En l'absence de tout marqueur paléontologique, nous avons tenté d'établir des comparaisons avec les événements sédimentaires et tectoniques datés dans les boutonnières paléozoïques de la région et ainsi de proposer une chronologie cohérente pour ceux de Madakh.

1) Ces événements débutent par le développement d'une sédimentation rythmique argilo-gréseuse de type flysch [ensembles (2) et (5)], précédée ou accompagnée de décharges détritiques grossières [complexe conglomératique (1)]. Celles-ci témoignent du démantèlement d'un socle métamorphique polygénique probablement émergé, comportant les témoins d'un magmatisme ultrabasique et affecté d'au moins deux phases de plissements [mises en évidence dans les galets de marbres à trémolite du conglomérat (1)]. Ces dépôts s'effectuent dans un bassin formé pendant une période de distension que les auteurs s'accordent à situer au Dévonien moyen dans cette partie de la chaîne.

2) Les données tectoniques indiquent que les déformations tangentielles cassantes des ensembles schisto-gréseux (2) et (4) sont postérieures ou subsynchrones à une deuxième phase de plissements synschisteux et synmétamorphes. Ces déformations respectivement dans les unités (A) et (B) sont donc logiquement contemporaines. Toutefois deux cas peuvent se présenter :

- soit l'unité (B) correspond à la lame tectonique supérieure (écaillée) du dispositif inférieur (A). Il n'y aurait dans ce cas qu'une seule phase d'écaillage ;

- soit cette mise en place à lieu après l'écaillage de l'unité (A). L'unité (B) constituerait une nappe charriée sur un substratum structuré autochtone ou parautochtone. Il y aurait dans ce cas deux phases de cisaillement consécutives.

Il convient alors de situer ces phénomènes tangentiels par rapport au dépôt de la formation carbonatée (3). Or il s'avère que cette formation n'enregistre aucune des deux premières déformations constatées dans les autres lames des unités (A) et (B). De plus, on ne distingue à l'affleurement aucun représentant de cette nature qui ne cachète ou ne jalonne les contacts anormaux internes de l'ensemble du dispositif écaillé. Seule la référence à une sédimentation de plate-forme, ici soumise à des influences terrigènes, se développant dans la chaîne hercynienne des Traras et du Maroc nord-oriental nous suggère de proposer pour ces carbonates un âge viséen supérieur.

La synthèse de ces données nous amène à considérer entre le dépôt des formations argilo-gréseuses présumées dévoniennes et celui des terrains détritiques du Carbonifère supérieur, une évolution tectogénique qui comporterait :

- dans un premier cas, une seule phase d'écaillage antérieure au dépôt des calcaires. Elle relèverait des mouvements en compression éovarisques (ou phase bretonne). Cette phase, déjà pressentie dans les Traras, est aussi accompagnée par un métamorphisme marqué par des paragenèses qui peuvent comporter des biotites dans les boutonnières hercyniennes du Maroc nord-oriental (Hoepffner, 1987) ;

- dans un deuxième cas, une première phase génératrice de plis couchés et cisaillés antérieure au dépôt des calcaires, relevant de la phase bretonne. Une seconde phase tangentielle postérieure à ce dépôt pendant laquelle se mettent en place des nappes de glissement qui incluent ces calcaires ; ces déformations caractériseraient plus précisément la phase sudète mise en évidence dans les Traras et dans les boutonnières hercyniennes de la Meseta orientale marocaine.

3) Les déformations relevées dans les terrains carbonifères discordants et dans ceux de la couverture d'âge plus récent, achèvent de modeler le massif en se surimposant aux structures varisques et en les modifiant.

## PLANCHE 2

BOUTONNIERE PALEOZOIQUE DE MADAKH

**A** - Panorama de la terminaison orientale du massif "tello-rifain" de Madakh

Au premier plan, les Djebels Bou Khedima et Taroneit occupés par les terrains paléozoïques. En arrière plan le Djebel Hammar Ezzenine essentiellement constitué par les marnes et calcaires du Tortonien.

**A'** - Ensembles lithologiques et interprétation structurale du versant occidental du Bou Khedima (*les chiffres correspondent à ceux du texte p. 73-77)* :

1 : complexe conglomératique de Madakh (présumé dévonien)

2 : ensemble pélitique à intercalations gréseuses (Dévonien probable)

3 : assise carbonatée (Viséen possible)

4 : ensemble gréseux et pélitique (Dévonien probable) ; on remarquera l'intense déformation de ce matériel à dominante gréseuse formant l'unité supérieure (unité B)

5 : formation pélito-gréseuse et conglomératique apparentée à la Formation de la Montagne des Lions (Westphalien)

S : serpentinite de Madakh

E : éboulis

HM : travertins à feuilles de lauriers de Hammam Madakh (source d'eau chaude)

AK : sommet du Djebel Akahl d'où a été tiré la photo A

$\varphi$ : faille transverse de l'Oued Madakh ; les accidents sont soulignés par des traits épais

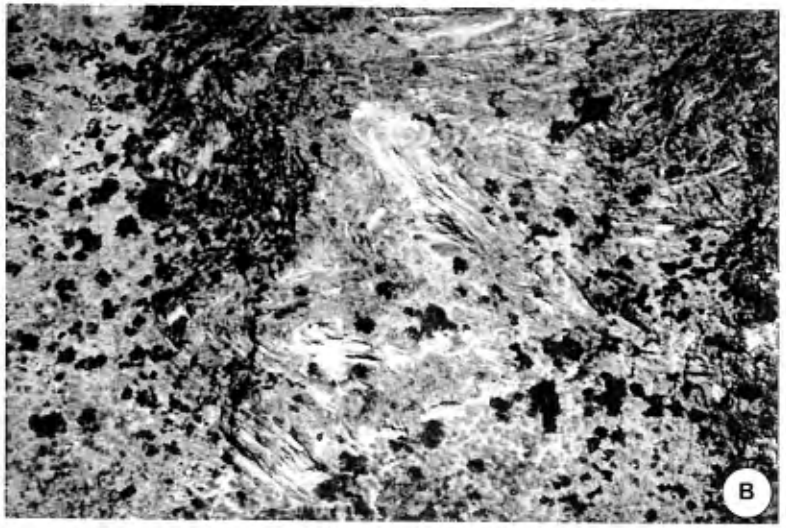
B : localisation de la photo suivante B

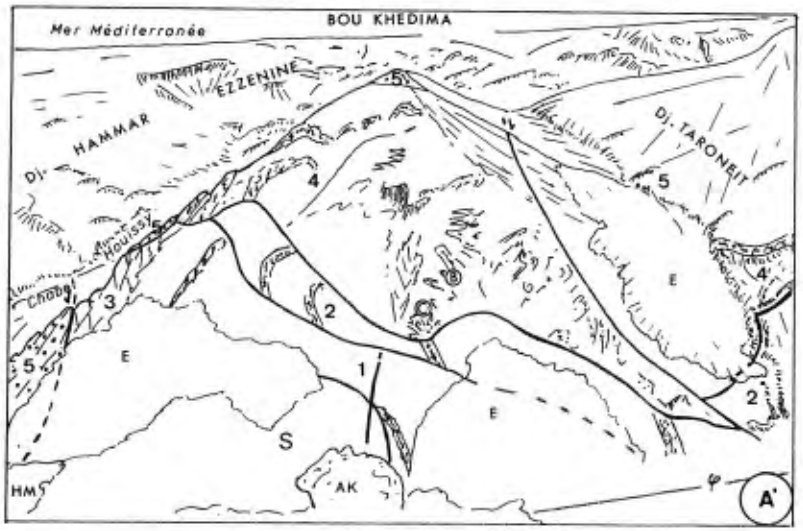
C : localisation de la photo suivante C.

**B** - Structure en éventail de l'ensemble 4 induite par la 2ème phase de plissement.

**C** - Plis tronqués au front du chevauchement de l'unité supérieure sur l'unité inférieure (unité A).


A


B


Mer Méditerranée
BOU KHEDIMA
EZZENINE
HAMMAR
Dj. TARONEIT
Oued Houissa
Chaabat
E
S
AK
HM
A'


C

PLANCHE 2

## PLANCHE 3

### BOUTONNIERE PALEOZOIQUE DE MADAKH

**A** - Panorama de la terminaison occidentale du massif de Madakh

Au premier plan le Djebel Akahl occupé par les terrains paléozoïques. En arrière-plan les reliefs formés par les produits du volcanisme andésitique du Tifarouine, d'âge messinien.

**A'** - Ensembles lithologiques et interprétation structurale du versant oriental du Djebel Akahl (*les chiffres de 2 à 5 correspondent à ceux du texte p. 73-77):*

2 : ensemble pélitique à intercalations gréseuses

2b : schistes satinés à feuillets de biotite

3 : assise carbonatée imprégrée en grande partie de limonite ; la minéralisation est liée à l'existence d'une faille normale à pendage nord

4 : ensemble gréseux et pélitique intensément déformé formant l'unité supérieure (unité B)

5 : formation pélito-gréseuse et conglomératique apparentée à la Formation de la Montagne des Lions (Westphalien)

6 : brèche à ciment dolomitique (Lias possible, *cf. p. 147*)

7 : brèches volcaniques et tufs andésitiques miocènes du Tifarouine

S : serpentinite de Madakh

M : ferme de Madakh ; les premiers bancs de conglomérats de la formation 5 affleurent à proximité, au sud de la ferme

BK : rocher de premier plan sur le versant occidental du Bou Khedima d'où a été prise la photo A

$\varphi$ : faille transverse de l'Oued Madakh (les accidents sont en traits épais)

**B** - Pli issu de la phase 2 d'axe NS, dans les Grès de la formation 4 (échelle : le marteau = 32 cm ; localisation : face occidentale du Bou Khedima)

**C** - Détail de la charnière du pli précédent.

Remarquer les microplis à charnière aiguë, de type semblable, intrafoliaux, issus de la phase 1 puis repris par la deuxième phase de plissement (échelle : le marteau).

*(l'âge des phases tectoniques hercyniennes est discuté p. 85)*







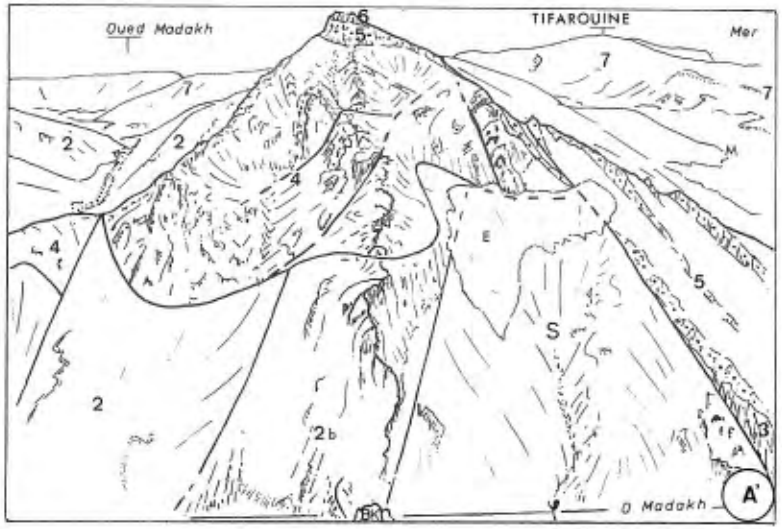






PLANCHE 3

## PLANCHE 4

BOUTONNIERE PALEOZOIQUE DE MADAKH

A - Formation 4 (localisation : flanc ouest du Bou Khedima)

Plis de la phase 3, d'axe N 60, reprenant les déformations de la phase 2 soulignées par les alternances décimétriques pélito-gréseuses de la charnière. Les déformations générées par la phase 1 sont bien visibles sur les flancs gréseux du pli de deuxième génération à charnière évidée (à droite de la photo).

**B, C, D** - Formation 4 (localisation : secteur occidental du Djebel Akahl)

L'étirement des flancs des plis semblables de phase 1, s'exagère jusqu'à la rupture des charnières occupées par les pélites recristallisées associées à du quartz d'exsudation, et anormalement renflées.

Les photos B et D montrent plusieurs étapes du phénomène [la végétation (en B) et le cache de l'objectif (en D) donnent l'échelle].

Les fragments de charnière roulés et boudinés lors de la phase 2 prennent souvent la forme d'amande dans la schistosité S2 et confèrent à certains bancs gréseux l'allure d'une brèche (photo C, la végétation donne l'échelle).

*(cf. part. 1, chap. II : p. 81-84)*

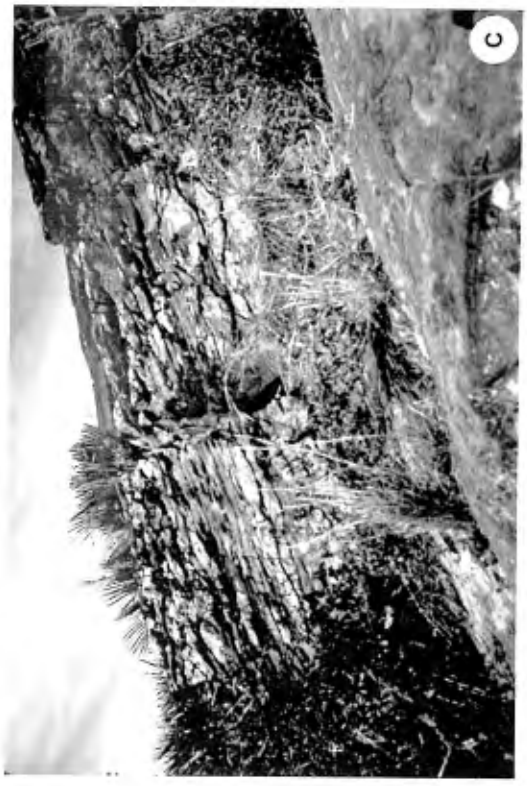
# PLANCHE 4









## PLANCHE 5

BOUTONNIERE PALEOZOIQUE DE MADAKH

(Formation 4 ; localisation : versant occidental du Bou Khedima)

**A** - Microplis en chevron caractérisant la phase 3.

La disharmonie s'exerce au niveau des interlits schisteux. Les charnières sont souvent occupées par des oxydes de fer (échelle : végétation, quelques centimètres) ;

**B** - Plis en champignon

La superposition des déformations de la phase 3 aux deux précédentes donne naissance à ce type de plis ("mushroom") (échelle : le marteau = 32 cm) ;

**C** - "Faciès peau de serpent"

Figure d'interférence acquise lors de la 3ème phase de plissement (échelle : marqueur = 11 cm) ;

**D** - Boudinage

Il s'agit dans ce cas d'un deuxième épisode lié à la phase 3 (échelle : le marteau = 15 cm).

# PLANCHE 5












## PLANCHE 6

BOUTONNIERE PALEOZOIQUE DE MADAKH

(Formation 2 ; localisation : secteur occidental du Djebel Akahl)

**A** et **C** - Déformations de phase 1

Plis anisopaques disharmoniques à charnière aiguë, intrafoliaux (échelle : règle jaune = 10 cm).

**B** - Microplis de phase 1, intrafoliaux (échelle : pointe du stylo = 3 cm)

**D** - Figures d'interférence

Combinaison des déformations de la 1ère et de la 2ème phase à l'origine de disharmonies (ici proche du fluage) (échelle : manche du marteau = 28 cm).

# PLANCHE 6












# CONCLUSION

# SOMMAIRE

1- Evolution tectono-sédimentaire des boutonnières hercyniennes oranaises au cours du Paléozoïque 101

2- Place des massifs paléozoïques oranais dans la chaîne hercynienne d'Afrique nord-occidentale 104
a) Comparaisons avec la Meseta orientale marocaine 104
b) Comparaisons avec les noyaux paléozoïques voisins de Méditerranée occidentale 106
c) Comparaisons entre les Ghomarides et la chaîne hercynienne de la Meseta orientale marocaine 106

3- Synthèse : Reconstitution géodynamique des Hercynides maghrébines 107

# CONCLUSION : Les massifs oranais dans le cadre des Hercynides maghrébines

Au terme de cette étude, on peut essayer de replacer les massifs anciens oranais dans le cadre plus large du dispositif hercynien de l'Afrique du Nord. Des corrélations ont été établies précédemment avec la chaîne du Maroc nord-oriental ; il est intéressant de faire à présent des comparaisons avec les noyaux paléozoïques de Méditerranée occidentale. Nous commencerons par un résumé des étapes de l'évolution tectono-sédimentaire du Paléozoïque oranais.

## 1- Evolution tectono-sédimentaire paléozoïque des boutonnières hercyniennes oranaises au cours du Paléozoïque

### - Ordovicien

Pendant l'Ordovicien, une sédimentation essentiellement terrigène de caractère deltaïque se développe sur une plate-forme peu profonde. La présence de minéraux phylliteux détritiques et de quartz usés constitue le caractère dominant de ces faciès pélito-gréseux largement représenté sur la bordure nord occidentale de l'Afrique.

Une grande partie de la formation présente de nombreuses traces d'affouillement qui témoignent de conditions favorables à la vie d'une abondante faune épi- et endobiontique (dont il ne reste par ailleurs aucun représentant fossile).

Dans le secteur d'Honaïne, cette formation passe vers le haut en continuité stratigraphique aux pélites du Silurien daté. Cette continuité est exceptionnelle dans le massif des Traras où la série est en général interrompue mécaniquement à ce niveau stratigraphique ; la présence de l'Ordovicien terminal étant toutefois prévisible.

### - Silurien

Le Silurien est représenté, dans les Traras comme dans la Meseta orientale marocaine, par des séries pélitiques condensées, très riches en Graptolites, indiquant pour la période un faible taux de sédimentation. Ces conditions de dépôt traduisent l'existence d'un bassin dont l'implantation a débuté avec le dépôt des niveaux supérieurs de la formation psammitique sous-jacente.

L'intervalle llandovery moyen à tarannon supérieur au cours duquel se déposent les phtanites est interprété comme une période d'inondation maximum.

A Tiffrit, la partie supérieure de la série enregistre (Lucas, 1952) les premiers mouvements calédoniens avec le développement d'une sédimentation à dominante gréseuse.

**- Dévonien moyen**

Dans le massif des Traras, une série de type flysch à microbrèches représente le Dévonien moyen. Cette sédimentation atteint Ghar Rouban, Tiffrit et peut être la patrie d'origine du Paléozoïque "rifain" du massif de Madakh où des formations pélito-gréseuses de ce type sont présumées de cet âge. Ces faciès turbiditiques sont aussi évoqués dans l'Ouarsenis (Mattauer, 1958).

Le Dévonien moyen contient aussi, localement, des calcaires récifaux (Ghar Rouban, Traras) dont les relations avec les "flyschs" ne sont pas clairement établies ; ces calcaires reposent en général directement sur le substratum d'âge anté-dévonien ou sont remaniés dans un complexe volcano-sédimentaire dont l'âge est controversé : viséen supérieur probable (Guardia, 1975), Dévonien supérieur (Beaujard et *al.* ,1976).

Les conglomérats du Dévonien possible du massif de l'Oued Madakh donnent une indication sur la position paléogéographique et les conditions de sédimentation au moment de leur dépôt ; ils attestent notamment du démantèlement à proximité de leur zone de dépôt, d'un socle polygénique métamorphique portant l'empreinte d'un magmatisme basique et ultrabasique d'âge indéterminé ; certains constituants révèlent même l'existence de deux phases de plissements anté-dévoniennes, dont l'une au moins est accompagnée de métamorphisme (faciès "schistes verts"). Enfin ces conglomérats trouveraient leur origine au pied des escarpements de failles sur la bordure de zones en transtension où vont se développer les "flyschs".

**- Phase éovarisque**

Dans le massif des Traras, comme Guardia (1975) nous attribuons à cette phase des déformations souples à schistosité, qui ont évolué en cisaillements. Ces mouvements sont antérieurs au Viséen supérieur.

Dans le massif de Madakh, des formations pélito-gréseuses anté-westphaliennes (du Dévonien possible) portent la marque de deux phases de plissements synschisteux et synmétamorphes ; la seconde phase est au plus tôt contemporaine d'une tectogenèse tangentielle. *Toutefois l'âge de ces phénomènes ne peut être établi avec certitude avant le (Namuro-)Westphalien.*

**- Viséen supérieur**

Les déformations bretonnes sont cachetées par des calcaires à faciès récifal (Ghar Rouban, Traras).

Dans la cluse de l'Oued Madakh, des dolomies apparemment postérieures à la deuxième phase de plissements synschisteux évoquée précédemment, pourraient traduire une sédimentation carbonatée de plate-forme mise en place dans un domaine plus septentrional.

Ces dépôts carbonatés seraient suivis par le développement d'une "série volcano-détritique" (Guardia, 1975). Dans cette hypothèse, ce complexe débuterait par un ensemble chaotique rappelant les dépôts de *mass-flow*, dont les éléments hétérométriques représentent les formations du socle anté-viséen (notamment des calcaires du Dévonien moyen). Par ailleurs, cet ensemble sédimentaire porte les témoins d'un volcanisme de type calco-alcalin qui se manifeste par l'émission de laves en milieu continental (Lucas, 1952) ou marin (pillow-lavas des Traras). Ces événements sédimentaires et volcaniques traduiraient une instabilité tectonique en liaison avec une phase en distension précédant les plissements de la phase sudète.

**- Phase post-viséen supérieur**

Dans le massif des Traras, il s'agit d'une tectogenèse à caractère tangentiel génératrice d'écaillage et de décollements. L'incertitude sur l'âge de cette phase, post-viséen supérieur (Guardia, 1975), provient de l'absence de terrains du Paléozoïque supérieur anté-permien. Elle précède toutefois la mise en place de granites au Westphalien (Gonord et Rolet, 1976).

Dans le massif de Madakh, les données actuelles ne permettent pas d'établir avec certitude le style des déformations relevant de cette phase, dans l'hypothèse où les écaillages observés sont attribués à la phase éovarisque.

**- Westphalien moyen et supérieur**

La région oranaise est le siège d'une sédimentation de type fluvio-deltaïque. Celle-ci est alimentée par l'érosion de la chaîne viséenne. Les Traras faisaient partie de ces reliefs probablement émergés qui devaient se prolonger vers le Nord-Est.

**- Phase tardi-hercynienne**

Une reprise de la sédimentation silici-clastique grossière au Stéphanien inférieur du Djebel Khar, est interprétée comme la signature d'une tectogenèse postérieure au Westphalien C daté. Les modalités de cette phase restent toutefois à définir ; dans le massif des Traras, Guardia (1975) fait état de mouvements cassants (failles N 20-50).

**- Mise en place des granites**

La phase de relaxation des contraintes favorise l'intrusion de magmas granitiques dans les massifs autochtones prételliens oranais : le granite de Nédroma dans le massif des Traras (Guardia, 1975), le granite des Beni-Snouss, les microgranites de Ghar Rouban et les microdiorites quartziques de Tiffrit qui auraient un âge fini-Westphalien (Lucas, 1952).

- **Stéphanien**

Il est représenté par des formations pélito-gréseuses et conglomératiques en partie rubéfiées, et réunies classiquement sous un "faciès verrucano".

Cette sédimentation de type fluvio-deltaïque se développe sur une grande partie d'un domaine dont les massifs de Madakh, des Andalouses, du Cap Falcon, de la Montagne des Lions et plus à l'Est, des massifs du Chélif, donnent une idée de l'étendue géographique et aussi de ses limites. Cette aire d'épandage devait comporter plusieurs zones d'effondrement très actives sur la marge continentale septentrionale du craton africain, selon un dispositif lié à une tectonique en distension tardi-varisque.

La localisation des zones d'alimentation a été discutée : un apport des sédiments depuis les horsts frontaliers et les Traras émergés, est possible ; en revanche l'existence de reliefs nourriciers à ossature cristalline de position plus septentrionale est plus que probable pour expliquer l'origine des nombreux galets de quartz. Cette dernière hypothèse préjuge de l'existence d'une aire émergée occupée par des socles anciens.

Les mouvements d'une tectogenèse tardi-varisque postérieure à la mise en place des granites seraient responsables d'une ultime structuration des Traras avant le dépôt du Permo-Trias (Guardia, 1975).

## 2- Place des massifs paléozoïques oranais dans la chaîne hercynienne d'Afrique nord-occidentale

### a- Comparaisons avec la Meseta orientale marocaine

Tout au long de cette étude, des corrélations ont été avancées entre les terrains primaires des massifs "telliens" et prételliens et ceux des segments voisins de la Meseta orientale marocaine (fig. 18).

Il apparaît nettement que les événements sédimentaires et tectoniques, leur succession, les âges proposés, le style des déformations présentent une grande similitude. Cette analogie dont tient compte déjà Hoepffner (1987) dans ses travaux, intègre globalement les massifs de l'avant-pays tellien oranais (Ghar Rouban, Tiffrit, Traras) dans l'évolution des Hercynides marocaines. En revanche les corrélations avec les affleurements "tello-rifains" de la côte oranaise se heurtent d'une part à l'absence de datation des terrains anté-westphaliens, et d'autre part à la position initiale de ce Paléozoïque avant les événements tangentiels néocrétacés accentués par ceux du Néogène.

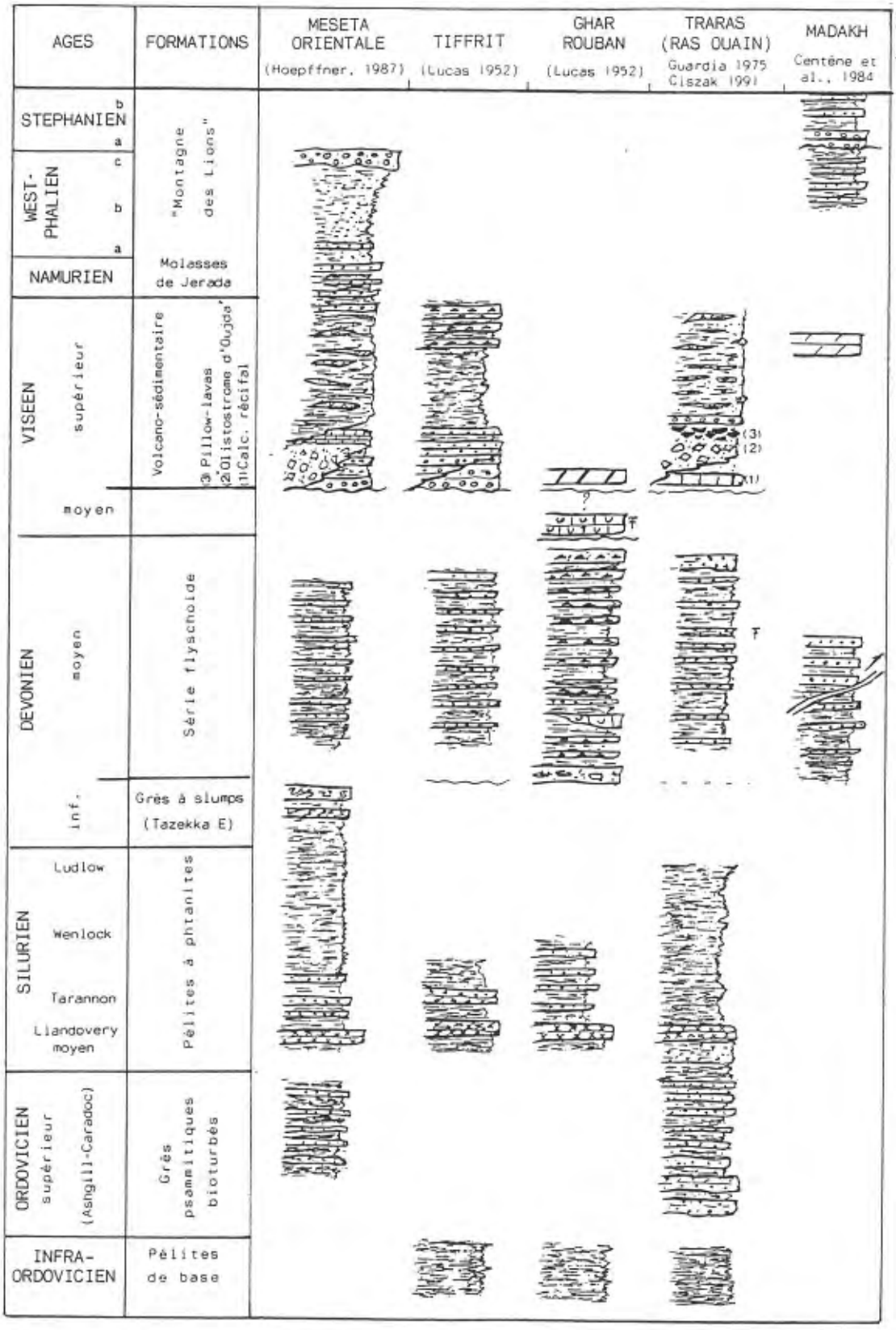



Fig. 18 - Principaux faciès du Paléozoïque oranais - Comparaison avec ceux de la Meseta orientale marocaine

**b- Comparaisons avec les noyaux paléozoïques voisins de Méditerranée occidentale**

Les relations entre le Primaire des massifs "tello-rifains" oranais et celui des noyaux bético-rifo-kabyles butent en gros sur les mêmes incertitudes. Toutefois, un certain nombre de caractères sédimentologiques et structuraux, donc paléogéographiques, paraît commun :

- il s'agit d'abord du développement d'une sédimentation pélito-gréseuse à cachet "flysch" que l'on retrouve dans le Dévonien des nappes Ghomarides (Chalouan, 1986), à Minorque (Bourrouilh, 1973 ; Bourrouilh et *al.* , 1980), dans le massif du Chenoua (Lambert et Flandrin, 1942 ; Mattauer, 1958 ; Lepvrier, 1974 ; Gelard et *al.* , 1978) ; on peut ajouter le Djebel Doui (Massif du Chélif) qui, dans la même position structurale que celle des massifs côtiers oranais montre un Dévonien de ce type représenté par les Schistes de Littré (Mattauer, 1958 ; Kirèche, 1977). Ce Dévonien turbiditique constitue encore un point commun avec le domaine sud-ibérique - Ossa Morena et Zone Sud-Portugaise - (Paris et Robardet, 1977) ;

- l'un des traits structuraux communs avec le Rif interne serait représenté à Madakh par l'expression de deux phases de plissements synschisteux et synmétamorphes ; les plis semblables de la seconde phase étant pénécontemporains comme dans le Rif, d'un épisode de cisaillement. Toutefois remarquons que la première phase est accompagnée d'un métamorphisme mésozonal à Madakh, et épizonal dans le Rif (Chalouan, 1986). Les deux phases relèvent d'une tectogenèse bretonne dans les nappes Ghomarides ; celle-ci est aussi reconnue en Kabylie (Bouillin et Perret, 1982).

- La phase tardi-varisque (post-Westphalien C) soupçonnée au Djebel Khar (Montagne des Lions) est également enregistrée dans les Ghomarides (Chalouan, 1986).

**c- Comparaisons entre les Ghomarides et la chaîne hercynienne de la Meseta orientale marocaine**

Ces comparaisons ont été envisagées par Chalouan (1986). Cet auteur montre que ces deux chaînes présentent suffisamment de similitudes pour être considérées comme faisant partie de deux domaines paléogéographiques contigus voire d'un même domaine.

Les points communs d'ordre stratigraphique concernent tous les terrains paléozoïques depuis l'Ordovicien jusqu'au Carbonifère inférieur ; Chalouan souligne notamment l'existence d'un bassin où se déposent les flyschs au Dévonien et un même type de sédimentation au Carbonifère.

Les points communs d'ordre tectonique portent sur un même style de déformations éovarisques.

Enfin cet auteur évoque les similitudes des Ghomarides avec les noyaux internes bétiques (Malaguides) et telliens (Chenoua, Kabylie). Il conclut à une paléogéographie commune entre ces trois secteurs et propose d'y inclure le domaine éovarisque de la Meseta marocaine.

## 3- Synthèse : Reconstitution géodynamique des Hercynides maghrébines

L'ensemble des données marocaines et de celles relatives à l'Algérie du Nord tend à faire regrouper tous ces segments varisques dans un même cadre géodynamique *maghrébin* sur la marge continentale septentrionale du craton ouest-africain. Deux modèles ont été proposés mais ne paraissent pas entièrement satisfaisants :

- Dans une reconstitution paléogéographique récente (Hoepffner, 1987), la chaîne hercynienne de la Meseta orientale marocaine se raccorde à la Zone Sud-Ibérique (Ossa Morena, Zone Sud-Portugaise), elle même segment de la chaîne hercynienne de l'Europe occidentale.

Ce schéma n'intègre ni les noyaux bético-rifo-kabyles, ni le Paléozoïque de l'Oued Madakh.

- Pendant le Dévonien, selon Bourrouilh et *al.* (1980) et Chalouan (1986), la marge continentale septentrionale du craton ouest-africain serait "zonée" et comporterait du Sud vers le Nord : une plate-forme carbonatée (unités de "Beni Hozmar" et de "Talembote" dans le Rif interne) un domaine intermédiaire avec des faciès de bas de pente (unité "d'Akaïli", Kabylie) et un bassin représenté par des faciès turbiditiques profonds (Rif interne, Baléares, Domaine sud-ibérique).

Cette reconstitution ne prend en compte ni les faciès de type flysch des massifs autochtones (Traras, Ghar Rouban, Tiffrit) et parautochtones (Ouarsenis, Doui), ni les calcaires récifaux qui, rappelons-le, sont généralement sans rapport apparent avec les flyschs (Traras et Ghar Rouban).

Aussi, nous proposons de substituer à l'image défendue par Hoepffner (1987), d'un unique bassin (ou sillon) de flysch, aux limites sinueuses, incertaines et de toute façon difficiles à tracer, bordé par une plate-forme carbonatée, celle de plusieurs grabens, subsidents, où se développent des faciès turbiditiques :

En effet, la paléogéographie du Dévonien est dirigée par une tectogenèse en distension en relation avec l'ouverture de la Paléotéthys vers l'Est. Dans ce système divergent, probablement contrôlé par les directions E.W de la génération du faisceau de Rabat-Tiflet, le mouvement latéral des décrochements dextres N 70-80 qui, selon Hoepffner (1987),

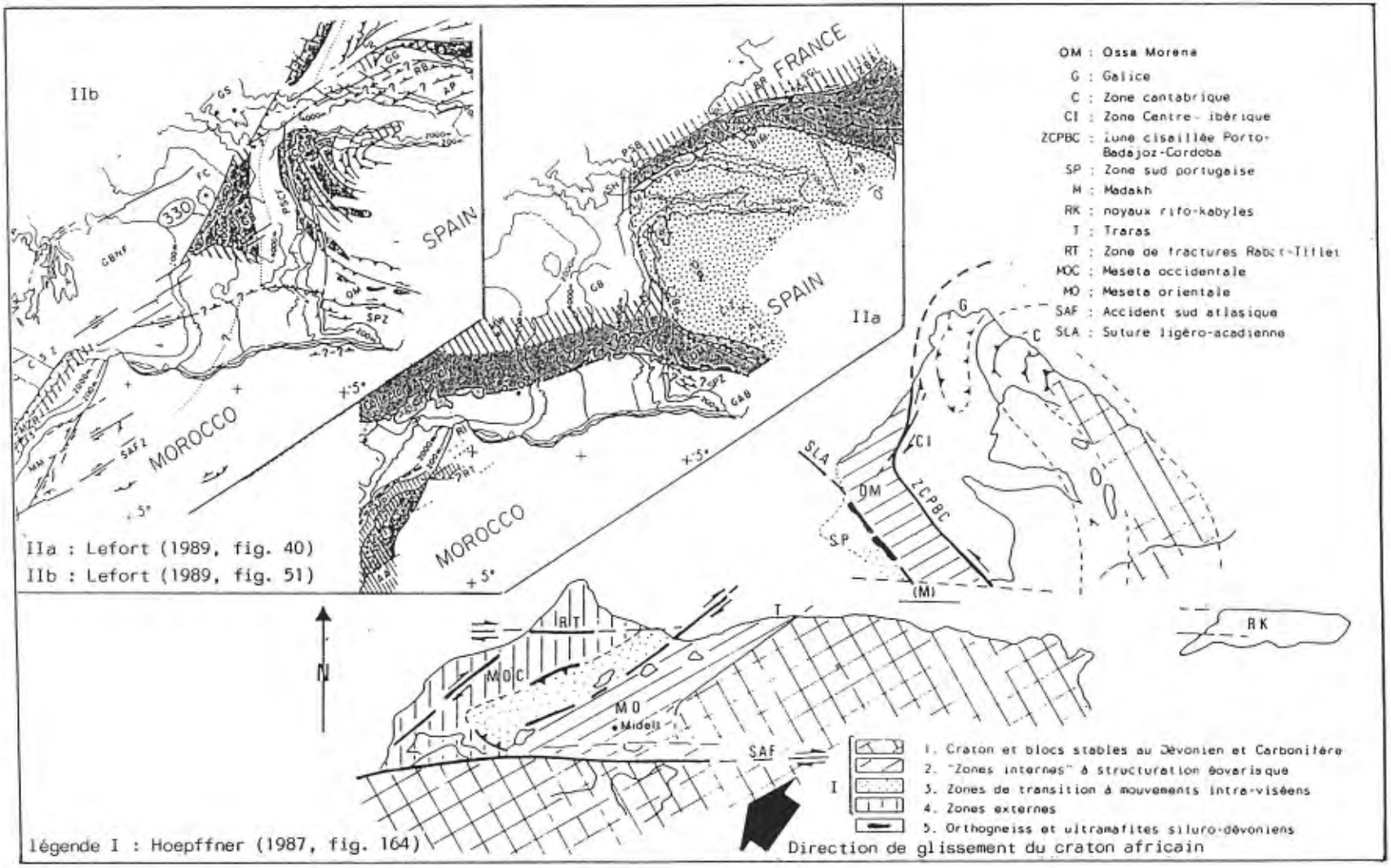



Fig. 19 - Essai de reconstitution paléogéographique de la chaîne hercynienne à l'articulation des tronçons maghrébin et européen

orientent les domaines sédimentaires, détermine une mosaïque de zones effondrées (bassins en transtension). Il s'y développe les faciès turbiditiques respectivement, au Dévonien inférieur dans les Beni Snassène, le Boudoufoud et probablement dans les massifs du Chelif (Mattauer, 1958), au Dévonien inférieur à moyen dans le Tazekka, au Dévonien moyen dans les boutonnières oranaises, au Dévonien supérieur dans le Debdou-Mekam et la Zone Sud-Portugaise.

Dans ce contexte géodynamique, on peut concevoir l'installation de calcaires récifaux ou de plate-forme soit à l'extérieur des bassins, sur les zones hautes, généralement en compression, où apparaît souvent le substratum anté-dévonien, soit sur la crête des blocs basculés à l'intérieur des bassins.

L'activité magmatique relevée dans certains bassins septentrionaux comme les Ghomarides (Chalouan, 1986), la Zone Sud-Ibérique (Hoepffner, 1987), Minorque (Bourrouilh, 1973 ; Bourrouilh et *al.* , 1980) et Dorsale kabyle (Gélard et *al.* , 1978) marquerait dans ce dispositif, leur étirement jusqu'à l'amincissement crustal.

La phase bretonne provoque la fermeture de ces zones en distension. En effet, on constate que cette phase en compression engendre un style de déformations commun à tous ces domaines avec une vergence des structures souples vers l'Ouest (Meseta) et le Nord-Ouest (Ghomarides).

Toutefois la phase de raccourcissement n'affecte pas simultanément tous les bassins ; c'est la raison pour laquelle les écaillages paraissent échelonnés, dans le temps, entre le Dévonien supérieur et le Westphalien (Hoepffner, 1987). De plus cette tectogenèse est accompagnée d'un métamorphisme synschisteux qui ne se manifeste pas dans tous les secteurs avec la même intensité : l'isograde de la biotite est atteint à Midelt (Hoepffner, 1987) et possiblement à Madakh ; ailleurs ce métamorphisme se cantonne dans l'épizone et l'anchizone (Beni Snassen, Debdou Mekam, Boudoufoud, Ghomarides).

Il en résulte une mégastructure dessinant un arc de cercle convexe vers l'Ouest (fig. 19), bien marqué en Meseta orientale marocaine (Hoepffner, 1987). La branche nord orientale se prolonge au-delà du massif des Traras vers le Nord-Est en direction de la position probable de Madakh, de la Zone Sud-Ibérique et des noyaux bético-rifo-kabyles qui dans les reconstitutions actuellement admises (Bourrouilh et *al.* , 1980) sont placés vers l'Est. Ce sont ces reliefs bético-rifo-kabyles, alignés (ou regroupés) avec une province corso-sarde, rajeunis par les tectogenèses successives du Carbonifère supérieur, qui ont vraisemblablement servi au Westphalien puis au Stéphanien de zones nourricières en quartz et en roches sédimentaires aux conglomérats à "faciès verrucano" des massifs "tello-rifains" de l'Algérie nord-occidentale.

- la limite méridionale généralement admise de cette chaîne correspond (Hoepffner, 1987) à la zone de cisaillement au Sud du Haut Atlas, qui au Paléozoïque aurait valeur de faille transformante en domaine continental (Michard et *al.* , 1983) ;

- A l'encontre de l'avis de Hoepffner (1987), nous limiterons la chaîne au Nord par le linéament Porto-Badajoz-Cordoue qui correspond au Paléozoïque, selon Lefort (1983), à une faille transformante le long de laquelle s'effectue le coulissement dextre entre les Zones Centre- et Sud-Ibérique. Cette zone de cisaillements marquerait, dans ce cadre, la discontinuité entre la chaîne maghrébine occidentale de polarité gondwanienne et la chaîne ouest-européenne d'affinité plutôt laurentienne.

A la fin du Paléozoïque, la marge continentale septentrionale du Craton ouest-africain apparaît fractionnée en une mosaïque de blocs par des familles de fractures majeures E-W, N 70-80, N 20, selon un schéma ébauché dès la fin du Silurien et au début du Dévonien. Cet assemblage constitue l'essentiel de l'*Héritage Hercynien.*

Le Rif interne, Minorque, les Kabylies, mais aussi les Bétiques, noyaux hercyniens de Méditerranée occidentale, représentent selon Chalouan (1986) "les débris de cette marge disloquée", selon un dispositif mis en place pendant le Dévonien. Ils possèdent à la fin du Paléozoïque une position particulière dans une zone recoupée par des cisaillements majeurs le long desquels coulisseront les plaques africaine et européenne, mais suivant une composante sénestre. Ces mouvements latéraux vont modifier cette position de l'Europe relativement à la plaque africaine et conditionner de ce fait l'évolution sédimentaire et tectonique au sein de l'orogène tello-rifain.

Le Paléozoïque de Madakh fait aussi partie de ces segments appelés à "migrer" ; il se situe néammoins, dans le canevas hercynien comme le maillon, jusque-là manquant, assurant l'articulation entre le segment mésétien et les noyaux de Méditerranée occidentale, et constituant un relais dont il faudra tenir compte dans les futures reconstitutions paléogéographiques.

Malgré les incertitudes essentiellement d'ordre stratigraphique, les données recueillies dans les massifs côtiers oranais apportent un complément d'informations à l'étude des Hercynides en Méditerranée occidentale ; elles leur confèrent une place privilégiée dans les schémas paléogéographiques du Paléozoïque local.

DEUXIEME PARTIE :

# LE CYCLE ALPIN

# PENDANT LE MESOZOIQUE

# CHAPITRE I

# LITHOSTRATIGRAPHIE, BIOSTRATIGRAPHIE ET STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

TRIAS

# SOMMAIRE

A- DOMAINE PRETELLIEN 117
Répartition des affleurements 117
Type d'affleurements triasiques 117
Epaisseur 118
Lithologie 118
Attribution stratigraphique 118

B- DOMAINE TELLIEN 119
1- Le tégument permo-triasique de la Montagne des Lions 119
2- Le Trias à "faciès tellien" 120
Lithologie 120
Signification 120
Position stratigraphique du matériel présumé triasique 121
3- Le possible Trias à dominante carbonatée du Parautochtone 122

C- Conclusion : Paysage sédimentaire au Trias 122

# TRIAS

## A- DOMAINE PRETELLIEN

Les formations triasiques constituent la base de la couverture mésozoïque autochtone du domaine prétellien oranais. Toutefois les dépôts les plus anciens de cette couverture autochtone ne sont pas datés avec précision. Ils sont attribués classiquement au Permo-Trias lorsque le faciès dominant est détritique, et au Trias indifférencié lorsque le faciès est argilo-gypseux.

### Répartition des affleurements

- Dans les Monts des Traras, les principaux affleurements sont ceux des Beni-Menir (Gentil, 1903) et de l'Annina Bou Djellil (Guardia, 1975).

- Sur la bordure nord des Hautes Plaines oranaises, les affleurements se répartissent sur la bordure méridionale du "horst de Ghar Rouban" (Lucas, 1942, 1952), c'est à dire à proximité du barrage des Beni-Bahdel, de Sidi Yahia Ben Sefia, de Déglène et plus au Sud dans le Sidi El Abed. Dans la région située au Sud du Telagh (Monts de Daïa), le Trias occupe la boutonnière du Hassi Zerga des Beni Mahtar (Chaumeau, 1956) ; vers l'Est affleure le Trias de l'Oued Tiffrit (dans les Monts de Saïda), puis celui du Nador de Tiaret au confins orientaux du territoire étudié.

### Types d'affleurements triasiques

On distingue deux types principaux montrant respectivement :

a) un Trias reposant sur le socle hercynien par l'intermédiaire d'une surface d'érosion. Les dépôts, à dominante terrigène, sont directement surmontés par le Lias moyen transgressif comme dans les Traras et à Tiffrit ;

b) un Trias en contact anormal avec les terrains plus récents (et notamment le Jurassique). Les dispositifs sont alors de type extrusif [Beni Bahdel, Sidi El Abed, Aïn Tellout près d'Ouled Mimoun (ex-Lamoricière), Hassi Zerga et Nador de Tiaret]. Les dépôts présentent une dominante argilo-gypseuse, le substratum n'apparaît pas.

### Epaisseur

Elle n'a pas été évaluée dans les gisements de type extrusif. Dans les autres affleurements elle dépend des irrégularités de la surface d'érosion sur le socle hercynien, mais reste peu importante [60 m dans l'Annina Bou Djellil (loc. fig. 27)].

### Lithologie

- Sur le substratum hercynien, il s'agit essentiellement de poudingues ; les galets de grès rouges, de pélites, de quartzites et de calcaires paléozoïques (Tiffrit et Traras), d'origine proche, sont liés par une matrice argilo-gypseuse ou arkosique (Fillaoussène). Ces poudingues azoïques, réputés continentaux, souvent rubéfiés, ont un cachet alluvionnaire ou dérivent d'accumulations au bas des paléopentes.

- Des formations volcaniques sont présentes dans tous les affleurements et recoupées dans les sondages. Lucas (1942, 1952) décrit celles des "horsts" de Ghar Rouban et de Tiffrit. Il s'agit essentiellement de basaltes qui se présentent sous forme de coulées interstratifiées au sein d'argiles et de pélites rouges. Dans les structures diapiriques (Beni-Bahdel, Hassi Zerga et Aïn Tellout), ces basaltes de type doléritique apparaissent plutôt sous la forme de blocs "tectoniquement" emballés dans les argiles rouges.

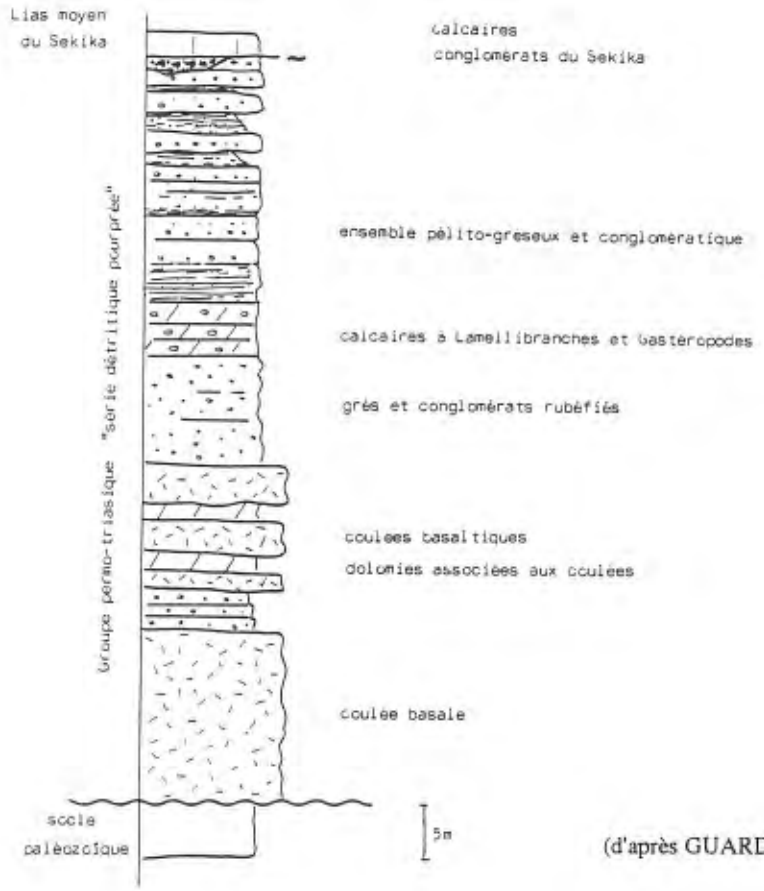
- Des formations carbonatées sont présentes aussi dans tous les affleurements. Elles correspondent à des calcaires durs, recristallisés, souvent dolomitisés, en bancs minces associés aux coulées basaltiques. Ces calcaires renferment des débris ou des moules de Lamellibranches et de Gastéropodes (Traras) non déterminables. Dans les "horsts frontaliers" (Lucas, 1952, p. 55) signale la présence d'*Anoplopora lettica* Quensted, bivalve qui signerait le Muschelkalk.

- Des gypses s'associent fréquemment aux pélites rouges ("argiles gypso-salines") dans les affleurements de type extrusif. Dans le massif des Traras ou à Tiffrit les évaporites sont exceptionnelles.

### Attribution stratigraphique

Les dépôts détritiques (surtout des pélites à intercalations de poudingues) reposant directement sur le socle ("horst frontaliers", Tiffrit) sont rapportés au Permo-Trias. Dans les Traras, Guardia (1975) propose d'attribuer des conglomérats, associés à des bancs calcaires et à des coulées basaltiques ("série détritique pourprée", fig. 20), au Trias ou à l'Infralias.

Les argiles rouges à gypse contenant aussi des blocs de dolérite et des dolomies dans les affleurements de type diapirique, caractérisent le Trias lagunaire (Keuper ?).




(d'après GUARDIA, 1975)

Fig. 20 - Coupe synthétique du Permo-Trias de l'Annina Bou Djellil

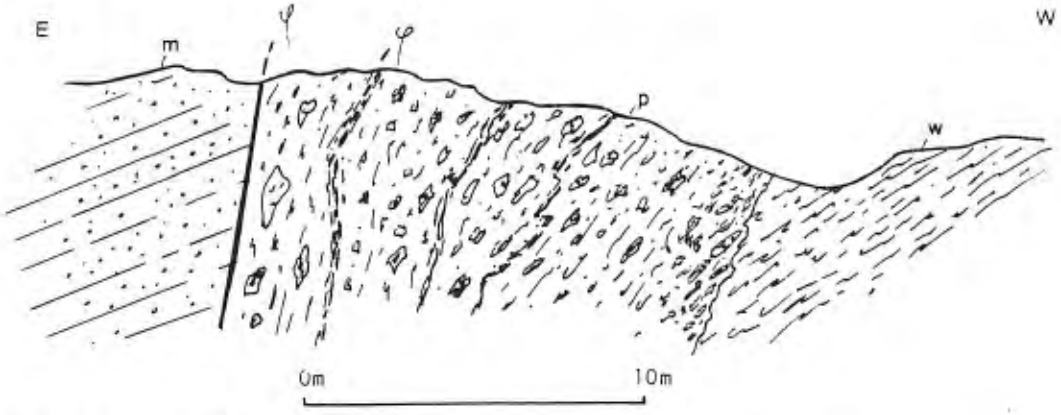
## B- DOMAINE TELLIEN

### 1- Le tégument permo-triasique de la Montagne des Lions

Dans les massifs anciens du domaine tello-rifain oranais, aucun argument ne vient infirmer ou confirmer la présence effective du Permien. Fenet (1975, p. 18) ne l'exclut pas pour autant de la Formation de la Montagne des Lions datée en grande partie par les paléoflores du Carbonifère supérieur (Part. 1, chap. I).

Un ensemble chaotique constitué par des pélites argileuses lie-de-vin incluant de gros blocs hétérométriques de conglomérats et de quartzites issus de la Formation de la Montagne des Lions, d'âge westphalo-stéphanien, pourrait représenter le Permien. Cette assise, d'origine probablement torrentielle, repose en discordance sur les schistes satinés westphaliens par l'intermédiaire d'une surface de ravinement bien visible sur un arrachement d'une dizaine de mètres le long de la route côtière Oran-Kristel (fig. 21 et pl. 1 C). Cette discordance entre Permien et Westphalien pourrait éventuellement être l'une des signatures

locales de la "phase tardi-varisque" évoquée dans le massif des Traras (Guardia, 1975), postérieure aux phénomènes de granitisation fini-westphaliens.




m : Sables à Balanes (MIOCENE))
p : Ensemble chaotique de tufs basaltiques, de quartzites et de conglomérats ; matrice pélito-gréseuse rouge (PERMO-TRIAS)
w : Schistes satinés (WESTPHALIEN)

Fig. 21 - Tégument permo-triasique de la Montagne des Lions

## 2- Le Trias à "faciès tellien"

### Lithologie

Dans l'ensemble du domaine externe tellien, le Trias est traditionnellement attribué à un complexe chaotique formé de blocs hétérométriques de dolomies noires (généralement des brèches de dissolution), de dolomies stromatolithiques, de cargneules et de "roches vertes" associés localement à des éléments du socle cristallin ou de terrains plus récents. De l'anhydrite et du gypse saccharoïde mélangés à des argilites rouges en constituent la matrice.

### Signification

En Oranie, ce complexe bréchique a fait l'objet d'une étude particulière (Ciszak, 1985 ; Ciszak, Magné et Peybernès, 1986 ; Ciszak, 1987) qui sera développée ultérieurement, dans le chapitre consacré aux resédimentations sénoniennes (chap. II). Cette étude aboutit aux résultats suivants :

- les affleurements de "Trias" apparaissent liés à des accidents manifestes, ou interstratifiés dans le Sénonien inclus dans les nappes de glissement superficiel (nappes à "affinité telliennes" *sensu* Guardia, 1975). Ils peuvent correspondre aussi à des extrusions (diapirs d'Arbal, d'Aïn Nouissy et du Djebel Rhirane) ou à des resédimentations "en masse", dans les terrains tertiaires échelonnés de l'Eocène au Miocène ;

- la position de certains gisements, nettement interstratifiés dans le Crétacé supérieur, et leur structure, suggèrent la mise en place sous la forme d'olistostromes, d'un matériel triasique qui, à l'origine, aurait été diapirique ; cette resédimentation du Trias aurait eu lieu pendant le Sénonien.

**Position stratigraphique du matériel présumé triasique**

Ces formations bréchiques à matrice évaporitique, présumées triasiques, ont été réunies sous un faciès particulier qualifié de "type tellien", par opposition au Trias de "type kabyle" à dominante gréseuse (Fallot, 1942). Ce faciès "tellien" à cachet lagunaire le désigne tout naturellement comme un dépôt du Keuper. Cette analogie avec le Trias "germanique" est complétée par l'existence d'une série pélitique rouge "permo-triasique", dont une partie pourrait représenter le Buntsandstein, et des calcaires à Myophories, emballés dans de rares affleurements (diapir d'Aïn Nouissy) et rapportés au Muschelkalk.

Cependant l'attribution au Keuper de ce "Trias gypsifère" est contestée par Durand-Delga (1955) qui, d'après les données recuellies à l'échelle du Tell et notamment dans le Tell oriental, oppose les arguments suivants :

- ni le Permien, ni le Buntsandstein n'ont été datés en Algérie ;

- il n'y a jamais de Trias gypseux, ni sous le Lias, ni entre le Trias gréseux et le Lias dans le domaine des nappes ;

- le passage latéral de faciès entre les évaporites et les grès est peu probable.

En conséquence ce serait, selon cet auteur, la série gréso-pélitique rouge sur lequel le Lias est transgressif, qui pourrait représenter (en partie) le Keuper. Par ailleurs, les grès rouges "permo-triasiques" du Djurdjura viennent d'être rapportés récemment au Ladinien (Téfiani et *al.* , 1991), déterminant ainsi le début d'un comblement généralisé dans le domaine de la Dorsale kabyle ; cette sédimentation terrigène perdurerait au Trias supérieur.

Nous serions tentés de penser que, pour les affleurements du domaine tellien occidental, l'attribution au Keuper de ce matériel à dominante évaporitique n'est pas à rejeter pour les raisons suivantes :

1- la matrice argilo-gypseuse ne renferme pas de grès, ou pas suffisamment pour suggérer l'existence d'un substratum gréseux ou d'une couverture gréseuse aux évaporites du Trias. Ce qui laisse croire, si nous comparons avec les séries pélito-gréseuses des Traras, à l'existence, au Trias et dans le domaine tellien oranais, de deux provinces paléogéographiques distinctes, l'une à sédimentation terrigène (ou avec des lacunes) sur un substratum paléozoïque (comme cela semble être le cas dans la Dorsale kabyle), l'autre à évaporites sur un substratum en grande partie cristallin ;

2- la présence de calcaires à Myophories n'est pas un argument de l'antériorité (ou de la postériorité) du dépôt des évaporites par rapport au Muschelkalk, puisque celles-ci

contiennent aussi bien des blocs de socle cristallin que des terrains plus jeunes ; toutefois ces calcaires témoignent de la présence de ce faciès du Trias moyen quelque part dans le bassin ;

3- les dolomies, les cargneules, les évaporites et les argilites rouges faisaient partie du même dépôt ; ces termes s'organisaient vraisembablement en séquences évaporitiques dans un environnement de plate-forme proximale en milieu supra-littoral (sebkhra?) ; ce régime a fonctionné au moins pendant le Trias supérieur, peut être même au début du Lias inférieur (l'Hettangien n'ayant pas été encore reconnu dans la partie occidentale du Tell ).

### 3- Le possible Trias à dominante carbonatée du parautochtone tello-rifain

Des dolomies brun jaunâtre , limoniteuses et sparitiques affleurent en lambeaux très réduits dans les secteurs est et sud-est du Djebel Khar (ex-Montagne des Lions) (fig. 10). Ces roches reposent en discordance sur la Formation de la Montagne des Lions dont elles épousent les déformations alpines.

L'âge de ces dolomies demeure problématique ; leur seule position permet de les rapprocher des faciès présumés triasiques décrits "en place" dans les massifs du Chélif (Mattauer, 1958, p. 68 et Kirèche, 1977) sous les calcaires du Lias, et reposant localement sur le socle (SE du Djebel Doui) par l'intermédiaire d'une brèche de base (bas niveau marin possible du Ladinien - Carnien ?).

## C- CONCLUSION : Paysage sédimentaire au Trias

Au cours de la période qui suit immédiatement les mouvements hercyniens, le domaine prétellien semble constitué de zones hautes où la sédimentation, essentiellement terrigène et continentale est alimentée par le démantèlement des reliefs varisques (Lucas, 1942, 1952). Ces zones hautes ("horsts" méridionaux, Traras) dominaient de vastes lagunes à sédimentation argileuse et évaporitique qui s'étendaient sur une grande partie du domaine présaharien (Busson, 1970).

Plus au Nord, dans le domaine du futur sillon externe tellien, le faciès particulier du "Complexe bréchique" à matériel "triasique" suggère plutôt l'existence d'une zone déprimée très étendue, subsidente, où se développent des évaporites sur de fortes épaisseurs, reposant en grande partie directement sur le socle cristallin (Polvêche, 1960). Cette zone était accidentée de hauts-fonds comme, à l'Ouest, les massifs anciens de Madakh et de la Montagne des Lions, alignés avec les "horsts" méridionaux suivant une direction SW-NE (Fenet, 1975), et plus à l'Est, les massifs du Chelif et le "horst de Tiffrit". Certains de ces massifs paraissent n'avoir conservé de cette période que des témoins très limités d'une

sédimentation détritique continentale "permo-triasique" ou d'incursions marines mésotriasiques (Trias carbonaté des massifs du Chelif ou celui probable de la Montagne des Lions).

Le Trias correspondrait à une période marquée par les manifestations d'une tectogenèse en distension particulièrement active au cours de laquelle s'ébauche le sillon externe tellien. Ces mouvements induisent non seulement des zones effondrées mais aussi un volcanisme effusif pendant une période qui se prolonge vraisemblablement jusqu'au début du Lias.

# LIAS ET DOGGER

# SOMMAIRE


Introduction 127
- Historique des travaux antérieurs sur la couverture anté-crétacée 127
- Conditions de sédimentation 129
1- SEQUENCES DE DEPÔT DANS LE LIAS 131
A- Domaine prétellien 131
A.1- Formation des calcaires de Zaïlou (Carixien) :
Séquences de dépôt dans les Calcaires de Zaïlou 131
a) Domaine prétellien occidental 131
- Séquence de dépôt des Calcaires graveleux du Djerf Kebir 134
- Séquence de dépôt des Calcaires oolithiques de Taouïa 136
b) Domaine tlemcénien occidental 137
c) Domaine tlemcénien oriental 138
A.2- Formation des calcaires du Tisseddoûra (Domérien inférieur)
Séquence de dépôt des Calcaires du Tisseddoûra 138
A.3- Formation des marno-calcaires du Djebel Keskas (Domérien moyen-supérieur et Toarcien)
Séquences de dépôt dans les Marno-calcaires du Djebel keskas 142
a) Domaine tlemcénien oriental 142
b) Domaine tlemcénien occidental 146
c) Domaine prétellien occidental 148
B- Domaine tellien 157
2- SEQUENCES DE DEPÔT DANS LE DOGGER 161
A- Domaine prétellien 161
A.1- Formation des calcaires à *Cancellophycus* (Aalénien moyen-Bajocien moyen inclus)
Séquence de dépôt des Calcaires à *Zoophycos* 161
a) Domaine tlemcénien occidental 162
b) Domaine tlemcénien oriental 165
c) Domaine prétellien occidental 166
A.2- Formation des marnes de Zahra (Bajocien supérieur)
séquence de dépôt des Marnes de Zahra 168
a) Domaine tlemcénien occidental 169
b) Domaine tlemcénien oriental 170
c) Domaine prétellien occidental 171
A.3- Formation des calcaires microgréseux (Bathonien inférieur et moyen)
Séquence de dépôt des Calcaires microgréseux 171
a) Domaine prétellien occidental 172
b) Domaine tlemcénien occidental 173
c) Domaine tlemcénien oriental 174
A.4- Formations du Bathonien moyen-supérieur
Séquence de dépôt de la fin du Bathonien moyen 176
B- Domaine tellien 177
C- Conclusion 178
3- SEQUENCES DE DEPÔT DANS LE CALLOVO-OXFORDIEN
[Séquences de dépôt dans les Argiles de Saïda (Callovien inférieur-Oxfordien moyen)] 181
A- Domaine prétellien 181
a) Domaine tlemcénien oriental 183
b) Domaine tlemcénien oriental 186
c) Domaine prétellien occidental 187
B- Domaine tellien 188
C- Conclusion 189

# INTRODUCTION

## - Historique des travaux antérieurs sur la couverture antécrétacée

### Domaine prétellien

La couverture secondaire autochtone du domaine prétellien en Oranie (fig. 22) a fait l'objet de nombreux travaux dont la liste exhaustive serait trop longue à établir ici mais dont on mesurera tous les apports dans les rappels historiques et bibliographiques des auteurs les plus récents tels Elmi (1970 à 1986), Guardia (1975) et Benest (1985).

- Avant-pays tellien occidental (massif des Traras) ;

Après les premières explorations de Ville en 1857, les données recueillies par Bleicher (1880), Ficheur (1898), Gentil (1903), Gautier (1936) et Sadran (1958) ont servi de points de départ pour les études détaillées les plus récentes, notamment celles d'Elmi (depuis 1970), de Guardia (1975), d'Ameur (1978) et de Benhamou (1983).

- Avant-pays tellien méridional (Monts de Tlemcen et bordure nord des Hautes Plaines) ;

Les premiers travaux entrepris par Renou en 1843 furent suivis par ceux de Welsch (1890) pour les Monts de Tiaret-Frenda, Flamand (1908) pour la région de Saïda, Doumergue (1910 à 1928) puis Lucas (1942, 1952) pour l'ensemble des "Hautes Plaines oranaises" (depuis la région de Ghar Rouban jusqu'au Monts de Saïda) et de Auclair et Biehler (1967) pour les Monts de Daïa.

Les dernières analyses effectuées dès 1970 par Elmi, Benest et Mangold, avec la collaboration de Touahria en 1979 (dans les Monts de Saïda), de Ouardas en 1983 (Monts de Saïda et de Daïa) et de Merzoug en 1984 (Monts de Saïda et de Tiaret-Frenda) ont permis une nette amélioration des connaissances de la stratigraphie et de la sédimentologie du Jurassique et du début du Crétacé de cette région. Celles-ci vont de concert avec les données récoltées dans les régions limitrophes : telles celles de Augier (1967) sur la couverture sédimentaire des Hautes Plaines, de Deleau (1948) dans le Djebel Nador de Tiaret, de Busson (1972) sur la plate-forme saharienne, de Bassoullet (1973) et de Delfaud (1974-1975) dans l'Atlas saharien occidental, et enfin, au-delà de la frontière algéro-marocaine, celles de Owodenko (1946) dans les "horsts frontaliers" et de Cattaneo (1987) dans les Beni-Snassen.

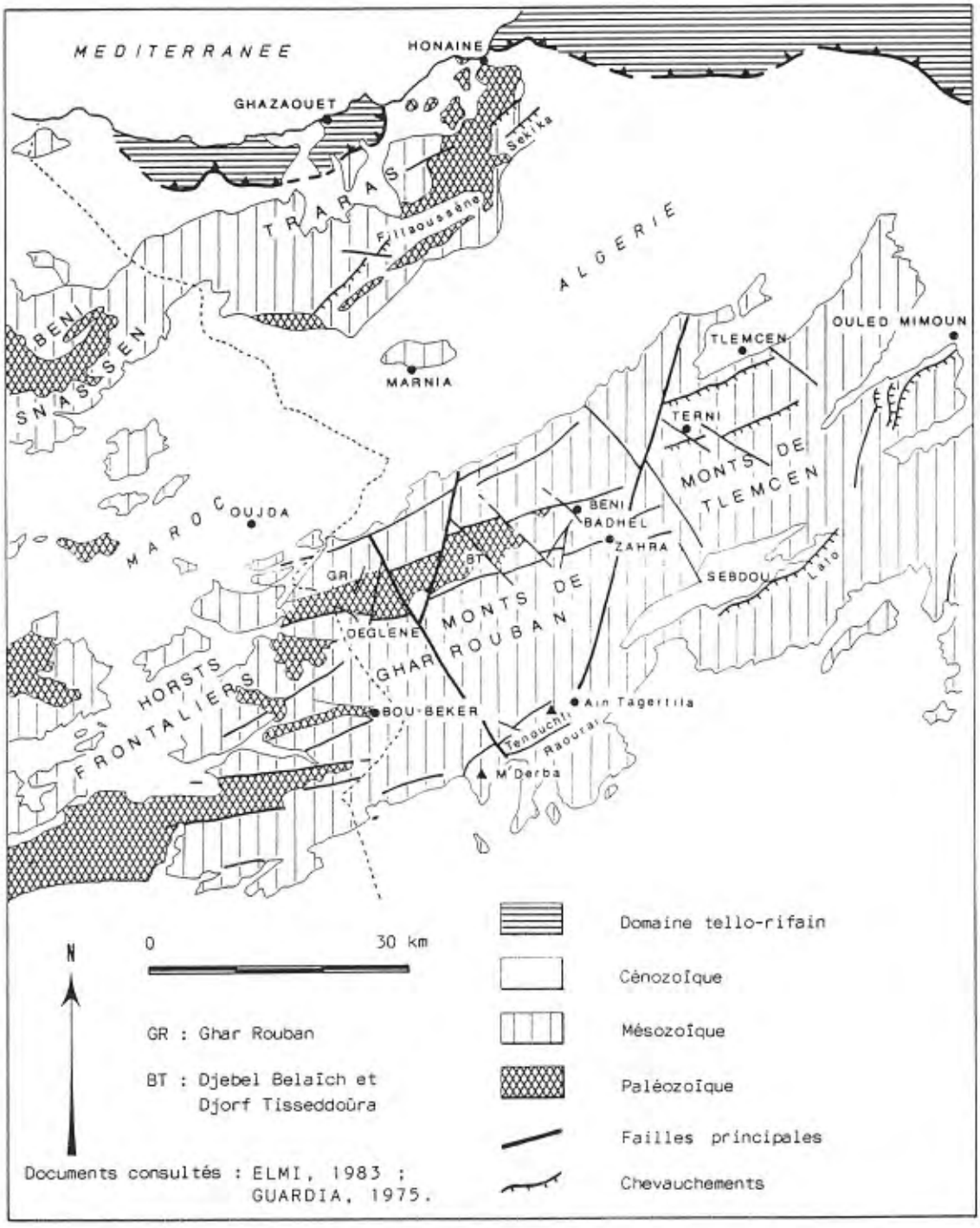



Fig. 22 - Carte géologique simplifiée du domaine prétellien occidental oranais

### Domaine tello-rifain

Les formations attribuées au Jurassique inférieur et moyen sont présentes dans la plupart des unités allochtones ou parautochtones définies par Guardia (1975) en Oranie occidentale, par Fenet (1975) dans la région d'Oran et par Delteil (1974) en Oranie orientale. Elles avaient fait l'objet auparavant des études de Gentil (1898 à 1932), de Doumergue (1906 à 1928), de Ficheur (1889 à 1921) et de Dalloni (1952).

Dans les massifs littoraux oranais nous avons constaté, comme les anciens auteurs, l'absence de marqueurs qui permettraient d'identifier les étages du Lias et du Dogger. La révision récente du Mésozoïque du Massif d'Oran (Murdjadjo) et des Monts d'Arzew nous a permi de conclure à une analogie très prononcée des faciès présumés contemporains de ceux du domaine prétellien. Ces faciès sont ici associés à des unités structurales que Fenet (1975) propose de différencier en "parautochtone tellien" et "allochtone métamorphique carbonaté".

## - Conditions de sédimentation

### Hypothèses antérieures

Les faciès du Lias et du Dogger auraient été répartis, de l'avis de la plupart des auteurs (Lucas, 1942 ; Elmi, 1983 ; Guardia, 1975 ; Ameur, 1978), selon une paléogéographie complexe. Celle-ci, d'abord moulée sur la topographie anté-carixienne, aurait ensuite été modelée par des déformations au cours d'un continuum tectonique suivant les directions NNE, WNW et NW engendrant des blocs basculés (Elmi, 1970, 1972, 1977, 1983). Les conditions de la sédimentation et l'évolution de celle-ci seraient par conséquent liées au comportement du socle, prédécoupé en blocs par des failles réactivées du canevas hercynien. Schématiquement, les secteurs à dépôts épais et/ou à dominante argileuse sont interprétés comme des zones basses, subsidentes ; et les secteurs où l'épaisseur des dépôts s'avère réduite ou nulle (zones de lacunes), et où, en général les faciès portent la marque d'un hydrodynamisme élevé, sont considérés comme des "hauts fonds" ("Horsts" de Ghar Rouban et de Tiffrit, "haut-fond" des Traras, "seuil" d'Aïn Soltane).

### Nouvelle interprétation

A partir des données bibliographiques, des observations personnelles (notamment dans le Djebel Sekika) et de la formulation d'hypothèses, nous nous proposons d'interpréter l'organisation des faciès reconnus en cortèges sédimentaires de séquences de dépôt. L'étalonnage chronostratigraphique est assuré par la présence assez fréquente de riches associations d'Ammonites réparties en plusieurs biozones. Ces précieux jalons biostratigraphiques permettent de corréler les séquences de dépôt avec les cycles

eustatiques de 3ème ordre de la charte eustatique de Haq et *al.* (1987) et par conséquent de prévoir dans la mesure du possible la position des discontinuités, notamment celles qui limitent les séquences de dépôt (S.B. ou "Sequence Boundaries").

Cette démarche a pour but essentiel de révéler le rôle des variations (relatives) du niveau de la mer dans le contrôle de la sédimentation locale, celles-ci se combinant (ou éventuellement se substituant) aux effets déjà pressentis de la tectonique extensive. Elle a toutefois ses limites compte tenu des réserves que nous impose dans la plupart des cas, la méconnaissance de la géométrie des corps sédimentaires.

# 1 - SEQUENCES DE DEPOT DANS LE LIAS

## A- DOMAINE PRETELLIEN

### • Composition lithostratigraphique

Le Lias du domaine prétellien est matérialisé par trois formations successives (fig. 23) :

- les Calcaires de Zaïlou (Carixien),
- les Calcaires du Tisseddoûra (Domérien inférieur),
- les Marno-calcaires du Keskas (Domérien supérieur-Toarcien) ou leurs nombreux équivalents latéraux.

Chacune de ces unités lithostratigraphiques est organisée en séquences de dépôt dont nous interpréterons les cortèges sédimentaires.

### • Environnements

Le Lias constitue une séquence majeure, d'acception classique, à tendance transgressive. Celle-ci traduit la mise en place et l'évolution de faciès supra à infralittoraux de plate-forme proximale (Calcaires de Zaïlou) vers des faciès plus ouverts de plate-forme distale.

### A.1- Formation des calcaires de Zaïlou (Carixien)

### *Séquences de dépôt dans les Calcaires de Zaïlou*

#### a) Domaine prétellien occidental (massif des Traras : localité-type)

**Définition**

La Formation des calcaires de Zaïlou est définie et décrite en détail par Ameur (1978) dans la partie orientale du Djebel Fillaoussène ; son acception recouvre la "formation de base" de Guardia (1975) ;

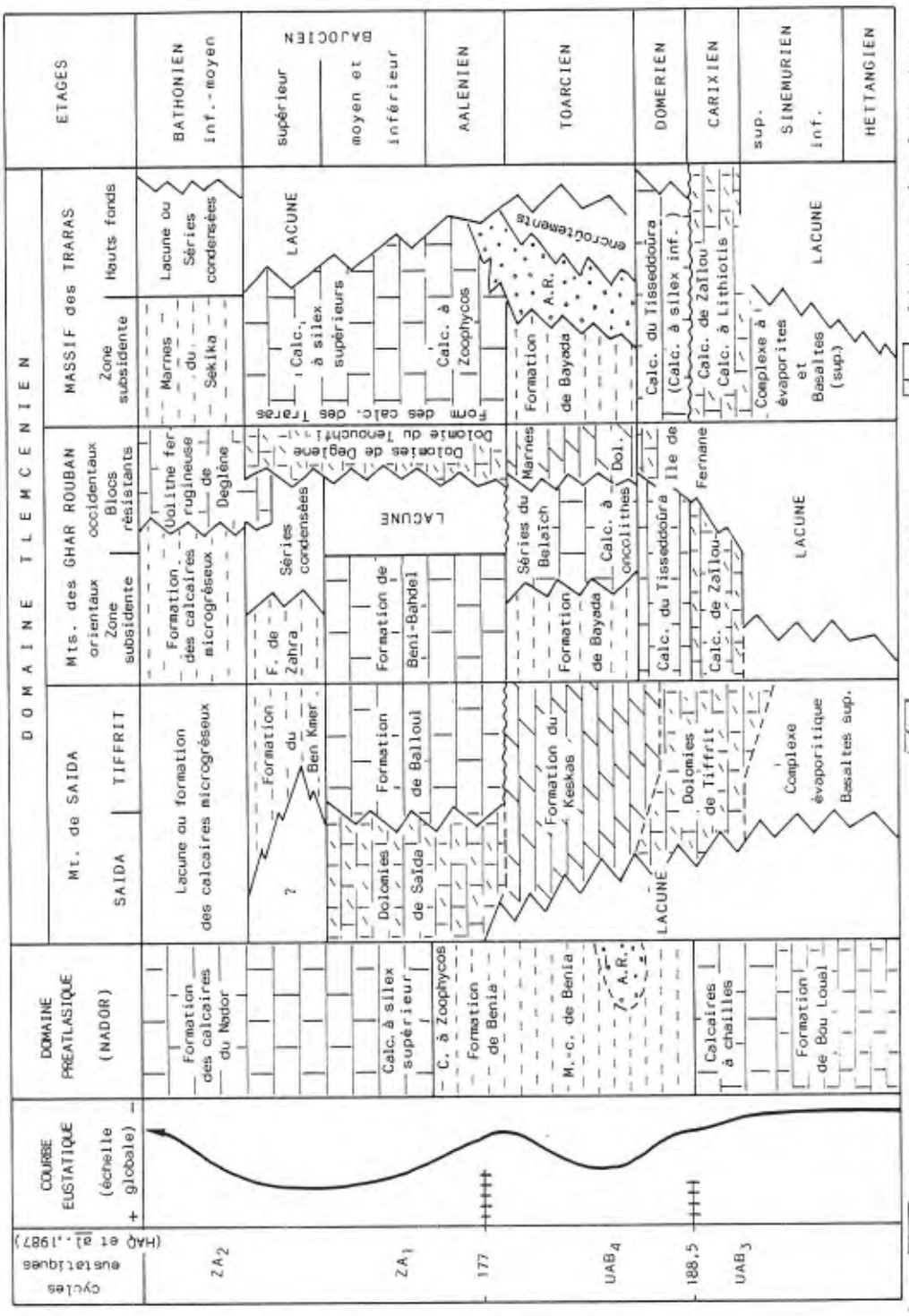



Fig. 23- Principales unités lithostratigraphiques du Jurassique inférieur et moyen de l'Algérie occidentale (d'après ELMI et ALMERAS, 1984)

**Limites**

- La limite inférieure est une surface de discordance. Celle-ci est généralement bien marquée par le contact entre les calcaires du Lias et, suivants les lieux, le Paléozoïque du massif des Traras ou les pélites "permo-triasiques".

- La limite supérieure est marquée par une discontinuité majeure sous les dépôts plus distaux de la formation sus-jacente des Calcaires du Tisseddoûra. Cette discontinuité coïncide avec une surface de discordance attribuée à des mouvements tectoniques du Domérien inférieur.

**Epaisseur**

Très variable (jusqu'à 80 m);

**Lithologie**

Ensemble de calcaires à fraction détritique à la base, plus massifs et oolithiques dans les termes supérieurs. Ce faciès est largement étendu dans toute la région des Traras et notamment au Djebel Sekika. Vers le Sud du massif, la série est plutôt dolomitisée (Guardia, 1975).

**Environnements**

Partie proximale de la zone subtidale.

**Age**

Les Calcaires de Zaïlou renferment de nombreux horizons à oolithes dans lesquels Coumes (*in* Guardia, 1975) a reconnu des Foraminifères, dont *Ammobaculites sp.* , *Trocholina sp.* , des Textulariidés, des Nubéculaires, et des Algues diverses (*Thaumatoporella sp.* et des Codiacées). Ces fossiles n'autorisent pas de datation précise, toutefois ils présentent pour Elmi (1977) un "cachet pliensbachien".

L'âge proposé par les auteurs (Bassoullet et Benest, 1976 ; Elmi, 1977) est Carixien. Plus récemment Ameur et *al.* (1989) signalent la présence de *Prionorhynchia regia*, Brachiopode signant les niveaux compris entre les zones à Demonense (Carixien moyen) et Celebratum [niveau inférieur de la zone à Stokesi (Mattei, 1971)], c'est à dire le Carixien supérieur. Cependant, les Calcaires de Zaïlou pourraient débuter dans le Lotharingien-Sinémurien si on les compare à ceux datés par Brachiopodes dans la région de Sidi El Abed (Guardia 1975).

## Stratigraphie séquentielle et corrélations avec les cycles eustatiques : *Séquences de dépôt dans les Calcaires de Zaïlou*

Ameur (1978) subdivise cette unité lithostratigraphique en deux ensembles lithologiques superposés séparés par une discontinuité : les Calcaires graveleux de Djerf Kébir et les Calcaires oolithiques de Taouïa. Nous faisons correspondre ces deux ensembles à deux séquences de dépôt mises en corrélation avec les deux cycles eustatiques de 3ème ordre proposés dans la charte de Haq et *al.* (1987) durant le Carixien (fig. 25).

### - *Séquence de dépôt des Calcaires graveleux du Djerf Kébir"*

Nous l'interprétons à partir de la coupe type de l'Aïn Meftah (Ameur, 1978, et fig. 24)

#### *Limites*

- Limite inférieure : surface de discordance sur le substratum permo-triasique. Au Djebel Sekika (coupe du Djebel Sekika, loc. fig. 27), cette limite est placée à la base d'une assise conglomératique à galets centimétriques de quartzites, de schistes et de calcaires paléozoïques, discontinue, dont le dépôt est corrélable avec une période de bas niveau marin. Nous lui attribuons la valeur d'une discontinuité majeure (type 1).

- Limite supérieure : discontinuité située à la surface supérieure du dernier banc à oncolithes.

#### *Cortèges sédimentaires*

L'ensemble lithologique repose sur le substratum selon un dispositif en "biseaux stratigraphiques" qui correspondent vraisemblablement à des biseaux d'aggradation côtiers. La sédimentation s'effectue sur une plate-forme non barrée (présence de Bélemnites dès les premiers niveaux). Au dessus des conglomérats de prisme de bas niveau viennent :

- L'intervalle transgressif (65 m)

Le cortège sédimentaire s'organise en trois séquences mineures rétrogradantes limitées par des discontinuités que soulignent des surfaces durcies (SD). Ces 3 séquences correspondent à celles individualisées par Ameur (1978, et fig. 24). Il s'agit pour chacune de ces séquences, d'une alternance de calcaires gréseux et de calcaires biodétritiques en bancs pluridécimétriques agencés en séquences mineures d'ouverture. Les calcaires organodétritiques présentent des stratifications obliques et une surface supérieure bioturbée ou à figures de courant.

La tendance à l'approfondissement est suggérée par le développement, en fin de séquence, de calcaires biodétritiques infralittoraux à cachet récifal. La troisième séquence mineure s'achève par une épaisse barre de biocalcarénites à oolithes ; cette barre qui renferme de grands Lamellibranches (*Lithiotis, Protodiceras*), des Nérinées et des Polypiers isolés évoque un niveau de condensation.

- Le prisme de haut niveau marin (10 m)

Le cortège de haut niveau pourrait correspondre aux termes supérieurs de la série, dépourvus de grands Lamellibranches. Il s'agit sucessivement de calcaires gréseux à ciment sparitique, de calcaires à laminations ondulées et à oolithes, puis de calcaires micritiques à oncolithes. Le milieu évolue depuis un environnement subtidal peu profond à un environnement

intertidal. Ces termes nous paraissent former une séquence à tendance régressive, et ils pourraient donc représenter le prisme de haut niveau marin.

Le dernier banc de calcaires à oncolithes est couronné par une surface durcie et érodée (SDE) qui annonce un changement brutal des conditions de sédimentation.

***Corrélations avec les cycles eustatiques***

Aucun argument paléontologique ne permet de datation précise. C'est donc hypothétiquement que nous corrélons cette séquence avec le cycle eustatique UAB 3.3 (Haq et *al.* , 1987) qui débute effectivement dans le Lotharingien terminal rendant ainsi plus crédible l'hypothèse selon laquelle la transgression jurassique ne se produirait que dès la fin du Lotharingien (Elmi et *al.* , 1985). Dans cette hypothèse, la discontinuité basale, de type 2 sur la charte (SB 195), prend la valeur d'une discontinuité majeure (type 1) dont l'existence est corroborée par la présence, au Sekika, des conglomérats "de base", ceux-ci correspondant vraisemblablement au remplissage d'une vallée incisée (IVF) (avec intervention probable de phénomènes tectoniques locaux).

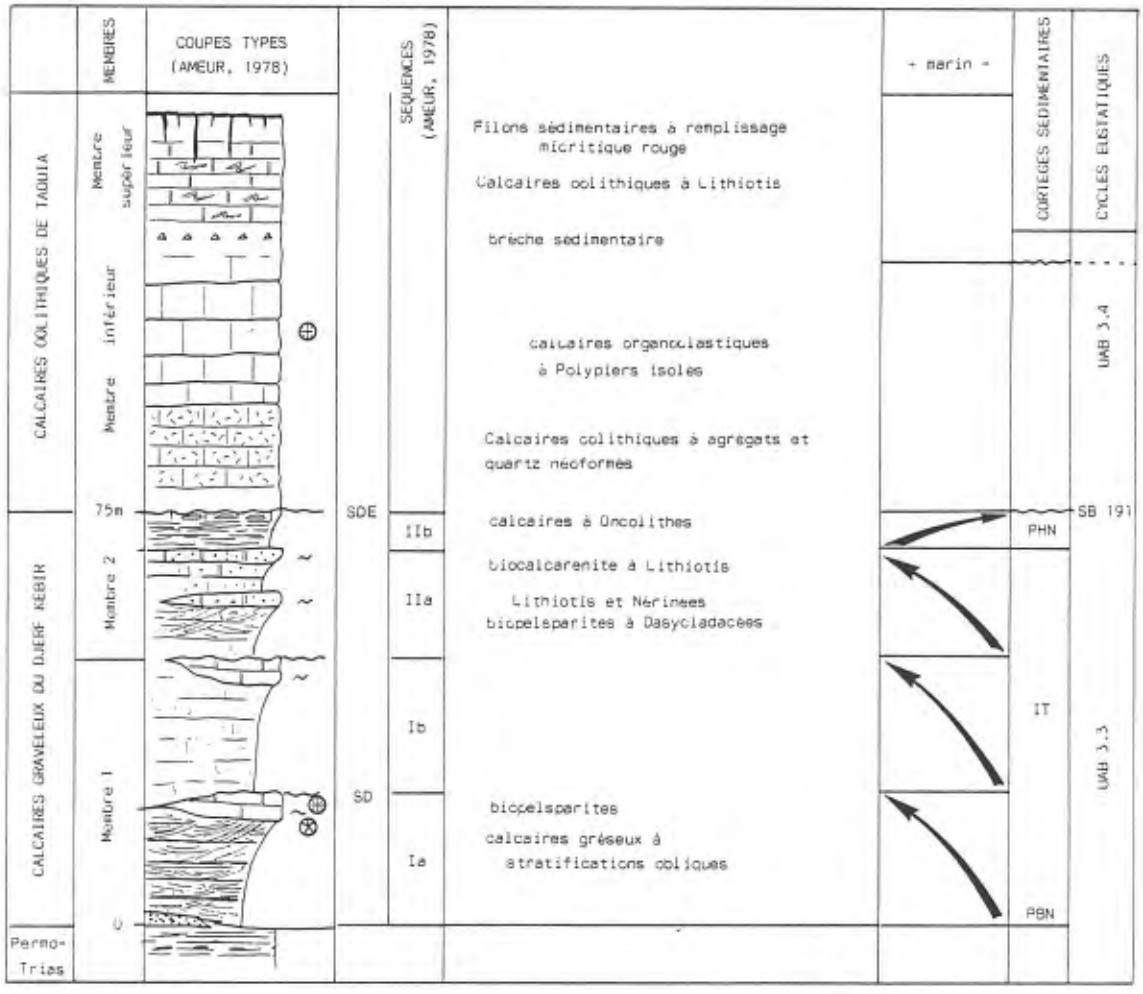



Fig. 24 - Le Carixien dans le Djebel Fillaoussène (d'après Ameur, 1978)

### - *Séquence de dépôt des Calcaires oolithiques de Taouïa*

***Définition***

Cet ensemble calcaire, essentiellement oolithique, a été défini dans le secteur oriental du Djebel Fillaoussène, près du Douar Taouïa par Ameur et Elmi (Ameur, 1978).

***Epaisseur*** variable (5 à 80 m) ; elle décroît en direction du secteur central du chaînon.

***Cortèges sédimentaires*** :

- Dans le secteur oriental du chaînon il s'agit de calcaires oolithiques et bioclastiques, à *Lithiotis*. La nature sparitique du ciment, ou son absence, indique un hydrodynamisme élevé que révèlent aussi des stratifications obliques (Djebel Sérir).

A Taouïa [coupe de taouïa n° 1 ou coupe de référence selon Ameur (1978, p. 35 et cf. fig. 24)], les Calcaires oolithiques de Taouïa sont organisés en deux membres superposés débutant par une assise détritique gréseuse dans le membre inférieur, et conglomératique (brèche polygénique à ciment ferrugineux) dans le membre supérieur. Le terme bréchique du membre supérieur (1 m), couronné par une "importante surface durcie et rubéfiée", est surmonté par des calcaires oolithiques et biodétritiques à "*Lithiotis* couchés" (20 m).

Les Calcaires oolithiques de Taouïa paraissent ici s'organiser en deux séquences de dépôt successives correspondant aux deux membres définis par Ameur, formées par le prisme de bas niveau marin (terme détritique) et un intervalle transgressif.(calcaires oolithiques et bioclastiques).

- Dans le secteur central du chaînon (coupe d'Aïn Tolba), Ameur (1978, p. 49) mentionne la succession suivante : calcaires oolithiques, bioclastiques (9,5 m), calcaires à oolithes et oncolithes (0,6 m), calcaires à Stromatolithes (0,8 m) ; cet auteur signale aussi dans le même secteur des biocalcarénites à *bird's eyes*.

Au Djebel Mahassar (Ameur, 1978, p. 44), la série débute par des calcaires oolithiques (50 m) à stratifications obliques et s'achève par une micrite (9 m) à gros oncolithes ; l'ensemble constituant apparemment une seule séquence à tendance régressive.

Ces données ne nous permettent pas de reconnaître avec précision l'enchaînement des faciès en cortèges sédimentaires. L'ensemble des Calcaires oolithiques de Taouïa nous paraît, dans ce secteur central, et conformément à l'avis de Ameur, enregistrer une tendance générale au comblement. Cependant localement (Aïn Tolba), ils pourraient traduire la succession du cortège transgressif représenté par les calcaires à oolithes puis le prisme de haut niveau marin (calcaires à Stromatolithes) mis en place sur la partie proximale de la plate-forme.

***Limite supérieure***

L'ensemble des Calcaires de Taouïa est limité au sommet par une discontinuité soulignée à Aïn Tolba par une surface durcie à granules ferrugineux ; à Taouïa (fig. 24) les bancs supérieurs sont parcourus par un réseau de fentes verticales ("filons-sédimentaires") comblées de micrite rouge à "éléments bréchiques carbonatés". Ces fissures à l'extrados seraient dues à des mouvements immédiatement postérieurs aux dépôts du Carixien (Elmi et Ameur, 1976).

Cette discontinuité jalonne généralement la base des dépôts apparemment discordants attribués au Domérien inférieur (comme dans la région de Taouïa), et localement (comme à Aïn Tolba) la base des dépôts d'âge toarcien. Toutefois, les encroûtements micritiques de la série de référence de Taouïa traduiraient éventuellement un taux de sédimentation très ralenti en période d'inondation maximale cloturant l'épisode transgressif du Carixien supérieur, voire du passage carixien-domérien probable qui, par exemple ici sur la bordure orientale du Fillaoussène, serait représenté par les calcaires bioclastiques et oolithiques du membre supérieur. Dans cette optique, le réseau de fentes pourrait relever de mouvements distensifs précédant cette période d'ennoiement de la plate-forme.

***Corrélations avec les cycles eustatiques de 3ème ordre***

L'absence de marqueurs paléontologiques empêche toute attribution sûre au Carixien supérieur. La succession exposée à Taouïa semble toutefois représenter les cortèges sédimentaires de deux séquences de dépôt dont l'une est à mettre en corrélation avec le seul cycle eustatique de cet âge, UAB 3.4, transcrit sur la charte de Haq et *al.* (1987).

## b) Domaine tlemcénien occidental

Les formations contemporaines des Calcaires de Zaïlou (Carixien) reposent sur le Paléozoïque du "horst de Ghar Rouban". Sur la partie médiane et aux abords immédiats du "horst", les séquences décrites par Elmi (1977) comportent en alternance des calcaires à *Lithiotis*, infralittoraux, et des calcaires d'environnement inter à supratidal avec des laminites fenestrées, des structures en "tepee" et des brèches de dessiccation.
Ces faciès pourraient être inclus dans un prisme de haut niveau marin sur la partie proximale de la plate-forme.

Dans les zones plus éloignées du "horst", supposées plus "subsidentes" (Lucas, 1952), les calcaires à oolithes ou ceux marqués par les influences terrigènes prédominent ; ils pourraient représenter les cortèges de bas niveau marin.

### c) Domaine tlemcénien oriental (région de Saïda)

L'équivalent latéral des Calcaires de Zaïlou surmonte un complexe volcano-sédimentaire assimilé au Trias mais que Flamand (1911) puis Dubar (1932) avaient placé dans l'Hettangien (*in* Elmi et *al.* , 1985). Il correspond à un ensemble dolomitique (30-50 m) appelé Dolomies de Tiffrit (Mangold et *al.* , 1979 ; Elmi et *al.* , 1985). Il s'agit de dolomies secondaires incluant plutôt vers le bas (termes A et B de Elmi et *al.* , 1985) des brèches de dessiccation, des structures fenestrées, en "tepee" ou rubanées, suivies de niveaux détritiques. La partie supérieure (30 m) correspond à des "dolomies calcareuses à silex" (terme C de Elmi et *al.* , 1985, et fig. 25).

Age : l'ensemble des termes A, B, C est rapporté au Carixien par Elmi et *al.* (1985).

Environnements : seule la base des Dolomies de Tiffrit (termes A et B) traduit les conditions de dépôt inter à supratidales déjà mises en évidence sur le "horst de Ghar Rouban" dans un environnement de plate-forme proximale.

## A.2- Formation des calcaires du Tisseddoûra (Domérien inférieur)

### *Séquence de dépôt des Calcaires du Tisseddoûra*

#### Définition

Cette formation est individualisée par Elmi (1983) dans la partie médiane du "horst de Ghar Rouban" (Djorf Tisseddoûra). Elle est constituée par les Calcaires spathiques du Tisseddoûra qui correspondent aux "calcaires spathiques à Spiriférines" de Lucas (1942).

#### Limites

- La limite inférieure est une surface de discordance correspondant probablement à la discontinuité de type 1, datée à 188,5 Ma (Haq et *al.* , 1987). L'existence de cette discontinuité majeure, était attribuée à des mouvements tectoniques induisant une "discordance angulaire" dans le Fillaoussène (Ameur, 1978, p. 126) ou "l'effondrement de blocs" sur le "horst de Ghar Rouban" (Elmi, 1983). Pour nous, elle traduit une baisse brutale du niveau de la mer au-delà de la bordure de la plate-forme côtière, et donc des émersions locales exprimées par des encroûtements ou des phénomènes de dessiccation dans les Traras (Guardia, 1975). Elle précède, par conséquent, une montée du niveau de la mer et donc un approfondissement généralisé de toute la plate-forme prétellienne occidentale, qui favorise la pénétration des faunes pélagiques.

- La limite supérieure se situe le plus souvent d'une manière peu précise sous les formations toarciennes ; localement elle coïncide avec l'apparition des terrains argileux du Domérien supérieur.

**Lithologie**

- Dans la localité-type (Djorf Tisseddoûra, loc. fig. 22), la formation débute par des biosparites à spicules de Spongiaires) passant verticalement à des biopelmicrites bioturbées. Cet enchaînement des dépôts témoignerait de l'ouverture du milieu (Elmi, 1983). Latéralement, à la périphérie orientale du "horst", ce sont des biomicrites ferrugineuses bioturbées et désignées par Calcaires pseudo-noduleux des Beni-Bahdel (Elmi, 1983).

- Dans les Traras, cette unité lithostratigraphique réunit les Calcaires à silex inférieurs et les Calcaires à Amalthéidés (Guardia, 1975, p. 52) et inclut les Calcaires graveleux à Bélemnites définis dans le Djebel Fillaoussène par Ameur (1978).

Les Calcaires graveleux à Bélemnites (*sensu* Ameur) désignent un ensemble de calcaires bioclastiques à Bélemnites, en bancs décimétriques ou métriques admettant de minces interlits marneux. De l'étude lithostratigraphique de ces "calcaires à Bélemnites", deux termes principaux ont été mis en évidence (Ameur 1978, p. 128) :

- un premier terme dans lequel dominent des calcaires graveleux, biodétritiques, très riches en lithoclastes et notamment en grains de quartz ;
- un second constitué par des calcaires micritiques à pellets, microfilaments et bioclastes (Bélemnites, Brachiopodes, Lamellibranches) très nombreux ; la bioturbation y est très développée.

Ces deux termes ne se superposent apparemment pas, dans les affleurements décrits.

**Epaisseur**

L'épaisseur de la formation est très variable et sa lacune a même pu être localement constatée (Guardia, 1975). Ces variations d'épaisseur mettraient en évidence le biseau stratigraphique des termes de plus en plus jeunes sur un substratum carixien qui serait déformé (Elmi et Ameur, 1976). Ce serait notamment le cas dans la partie orientale des Traras où la série domérienne est plus épaisse à l'Est qu'à l'Ouest (Ameur, 1978, p. 131). Ce dispositif traduit généralement la migration des dépôts vers le continent en période de montée relative du niveau marin (*onlap*).

**Cortèges sédimentaires**

Des résultats obtenus par Ameur (1978) dans le Djebel Fillaoussène, et d'Elmi (1983) dans le massif de Ghar Rouban, on peut dégager les propositions suivantes :

- un prisme de bas niveau marin serait représenté par l'ensemble des calcaires microsparitiques, graveleux, biodétritiques et à forte proportion d'éléments terrigènes

(affleurements de Bayada, Zaïlou et Taouïa). A Taouïa, le cortège sédimentaire (25 m) réunit une succession de bancs calcaires strato-croissants à stratifications entrecroisées ; les bancs lenticulaires y sont assimilés à des chenaux emboîtés les uns dans les autres. Ce matériel terrigène proviendrait de l'érosion de reliefs "rajeunis au cours de mouvements anté-domériens" dans la région de Nédroma (Ameur, 1978) ;

Dans la région du "horst de Ghar Rouban", les cortèges de bas niveau marin seraient représentés par des brèches à éléments volumineux (issus de l'érosion des "écueils", selon l'hypothèse d'Elmi, 1983) ;

- L'intervalle transgressif comporterait l'ensemble de calcaires micritiques à pellets, oolithes, bioclastes (coupes de Bayada n°1 , de Zaïlou n°2, de Djerf el Louz selon Ameur, 1978) et des calcaires (pseudo)noduleux (bioturbations), comme à Aïn Kebira.

Les dépôts les plus profonds correspondraient aux "biomicrites ferrugineuses bioturbées des Beni-Bahdel" [Calcaires pseudonoduleux des Beni-Bahdel (Elmi, 1983)] ;

- Le prisme de haut niveau marin surmonterait les calcaires précédents dans la coupe de Bayada n°1, par une alternance (16 m) de marnes et de calcaires strato-croissants.

Dans le secteur du "horst de Ghar Rouban", le cortège de haut niveau serait représenté par de faciès de plate-forme proximale avec des Foraminifères encroûtants, des Polypiers isolés et des Pectinidés (Elmi, 1983).

**Attribution stratigraphique**

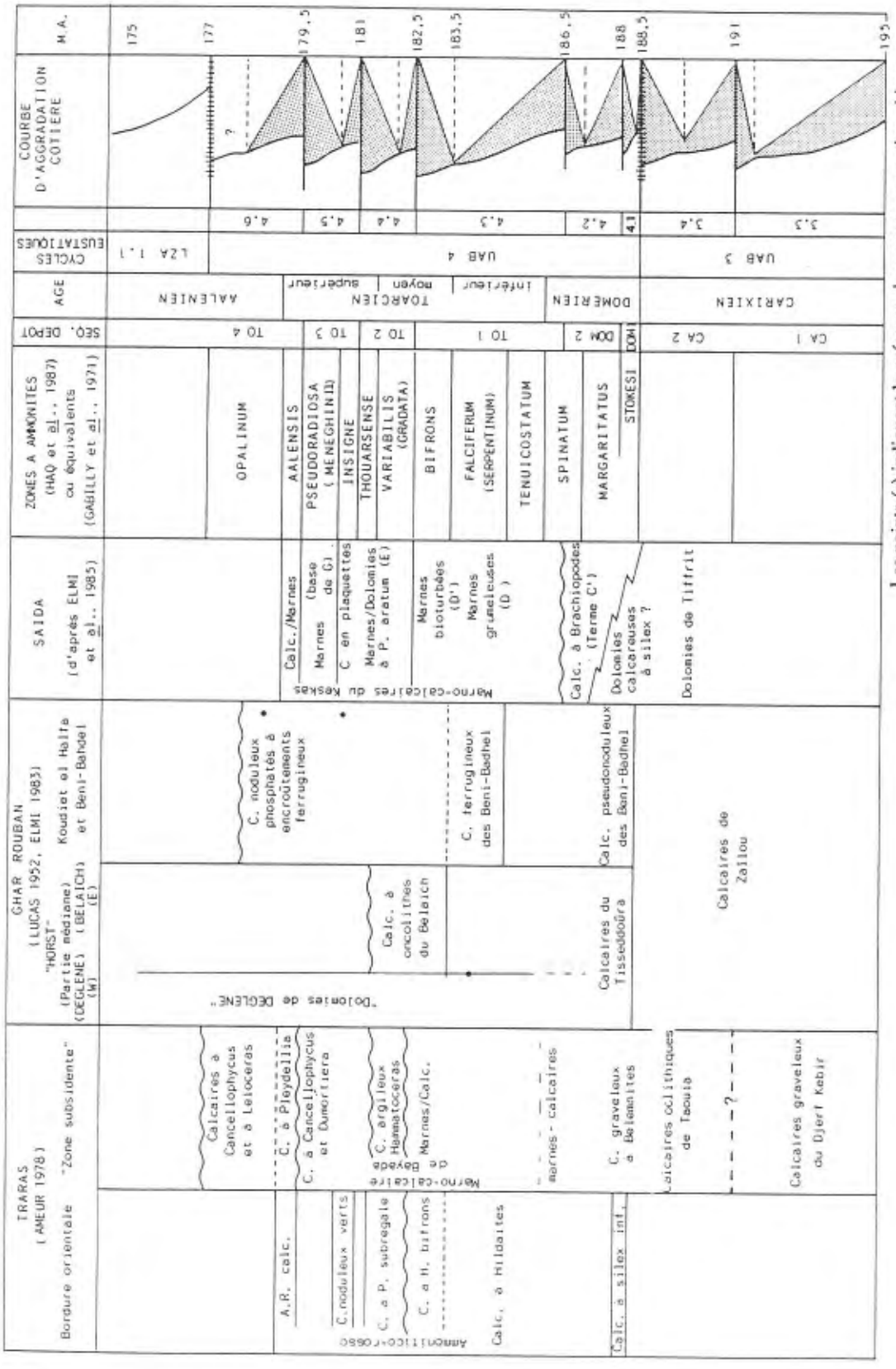
Les abondants débris d'Entroques, de Polypiers isolés, de Bélemnites, de Lamellibranches et d'Algues sont sans intérêt stratigraphique précis.

L'âge domérien inférieur de la formation est indiqué par des Ammonites dont *Amaltheus stokesi* (Sow.) définissant la zone à Stokesi (Elmi, 1972) dans les Calcaires à Amalthéidés des Traras (Guardia, 1975, p. 54). Par ailleurs, dans le Tenouchfi, des calcaires probablement synchrones renferment des *Protogrammoceras* dont *P. celebratum* d'Orb. (Atrops et *al.* , 1970) qui signerait la sous-zone inférieure à Celebratum de la zone à Stokesi (Mattei, 1971).

Le Domérien inférieur est aussi daté par des Brachiopodes dont les Spiriférines : *Spiriferina alpina* Opp. et *S. praerostrata* Fld. (Lucas 1942, 1952).

**Corrélations avec les cycles eustatiques**

Une séquence de dépôt des Calcaires du Tisseddoûra (Dom 1, fig. 25), limitée à la base par une discontinuité de type 1, coïnciderait avec le cycle eustatique UAB 4.1 ( Haq et *al.* , 1987). Elle est datée par une ammonitofaune de la zone à Stokesi.




Les points (•) indiquent la présence de marqueurs stratigraphiques
En grisé : cortèges sédimentaires reconnus dans les séquences de dépôt

Fig. 25 - Les séquences de dépôt du Lias préatlasique

**A.3- Formation des marno-calcaires du Djebel Keskas** (Domérien moyen-supérieur et Toarcien)

***Séquences de dépôt dans les Marno-calcaires du Djebel Keskas***

**a) Domaine tlemcénien oriental** (localité-type)

**Définition**

La Formation des marno-calcaires du Djebel Keskas est définie au Djebel Keskas dans les Monts de Saïda (Mangold et *al.* , 1979).

**Limites** (Elmi et *al.* , 1985)

Les marno-calcaires reposent indifféremment sur les divers termes des Dolomies de Tiffrit sous-jacentes, par l'intermédiaire d'une surface durcie et minéralisée (surface de transgression).

La limite supérieure est placée sous le premier banc des Calcaires d'Aïn Balloul (Aalénien moyen-supérieur).

**Lithologie**

Il s'agit d'une alternance de calcaires argileux et de marnes (50 m environ). A Saïda [région du "Seuil d'Aïn Soltane" (loc. fig. 5)] la formation se réduit en épaisseur et devient dolomitique.

**Age**

La biophase est représentée par des Lamellibranches (Trigonies, Pectinidés et Exogyres) et surtout par des Brachiopodes et des Ammonites qui indiquent le Domérien moyen à supérieur et tout le Toarcien.

**Stratigraphie séquentielle et corrélations avec les cycles eustatiques de 3ème ordre : *les séquences de dépôt dans les Marno-calcaires du Djebel Keskas*** (fig. 25 et 26)

La formation s'articule (Elmi et *al.* , 1985) en 6 termes (C', D, D', E, F, G) qui nous paraissent former 5 séquences de dépôt que nous désignerons par Dom 2, To 1, To 2, To 3 et To 4 :

***- La séquence de dépôt Dom 2 (Domérien moyen et supérieur)***

***Limite inférieure*** : c'est celle de la formation,

***Limite supérieure*** : discontinuité qui traduit, selon Elmi et *al.* (1985) un ralentissement ou un arrêt de sédimentation ; elle est soulignée par un "hard ground" au Djebel Cherchar (Dubar, 1932) ;

***Cortège sédimentaire*** ; il inclut un banc (1-3 m) de micrite dolomitisée (terme C') riche en Brachiopodes, qui passerait latéralement à des peldolosparites à grains de quartz. Ce dépôt précède vraisemblablement, au sommet de l'intervalle transgressif, l'intervalle condensé matérialisé par le "hard ground" du Djebel Cherchar ;

***Environnement*** : subtidal (partie amont) ;

***Age*** : indiqué par une association de Brachiopodes du Domérien moyen à supérieur, avec *Tetrarynchia ageri* (Rouselle et Bisch) et *Spiriferina praerostrata* Flamand ;

***Corrélations avec les cycles eustatiques*** : le dépôt de ces calcaires a pu s'effectuer lors du cycle eustatique de 3ème ordre UAB 4.2 (Haq et *al.* , 1987) auquel nous corrélons aussi le dépôt des "marnes kaki à *Canavaria sp.*" (Domérien supérieur) de la coupe du Chabet Sof Ahmed (Guardia, 1975, fig. 33).

### *- La séquence de dépôt To 1 (Toarcien inférieur - base du Toarcien moyen)*

Cette séquence (13 m environ) réunit les termes D et D' (Elmi et *al.* , 1985).

#### *Cortèges sédimentaires*

A la base s'observent des marnes jaunes parfois grumeleuses ("terme D") ; les Brachiopodes dont *Stolmorynchia bouchardi* (Dav.) y indiquent le Toarcien inférieur et plus précisément (en Provence) la zone à Serpentinum (Alméras et Moulan, 1982) ;

Dans les bancs inférieurs du terme D', les marnes sont dominantes avec certains niveaux fortement marqués par la bioturbation. Les Brachiopodes *Telothyris pyrenaica* (Dubar) et *Telothyris jauberti* (Deslongchamps) y indiquent le passage de la zone à Serpentinum à la zone à Bifrons (Alméras et Moulan, 1982) ;

La disparition de ces Brachiopodes (notamment de *Stolmorhynchia bouchardi*) dans les bancs supérieurs de D' et l'apparition de représentants du genre *Sphaeroidothyris* (*S. perfida*, *S. vari*) associés à *Homoeorhynchia* signent la zone à Bifrons (Elmi et *al.* , 1985) ; par ailleurs, *Hildoceras bifrons* a été trouvé au-dessus de.cette association (Ameur et *al.* , 1989).

Le terme D constituerait l'intervalle transgressif de cette séquence. Cette identification est confirmée par les marnes à niveaux bioturbés susjacentes qui relèvent de l'intervalle condensé. Celui-ci se traduit par une réduction de la sédimentation favorable à la prolifération des formes endobiontiques.

Les bancs supérieurs de D' constituent le prisme de haut niveau marin incluant les dépôts de la zone à Bifrons.

#### *Corrélations avec les cycles eustatiques*

La succession est conforme à l'évolution de la sédimentation pendant le cycle eustatique UAB 4.3 (Haq et *al.* , 1987).

La séquence est interrompue par une discontinuité de type 2 datée de 182,5 Ma et placée sous le "banc repère gris vert" à la base du terme E.

### *- La séquence de dépôt To 2 (Toarcien moyen - base du Toarcien supérieur)*

Elle rassemble le terme E (8 m) et la base du terme F (2-3,5 m dans sa totalité). Le milieu de sédimentation correspond à une vasière peu profonde ouverte.

#### *cortèges sédimentaires*

Le terme E comporte à la base des calcaires dolomitiques formant un banc repère, puis une alternance marnes/dolomies roses.

Ce terme est rapporté à la partie supérieure de la zone à Gradata (équivalent de la zone à Variabilis d'après Atrops et Elmi, 1971) grâce à la présence de *Pseudogrammoceras aratum* Buck. (Elmi et *al.* , 1985) (de *Podagrosites aratum* , *in* Ameur et *al.* ,1989).

La base du terme F renferme à Oum el Fernane *Pseudogrammoceras muelleri* (Denckmann) indiquant le passage de la zone à Gradata à la zone à Thouarsense.

Par conséquent, le terme E et la base du terme F, organisés en séquences de progradation binaires marnes/dolomies, pourraient être assimilés au prisme de haut niveau marin.

#### *Corrélations avec les cycles eustatiques*

L'âge de cette séquence la rend contemporaine du cycle eustatique de 3ème ordre UAB 4.4 (Haq et *al.* , 1987). Cette séquence de dépôt serait toutefois représentée dans ce secteur, par le seul prisme de haut niveau marin et s'achèverait sous une discontinuité corrélée avec celle de la charte à 181 Ma.

### *- La séquence de dépôt To 3 (Toarcien supérieur)*

Elle réunit la partie supérieure du terme F et la base du terme G (6-12 m dans sa totalité).

#### *Cortèges sédimentaires*

Le terme F correspond à des calcaires micritiques bioturbés en plaquettes ondulées pouvant se terminer en biseau (ce qui suggère des structures obliques) admettant des interlits marneux très minces.

La présence de *Pseudogrammoceras fallaciosum expeditum* Buck. indique la zone à Insigne (Elmi et *al.* , 1985). Localement (Oum el Fernane), ce terme renferme des Ammonites des zones à Thouarsense et à Insigne.

La partie inférieure de G présente des alternances marnes/calcaires (bancs décimétriques) avec des marnes dominantes vers la base et des calcaires strato-croissants ; cet agencement évoque celui d'un cortège de haut niveau marin.

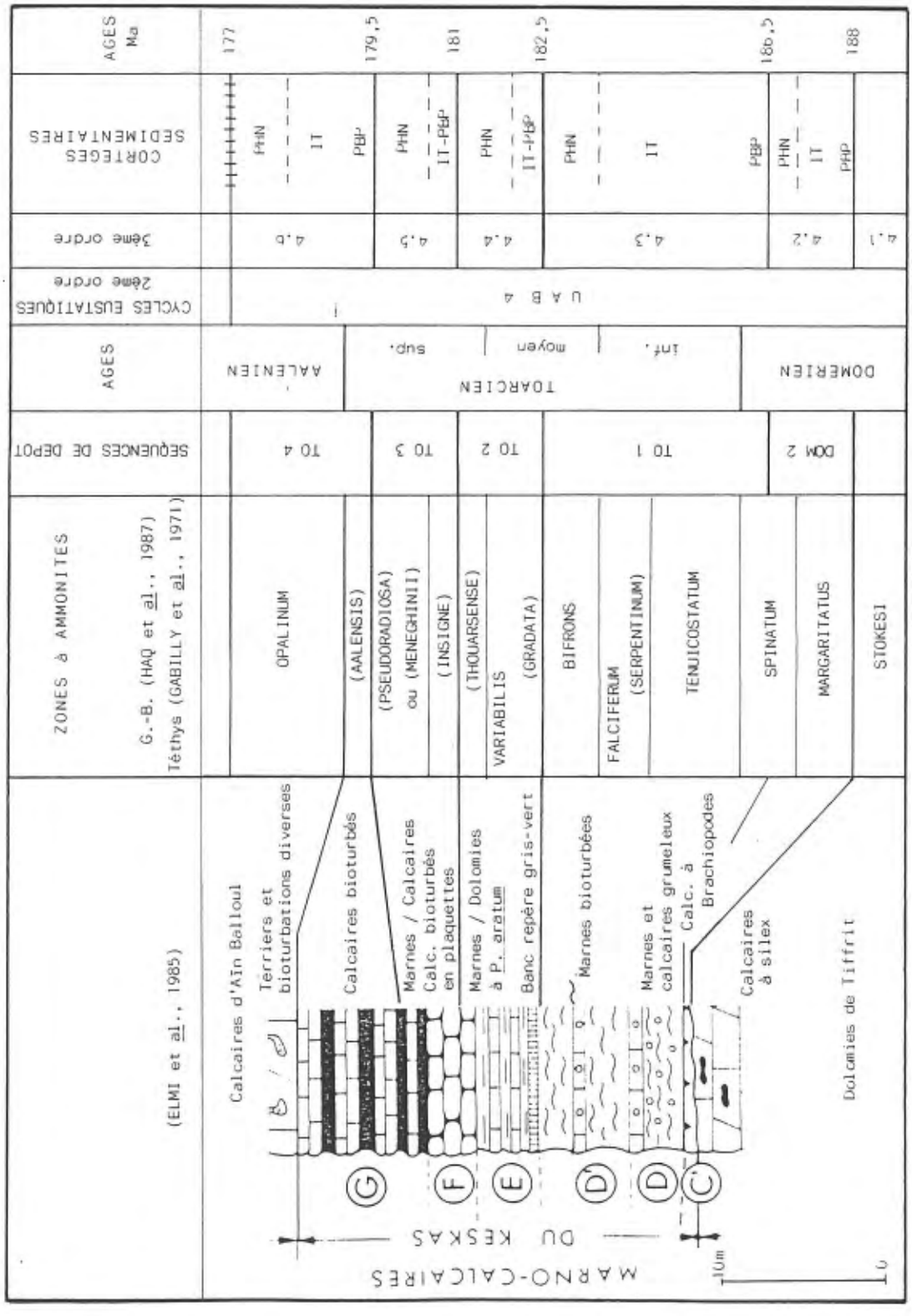



Fig. 26 - Les Marno-calcaires du Djebel Keskas - Cortèges sédimentaires et corrélations avec les cycles eustatiques

La séquence de dépôt incluerait par conséquent l'intervalle transgressif (partie supérieure de F) daté par la zone à Insigne précédant le prisme de haut niveau marin (base du terme G).

***Corrélations avec les cycles eustatiques***

La séquence s'insèrerait dans le cycle eustatique de 3ème ordre UAB 4.5.

Sa limite supérieure coincide avec la disparition des marnes vers le sommet de G. Elle pourrait être rapportée à la SB (Sequence Boundary) 179,5 Ma.

### *- La séquence de dépôt To 4 (Toarcien terminal-Aalénien inférieur)*

***Lithologie***

La séquence ainsi désignée correspond aux assises supérieures du terme G, juste au dessous des Calcaires d'Aïn Balloul de l'Aalénien moyen-supérieur. Il s'agit de calcaires en bancs épais, perturbés par la bioturbation. Des Brachiopodes indiquent le Toarcien élevé (zone à Aalensis?).

***Corrélations avec les cycles eustatiques***

Ces dépôts pouraient représenter l'intervalle transgressif d'une séquence de dépôt mise en place lors du cycle de 3ème ordre UAB 4.6 (Haq et *al.* , 1987).

Le prisme de haut niveau correspondant à la zone à Opalinum (base de l'Aalénien) n'existe pas (lacune ou érosion) dans cette séquence qui s'achève sous une discontinuité majeure rapportable à la discordance de type 1 datée de 177 Ma de la charte de Haq et *al.* (1987).

## b) Domaine tlemcénien occidental

Les données stratigraphiques recueillies dans la région de Ghar Rouban (Lucas, 1942, 1952 ; Elmi, 1983) révèlent l'existence de 4 séquences de dépôt (To 1, To 2, To 3 et To 4) développées dans l'intervalle Domérien supérieur- Aalénien inférieur (fig. 25).

### *- La séquence To 1 (Toarcien inférieur-base du Toarcien moyen)*

• L'intervalle transgressif pourrait être représenté par des calcaires ferrugineux à Entroques et à oolithes constituant la Formation des calcaires de Beni Bahdel. Ces faciès de haute énergie se développeraient "à partir de la zone à Serpentinum" dans les zones qualifiées de peu subsidentes, ou "à sédimentation réduite" selon Lucas (1942, 1952), situées sur la bordure orientale du "horst de Ghar Rouban" (région du Koudiet el Halfa, au SW du barrage de Beni Bahdel).

Dans le secteur occidental de la partie médiane du "horst" (région de Déglène et de Ghar Rouban), le cortège transgressif est constitué par les niveaux inférieurs calcaires de la Formation des dolomies de Déglène, datés par des Brachiopodes (Lucas, 1942) dont *Stolmorhynchia bouchardi* (Dav.) caractérisant (en Provence) la zone à Serpentinum (Alméras et Moulan, 1982).

Dans le secteur oriental de la partie médiane du "horst" (secteur du Tisseddoûra), Lucas (1952) mentionne des "bancs, de quelques centimètres à 1,5 m d'épaisseur, sporadiques, très riches en Ammonites" parmi lesquelles on reconnaît les indicateurs de la zone à Serpentinum , avec *Harpoceras falciferum* (Sow.).

• Le prisme de haut niveau marin correspondrait aux alternances marnes/calcaires qui sont l'équivalent des Marno-calcaires de Bayada rapportés dans les Traras, au Toarcien moyen (Ameur, 1978).

Il est mis en évidence dans les régions où la subsidence est apparemment "très active" selon Lucas (1942,1952), situées à la périphérie sud et est du "horst", et qui correspondent vraisemblablement à des dépôt-centres.

Dans le secteur oriental de la partie médiane du "horst" (Belaïch), le cortège de haut niveau marin serait matérialisé par les termes de la Formation des calcaires à oncolithes du Belaïch, datés (Elmi, 1983) par les Ammonites de la zone à Bifrons avec notamment *Hildoceras bifrons* (Brug.). La formation constitue dans ce secteur, une série très condensée (2 m maximum), comportant des biomicrites ferrugineuses à spicules et à oncolithes traduisant selon Elmi (1983) les conditions de sédimentation d'une plate-forme externe "ferrugineuse" voisine d'îles lessivées.

Dans le secteur occidental du "horst" (Dj. Fernane) se développent les Dolomies de Déglène.

### *- La séquence To 2 (Toarcien moyen-base du Toarcien supérieur)*

Cette séquence correspond probablement à la partie supérieure des Calcaires à oncolithes du Belaïch où ont été récoltées des Ammonites de la sous-zone à Gemma, c'est à dire de la base de la zone à Gradata (Elmi, 1983), et quelques *Sphaeroidothyris* (Ameur et *al.* ; 1989). Cette sous-zone à Gemma est corrélable avec l'intervalle transgressif de la séquence correspondant au cycle eustatique de 3ème ordre UAB 4.4 (Haq et *al.* , 1987).

Le dernier banc calcaire contient (Elmi, 1983) des Ammonites de la sous-zone à Alticarinata, sommet de la zone à Gradata (au sens de Atrops et Elmi, 1971) et assimilée aux sous-zones à Illustris et à Variabilis de Gabilly et *al.* (1971). Il représenterait le prisme de haut niveau marin.

Les Calcaires du Belaïch sont couronnés par une discontinuité qui jalonnerait selon Lucas (1942), la lacune de l'Aalénien et du Bajocien.

***- Les séquences To 3 et To 4 (intervalle Toarcien supérieur-Aalénien inférieur)***

- Dans le Koudiet el Halfa, le Toarcien supérieur est représenté selon Lucas (1952, p. 71) par des calcaires noduleux rougeâtres, phosphatés, à encroûtements ferrugineux, riches en Ammonites dont *Hammatoceras insigne* et *Hammatoceras speciosum* indiquant la zone à Insigne. Les derniers bancs renfermeraient *Leioceras* proche de *L. Opalinum*, signant la zone à Opalinum. Cet ensemble matérialiserait les cortèges des séquences développées au Toarcien supérieur et à l'Aalénien inférieur.

Ces calcaires sont surmontés par les marnes du Bajocien supérieur (Marnes de Zahra). On constate, par conséquent l'absence de la séquence de l'Aalénien supérieur induite par la baisse brutale du niveau marin au-delà de la bordure de la plate-forme côtière coïncidant avec la SB 177. Cette baisse serait entretenue par des mouvements tectoniques ayant rehaussé ce secteur du "horst" ; ce n'est pas l'opinion de Lucas (1952) pour qui la "lacune entre le Lias et le Bathonien ne correspond en aucune façon à une émersion".

- Dans le secteur oriental de la partie médiane du "horst" (région du Tisseddoûra), Lucas (1952) mentionne parmi les Ammonites récoltées dans ces séries condensées (*cf.* plus haut) *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle) indiquant la zone à Insigne (Gabilly et *al.*, 1971) et *Dumortiera sp.* indiquant la zone à Pseudoradiosa. Il met ainsi en évidence un témoin de la séquence To 3 (Toarcien supérieur)

## c) Domaine prétellien occidental (massif des Traras)

**Unités lithologiques.**

Le Toarcien, dans le massif des Traras, est matérialisé par plusieurs formations qui ne se superposent pas nécessairement mais qu'il est possible d'ordonner stratigraphiquement grâce à la biophase (essentiellement des Ammonites). Il s'agit des Calcaires à faciès "ammonitico-rosso", des Marno-calcaires de Bayada et de la partie basale des Calcaires à *Cancellophycus* des Traras :

- Les Calcaires à faciès "ammonitico-rosso" (voir Elmi, 1978), ou Calcaires rouges des Traras (Gentil, 1903) renferment ici de célèbres gisements d'Ammonites étudiés en détail par Gentil (1903, p. 103), Atrops et Elmi (1971) et Guardia (1975). Ces formations s'organisent suivant un dispositif qui suggère aux auteurs (Guardia, 1975 ; Elmi et *al.* , 1974) une sédimentation sur les marges d'un paléorelief structuré, dès la limite Domérien-Toarcien.

- La Formation des marno-calcaires de Bayada est définie et détaillée par Ameur (1978) dans la partie orientale du Djebel Fillaoussène ("coupe-type de Bayada", p. 148). Elle englobe les "calcaires argileux et marnes" de Guardia (1975). Son aire de sédimentation est

localisée dans les zones jugées subsidentes par les auteurs, et situées à la périphérie du "haut-fond des Traras".

- La Formation des calcaires à *Cancellophycus* (*Zoophycos*) désigne dans le massif des Traras un épais ensemble à dominante calcaire présentant ces traces rayonnantes et arquées dont on ne sait pas encore si elles résultent de l'activité d'un organisme ou de phénomènes mécaniques.

Nous avons étudié le Lias dans le secteur NW des Traras et notamment le long d'une coupe méridienne levée de part et d'autre de la route qui serpente entre le Djebel Sekika, à l'Est, et le Djebel Annina Bou Djellil à l'Ouest (entre X = 106, Y = 207,5 et X = 106, Y = 209, feuille de Nemours au 1/50 000) (fig. 27 et aussi Guardia 1975, p. 58 et fig. 34). En leur appliquant les méthodes de stratigraphie séquentielle, nous proposons une interprétation nouvelle de tous ces faciès en termes de cortèges sédimentaires de séquences de dépôt.




Fig. 27 - Localisation cartographique de la coupe du Sekika

**Stratigraphie séquentielle**

Les ensembles lithostratigraphiques du Toarcien s'articulent en 4 séquences de dépôt (fig. 25) :

***- La séquence de dépôt To 1 (Toarcien inférieur-base du Toarcien moyen)***

La séquence complète se reconnaît dans les calcaires à faciès "ammonitico-rosso" de la "coupe du Sekika". Ces calcaires affleurent au bas de la combe dominée par la ferme de Souk El Arba (fig. 27).

- L'intervalle transgressif (Toarcien inférieur)

Le cortège sédimentaire correspondant est représenté par une assise (2-3 m) de calcaires argileux gris, à Entroques associés en séquences mineures de rétrogradation à des interlits centimétriques marneux. Ces marnes renferment des Ammonites, dont *Hildaites sp.* (Guardia, 1975) caractéristique selon Atrops et Elmi (1971) de la sous-zone à Strangewaysi (base de la zone à Serpentinum) du Toarcien inférieur.

Vers le haut, alors qu'ils prennent une teinte rose, ces calcaires sont pétris d'Ammonites dont *Hildoceras sublevisoni* Fuc. et *H. lusitanicum* Meist. (Guardia, 1975) signant la sous-zone à Sublevisoni ; celle-ci (*sensu* Gabilly et *al.* , 1971) est considérée comme l'équivalent des sous-zones inférieures à Commune et Fibulatum de la zone à Bifrons (de la charte de Haq et *al.* , 1987). Ces horizons fossilifères pourraient représenter l'intervalle condensé.

Nous corrélons ces derniers avec un encroûtement pelliculaire de structure algo-laminaire constitué par une micrite rosâtre et situé à quelques 300 à 400 m de l'affleurement principal, vers l'Ouest (fig. 29). Cette croûte tapisse ou comble les irrégularités d'un mur érodé et karstifié constitué par les Calcaires à silex domériens sous-jacents. Elle contient de grands *Hildoceras* déjà signalés par Elmi (1979). Cette pellicule micritique est, selon nous, le témoin d'une surface d'inondation maximum [maximum flooding surface (MFS)].

*Notons que cette hypothèse n'est pas compatible avec celle de Elmi (1979) selon laquelle cette croûte envelopperait des zones hautes, subaériennes.*

- Le prisme de haut niveau marin (Toarcien moyen)

Il s'agit d'un ensemble de teinte rouge violacé de calcaires marneux biodétritiques à grumeaux ; les bancs pluridécimétriques sont séparés par des interlits centimétriques de marnes argileuses globalement grumeleuses. La surface supérieure des bancs calcaires est fréquemment bioturbée.

Il renferme une abondante faune d'Ammonites de la zone à Bifrons (à partir de la sous-zone à Bifrons , selon Guardia, 1975).

Latéralement, ce cortège de haut niveau présente le faciès "ammonitico-rosso argileux" (*sensu* Ameur, 1978) qui se développe essentiellement sur la bordure orientale du massif des Traras (Guardia, 1975), quelquefois seulement précédé de niveaux noduleux à *H. sublevisoni* et *H. lusitanicum* (sous-zone inférieure de la zone à Bifrons de Gabilly et *al.* , 1971).

Dans la partie orientale du Djebel Fillaoussène (Ameur, 1978), les faciès sont comparables à ceux du Sekika avec toutefois prédominance des marnes sur les calcaires en bancs peu épais. L'âge est indiqué par les *Harpoceras* et les *Hildoceras* de la zone à Bifrons.

Dans la région de Bayada, ce cortège sédimentaire s'achève sous une discontinuité marquée par un encroûtement ferrugineux.

### - *La séquence de dépôt To 2 (Toarcien moyen-base du Toarcien supérieur)*

- Intervalle transgressif

A Bayada (coupe-type d'Ameur, 1978, p. 149), l'intervalle transgressif correspondrait à une assise (1 m) de calcaires marneux en bancs décimétriques, à débit noduleux, finement gréseux et bioclastiques à certains niveaux, et de marnes verdâtres en interlits centimétriques. Les marnes renferment, entre autres Ammonites, *Collina gemma* (Bonarelli), *Collina sp.* et *Pseudomercaticeras sp.* indiquant la présence probable de la sous-zone à Collina, base de la zone à Gradata (au sens de Atrops et Elmi, 1971). Cette alternance marno-calcaire s'achève par un "banc calcaire à débit noduleux présentant à sa surface supérieure des traces de pistes et un encroûtement ferrugineux" ; il s'agit vraisemblablement de l'intervalle condensé.

- Le cortège de haut niveau marin (2,5 m) serait constitué (fig. 28) par des calcaires argileux bioclastiques en dalles centimétriques, à débit noduleux, qui renfermeraient à la base *Hammatoceras* gr. *costulosus* Merla signant aussi la zone à Gradata (Atrops et Elmi, 1971) ainsi que la sous-zone à Illustris de la zone à Variabilis de Gabilly et *al.* (1971). Il s'achève par des marnes feuilletées (0,10 m) à *H.* gr. *costulosus* .

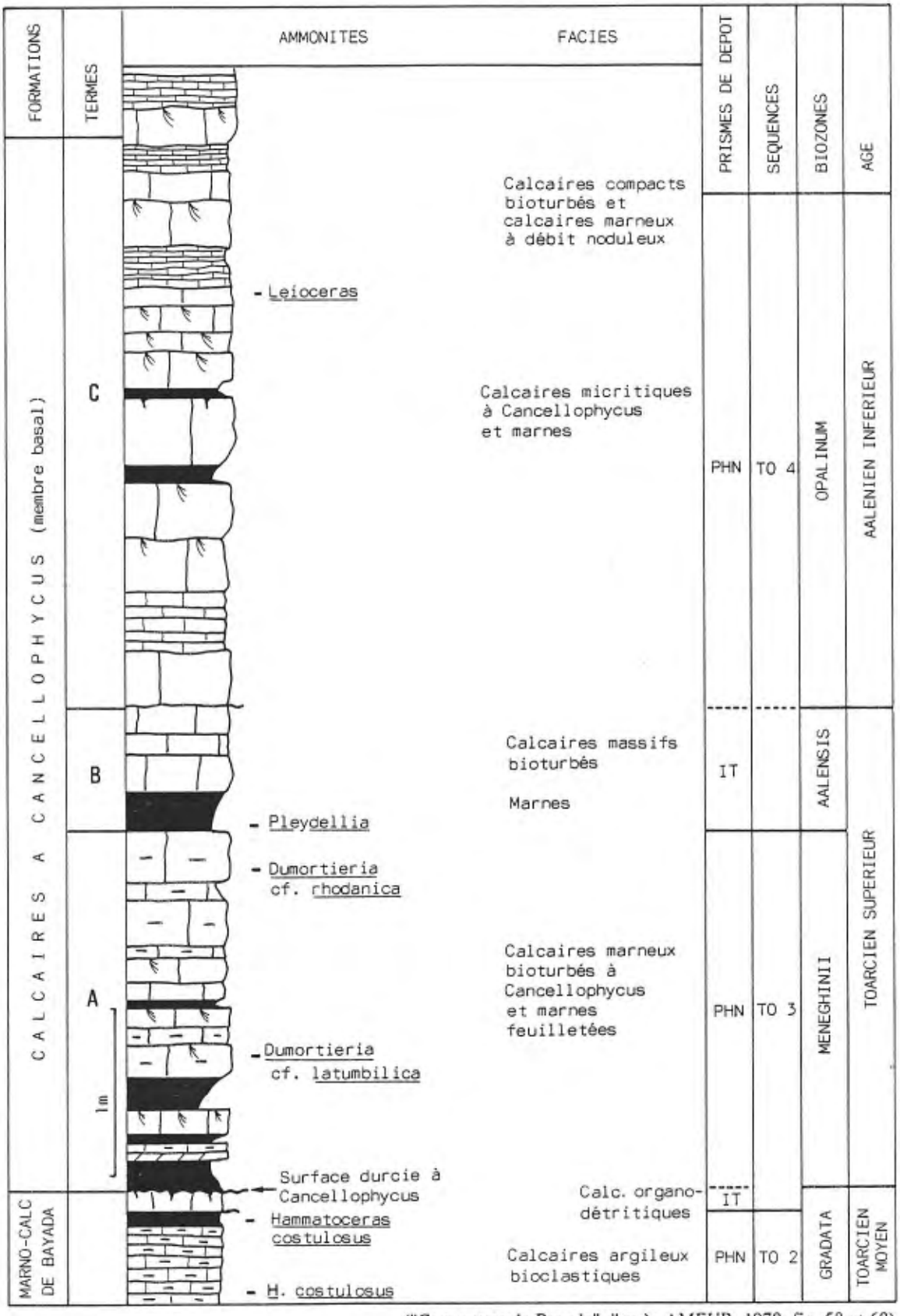
Dans la partie centrale du Djebel Fillaoussène (Ameur, 1978), le cortège de haut niveau marin comporte une succession de petites séquences décimétriques associant des marnes et des calcaires micritiques à surface supérieure érodée et bioturbée.

L'âge est indiqué par les Ammonites de la Zone à Gradata avec notamment *Pseudogrammoceras subregale* Pinna, dont l'apparition signe la sous-zone à Alticarinata (Atrops et Elmi, 1971) et la sous-zone à Illustris [zone à Variabilis de Gabilly et *al.* (1971)].

### - *La séquence de dépôt To 3 (Toarcien supérieur)*

- L'intervalle transgressif

Dans la coupe-type de Bayada (Ameur, 1978, p.149 et 155 et voir fig. 28), les marnes à *Hammatoceras* du prisme de haut niveau de la séquence précédente sont surmontées




("Coupe-type de Bayada" d'après AMEUR, 1978, fig. 58 et 60)

Fig. 28 - L'intervalle Toarcien moyen - Aalénien dans le Djebel Fillaoussène

par une assise calcaire (1 m) qui débute par un banc (0,10 m) de calcaires organodétritiques à surface supérieure ondulée et durcie présentant des *Zoophycos* ; les bancs suivants (base du terme A des Calcaires à *Cancellophycus*) montrent avec les *Zoophycos*, des figures de bioturbation identifiées comme des "traces de pacage", des terriers et des traces de reptation.

Les calcaires organodétritiques représenteraient l'intervalle transgressif ; les bancs suivants correspondraient au dépôt de l'intervalle condensé, en période d'inondation maximum.

- Prisme de haut niveau marin (1,80 m)

A la suite de l'assise précédente, Il s'agit d'une alternance de marnes feuilletées et de calcaires marneux bioturbés portant des *Zoophycos* à leur surface supérieure.

Il est daté par *Dumortieria* qui indique la zone à Pseudoradiosa [1] (Gabilly et *al.* ,1971) tenue pour l'équivalent de la zone à Meneghinii (Atrops et Elmi, 1971).
Ce terme est interrompu par une discontinuité au sommet d'un banc calcaire à *Dumortieria cf. rhodanica.*

Le prisme de haut niveau renferme *Hammatoceras speciosum* (Jan) qui indique la Zone à Insigne [notamment la sous-zone supérieure à Insigne [2] (Gabilly et *al.* , 1971)], dans des marnes rougeâtres à Taouïa et à Dar M'Haissar (Ameur, 1978).

### *- La séquence de dépôt To 4 (Toarcien terminal-Aalénien inférieur)*

- L'intervalle transgressif (Toarcien terminal)

Le cortège sédimentaire (terme B de la coupe-type de Bayada selon Ameur, 1978, p. 156 et voir fig. 28) comporterait des marnes suivies par des calcaires compacts, micritiques, bioturbés.

Son âge est indiqué par *Pleydellia sp.* qui signe la zone à Aalensis.

La surface d'inondation maximum se situe au sommet des calcaires ; elle se manifeste par une "surface ondulée".

---

1 La zone à Pseudoradiosa au sens de Gabilly et *al.* (1971) est considérée, ici, comme l'équivalent de l'ensemble des sous-zones (boréales) à Levesquei et à Mooreii reportées sur la charte de Haq et *al.* (1987). Cette zone est par ailleurs assimilée à la zone à Meneghinii par Atrops et Elmi (1971)

2 La zone à Insigne au sens de Gabilly et *al.* (1971) comprend la sous-zone inférieure à Fallaciosum et la sous-zone supérieure à Insigne ; la première correspond à la partie supérieure de la zone à Thouarsense et la deuxième, à la partie inférieure de la zone à Levesquei (sous-zone à Dispansum en domaine boréal), définies en Grande-Bretagne et reportées sur la charte de Haq et *al.* (1987).

- Le prisme de haut niveau marin (Aalénien inférieur)

Le cortège sédimentaire correspond au terme C du "membre basal" des Calcaires à *Cancellophycus* dans la "coupe-type de Bayada" (fig. 28). Il s'agit d'une alternance de marnes et de calcaires micritiques noduleux présentant des *Zoophycos* à la surface supérieure. Il est daté par *Leioceras sp.* qui indique la zone à Opalinum (Contini et *al.* , 1971).

La limite supérieure est placée comme le propose Ameur sous le premier banc de l'assise des Calcaires à *Cancellophycus* des Traras (*sensu stricto*) attribués à l'Aalénien supérieur. Elle correspond à une discontinuité majeure reconnue avec plus de netteté dans le Djebel Sekika.

### - *Les séquences de dépôt du Toarcien moyen et supérieur dans la coupe du Djebel Sekika (To 2 et To 3)*

***Les cortèges sédimentaires*** (fig. 29)

Les cortèges sédimentaires regroupent les termes supérieurs de la série marno-calcaire de la coupe du Sekika antérieurement amorcée : les faciès "Ammonitico-rosso argileux" (*sensu* Ameur, 1978) de la Zone à Bifrons (cortège de haut niveau de la séquence To 1) passent à un faciès "Ammonitico-rosso" plus calcaire sans qu'on ait pu y observer une discontinuité. Les nodules se raréfient dans les bancs calcaires qui deviennent plus compacts. La série s'achève par une assise (2 m) de calcaires à grains de quartz, gris sombre, graveleux au sommet. Ces calcaires renferment de gros nodules ovoïdes ferrugineux, à structure stromatolithique (oncolithes) et de rares débris d'Ammonites.

Les zones à Gradata (et notamment la sous-zone à Alticarinata), à Insigne et à Pseudoradiosa sont probablement représentées selon Atrops et Elmi (1971). En revanche la zone à Aalensis (Toarcien terminal) n'est pas signalée dans le secteur.

***Les discontinuités*** (fig. 29)

• L'obliquité des bancs calcaires à faciès "Ammonitico-rosso" sur les assises domériennes, met en évidence un dispositif en biseau d'aggradation vers l'Ouest.

• Les discontinuités qui limitent des séquences de dépôt sont difficilement identifiables. L'une d'elle (SB 181, à la base du Toarcien supérieur, sur la charte de Haq et *al.* , 1987) serait à rechercher entre "l'Ammonitico-rosso argileux" (qui est un faciès de talus) et "l'Ammonitico-rosso calcaire" (de position plus proximale sur la plate-forme) dont la superposition évoque une dynamique de séquence de comblement.

• La limite supérieure qui interrompt la série toarcienne est une discontinuité majeure de type 1 (SB 177, placée entre l'Aalénien inférieur et l'Aalénien moyen, de la charte de Haq et *al.* , 1987), à la limite supérieure de la zone à Opalinum. Elle est soulignée

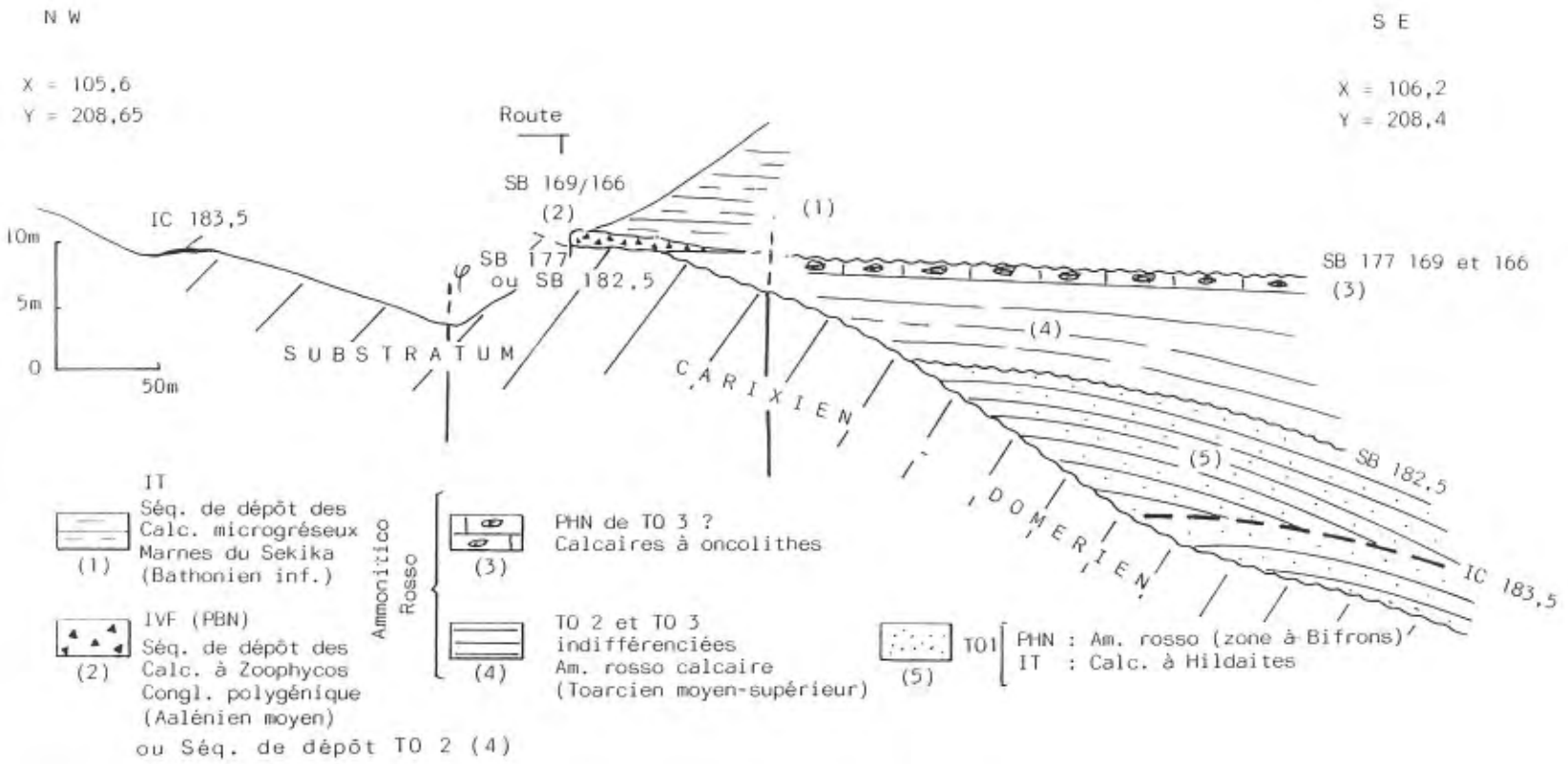



Fig. 29 - Coupe du Sekika - Interprétation des cortèges sédimentaires du Lias supérieur et de leur géométrie

par un encroûtement ferrugineux couronnant la surface supérieure des calcaires à oncolithes ferrugineux. On peut s'interroger sur la signification de cette discontinuité :

- Signification tectonique :

Cette discontinuité précède dans le Sekika, le dépôt des "marnes à *Posidonomyes*" (ou Marnes du Sekika) attribuées au Bathonien inférieur (Guardia, 1975). Elle correspond par conséquent à une surface de non-dépôt pendant le Toarcien terminal, l'Aalénien et le Bajocien (étages reconnus par ailleurs). Cette lacune de sédimentation serait le résultat selon Elmi (1972) d'une phase épéirorogénique majeure" ("phase aalénienne") débutant à la fin de la zone à Opalinum .

- signification eustatique :

1) Cette discontinuité interrompt le dépôt de la séquence du Toarcien supérieur (qui inclut la zone à Pseudoradiosa) et aurait donc valeur de limite de séquence de dépôt ;

2) elle s'accompagne de la lacune de la séquence To 4 (Toarcien terminal-base de l'Aalénien) dont les dépôts datés par des Ammonites de la zone à Aalensis sont présents plus au Sud, dans le Fillaoussène ;

3) l'existence d'une discontinuité de type 1 à ce niveau stratigraphique, est envisagée dans le secteur compte tenu de la présence d'un conglomérat polygénique (fig. 29) jusqu'à présent considéré comme l'équivalent latéral des faciès "Ammonitico-rosso" (Toarcien moyen), et que nous interprétons comme la brèche de comblement d'une "vallée incisée" (IVF) aux dépens du substratum liasique. Or, le développement d'un tel dispositif ne peut s'effectuer que pendant la chute rapide du niveau marin au-delà de la bordure de la plate-forme côtière, qui pourrait correspondre à la discontinuité-limite supérieure de la zone à Bifrons (la SB 177 confondue avec les SB 169 et 166, couronnant alors le conglomérat) soit à la discontinuité intra-aalénienne (la SB 177 marquant alors la base du conglomérat).

Une baisse eustatique, à l'origine d'une importante érosion sur la plate-forme exondée, est probablement en partie une des causes de la lacune du Toarcien terminal-base de l'Aalénien.

*Nous tenons cette discontinuité de type 1 comme limite supérieure de la séquence majeure du Lias dans le Domaine prétellien.*

## B- DOMAINE TELLIEN

### - Allochtone à "affinité rifaine"

Les formations attribuées au Lias sont essentiellement représentées dans l'allochtone à "affinité rifaine" défini par Guardia (1975). Celui-ci correspond à des unités charriées, à matériel épimétamorphique, structuralement les plus basses du complexe allochtone tellien ; elles sont respectivement désignées par Unités de "l'Haouarîya", du "Skouna", "d'El Melah" et du "Tadjera".

**Les ensembles lithologiques** (fig. 30)

***• L'ensemble carbonaté de base***

En Oranie occidentale, Guardia distingue un "groupe carbonaté inférieur" constitué par des calcaires massifs, marmoréens, parfois rubanés révélant un microplissement intense. Ils forment la "klippe du Tadjera" dans les Traras. Ces calcaires incluent localement (El Melah) des silex.

En Oranie centrale (massifs côtiers oranais), il s'agit d'un ensemble carbonaté comportant des calcaires marmoréens, massifs, épais, métamorphisés, finement rubanés à certains niveaux ou dolomitisés. Ces calcaires passent ensuite progressivement à des calcschistes jaunâtres ou rosés. Par ailleurs, des dolomies brunes limoniteuses, finement rubanées et intensément microplissées, vestiges d'écailles, affleurant sur le versant nord des massifs littoraux, pourraient être contemporaines de ces calcaires.

- Dans le massif d'Oran, cet ensemble correspond aux calcaires constituant le Djorf Halia (Fenet, 1975, p. 38), qui reposent ici en contact anormal sur les formations schisto-gréseuses crétacées, et aux dolomies rousses qui, au Cap Falcon et latéralement à la pointe Coralès (Centène, Ciszak, Gonord et Rolet, 1977) sont charriées sur la Formation de la Montagne des Lions (fig. 13).

- Dans les Monts d'Arzew, ce sont les masses calcaires recristallisées, à passées conglomératiques qui coiffent les Djebels Kristel et Orousse (fig. 54). La position structurale de ces calcaires sera discutée ultérieurement.

***• La brèche du massif de Madakh***

A Madakh (carte géologique du massif de Madakh, fig. 16), des affleurements de brèches à ciment dolomitique de faible étendue, parfois ponctuels, parsèment le massif. Ils correspondent à des placages à contours mal définis qui sont des lambeaux résiduels d'une

couverture post-hercynienne peu épaisse, érodée. Cette brèche repose en discordance sur le socle par l'intermédaire d'une surface de ravinement bien visible sur la crête du Djebel Akahl. Les éléments anguleux de toutes tailles qui représentent les formations paléozoïques sous-jacentes, visiblement remaniées sur place, sont liés par un ciment dolomitique granuleux hématisé. Des contacts souvent flous, une texture et une couleur comparables à celles de la formation gréso-schisteuse sur laquelle elle repose souvent, entraînent des confusions ; d'ailleurs Fenet (1975, p. 38) ne fait aucune distinction entre ces deux faciès qu'il regroupe dans la même "formation schisto-dolomitique intensément plissée et métamorphisée", ce qui n'est pas le cas de cette brèche bien individualisée.

Un tel faciès reposant en discordance sur le socle hercynien est unique dans les massifs littoraux ; il n'est pas comparable aux brèches chaotiques discordantes sur le Westphalien de la Montagne des Lions et présumées permiennes ("tégument permo-triasique", fig. 21). Ce faciès est aussi tout à fait différent des formations jurassiques du "parautochtone d'Oran" et du Crétacé généralement en écailles tectoniques. Enfin cette brèche est uniquement impliquée dans la tectogenèse alpine dont elle épouse les déformations ; ses affleurements occupent notamment les fonds de synclinaux alpins.

**Attribution stratigraphique**

Pour l'ensemble carbonaté, Gourinard (1958) propose un âge barrémien, considérant ces masses calcaires comme interstratifiées dans des calcschistes datés par des Ammonites de cet âge (Ficheur et Doumergue, 1908).

Fenet (1975) signale dans les calcaires des débris d'Echinodermes. Il propose de rapporter cette formation au Lias inférieur et moyen suivant en cela Doumergue et Ficheur (1908 ; 1913) pour qui déjà, ces masses calcaires formaient des écailles tectoniques. Cette interprétation nous paraissant répondre à nos propres observations, nous conservons les attributions de Fenet qui rendent ainsi l'ensemble carbonaté de base contemporain des Calcaires prételliens de Zaïlou voire des Calcaires du Tisseddoûra.

Dans cette hypothèse, les calcschistes jaunes, au dessus des calcaires, seraient attribuables au Lias supérieur et de ce fait, du même âge que les dépôts à dominante argileuse du Toarcien prétellien (Formation des marno-calcaires de Bayada).

En ce qui concerne la brèche à ciment dolomitique de Madakh, faute d'arguments probants, nous nous rangerons à l'opinion de Doumergue (1924) qui rapporte cette formation au Lias.

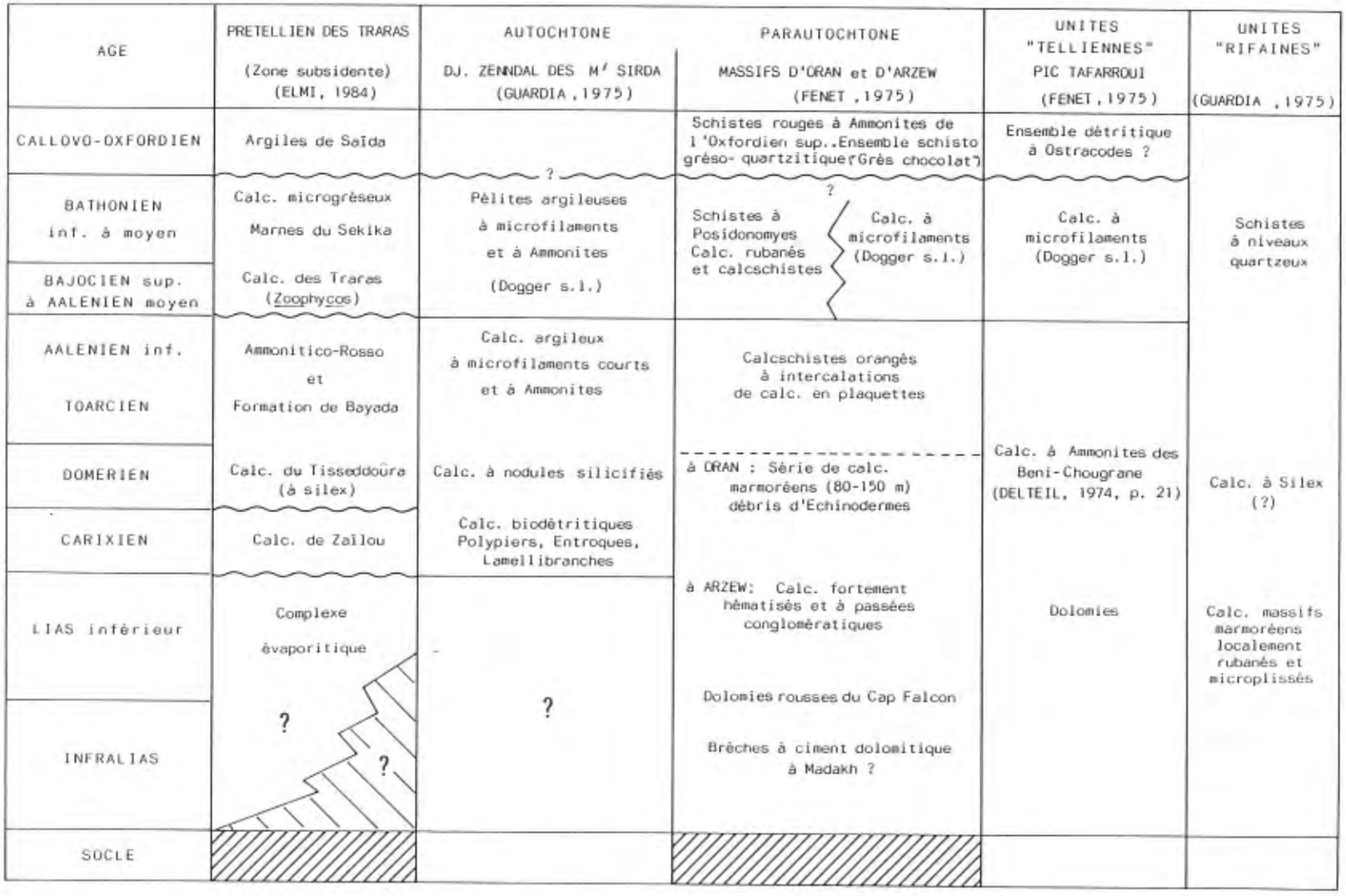



Fig. 30- Corrélations des unités lithostratigraphiques du Jurassique inférieur et moyen des domaines prétellien et tellien oranais

- **Allochtone à "affinité tellienne"** (fig. 30)

Il est formé de nappes dont l'histoire s'est déroulée dans l'étage structural superficiel (Guardia, 1975).

Le Jurassique y est représenté soit sous forme de blocs hétérométriques faisant partie du matériel polygénique resédimenté dans les brèches à matrice gypseuse sénoniennes, soit constituant des lambeaux tectoniques de signification encore mal établie (Pic Tafaraoui) ou des lames (Beni-Chougrane). Ces affleurements associés aux nappes telliennes nous renseignent sur les milieux de dépôt les plus septentrionaux du domaine externe de l'orogène tellien.

- Dans une lame tectonique contenue dans l'Unité Chouala des calcaires sont datés par des Ammonites du Domérien et du Toarcien (Delteil, 1974) ;

- Dans les brèches à Trias resédimenté du Sénonien (dont l'étude sera proposée plus loin), plusieurs faciès identifiés parmi les blocs resédimentés représentent vraisemblablement le Lias. Il s'agit : des calcaires marmoréens, de faciès analogues à ceux de la "klippe du Tadjera", notamment ceux que contient l'affleurement de la "Plâtrière de la Tafna" ; des calcaires bleutés et rosâtres en dalles, et des calcaires bréchiques qui constituent le sommet du Kef El Kolea ; des dolomies rubanées de type stromatolithique fréquentes dans tous les affleurements associés aux unités à "affinité rifaine" et dans quelques unes des unités "telliennes" ("Plâtrière de la Tafna", Aïn el Harrous, Arbal).

# 2 - SEQUENCES DE DEPOT DANS LE DOGGER

## A- DOMAINE PRETELLIEN

### • Composition lithostratigraphique

Le Dogger prétellien comporte les unités lithostratigraphiques suivantes :

- les Calcaires à *Cancellophycus* (Aalénien moyen-Bajocien moyen inclus) ;
- les Marnes de Zahra (Bajocien supérieur) ;
- les Calcaires microgréseux (Bathonien inférieur et moyen).

Chacune de ces trois unités correspond à une séquence de dépôt que nous désignerons respectivement par (fig. 31) :

- la séquence de dépôt des Calcaires à *Zoophycos* (Aalénien moyen-Bajocien inférieur) ;
- la séquence de dépôt des Marnes de Zahra (Bajocien moyen-supérieur) ;
- la séquence de dépôt des Calcaires microgréseux (Bajocien terminal-Bathonien moyen).

A ces trois séquences s'ajoute la séquence de dépôt de la fin du Bathonien moyen.

### • Environnements

Le Dogger constitue une séquence majeure d'acception classique, qui évolue sur la partie distale d'une plate-forme. Elle traduit une tendance générale à l'approfondissement du milieu de dépôt.

### A.1- Formation des calcaires à *Cancellophycus*

***Séquence de dépôt des Calcaires à Zoophycos*** (Aalénien moyen à Bajocien inférieur inclus).

***Composition lithologique*** (fig. 31)

La séquence de dépôt est formée par les Calcaires à *Cancellophycus* (ou *Zoophycos*).

- Cet ensemble calcaire ainsi désigné par Lucas (1952) affleure bien dans le secteur oriental du "horst de Ghar Rouban" où il constitue les Calcaires de Beni Bahdel (*in* Elmi et *al.*, 1984). Il est aussi, dans cette région, l'équivalent latéral d'un complexe calcaro-

dolomitique : les Dolomies du Ténouchfi (Lucas, 1942 ; Dubel, 1971), dont la série est bien exposée dans le massif du Ténouchfi (secteur SW des Monts de Tlemcen).

- Dans la région de Saïda, ce sont les Calcaires d'Aïn Balloul (Mangold et *al.* , 1979), équivalents latéraux des Dolomies de Saïda (Flamand, 1911).

- Dans le chaînon du Fillaoussène (Traras), la formation porte le nom de Calcaires graveleux à *Cancellophycus* (Ameur, 1978). Il s'agit d'un ensemble de calcaires durs, compacts, présentant des *Zoophycos* généralement à la surface des bancs. Les termes supérieurs renferment des accidents siliceux (chailles) ; il s'agit des Calcaires à silex supérieurs de Guardia (1975).

***Limites de la séquence***

La limite inférieure correspond à la limite de la formation qui repose généralement sur des terrains toarciens. Elle coïncide avec la discontinuité de type 1, datée à 177 Ma (charte de Haq et *al.* , 1987).

La limite supérieure, intraformationnelle, n'est pas visible. Il nous paraîtrait logique de la placer au sommet de la zone à Sauzei au passage du Bajocien inférieur au Bajocien moyen, c'est à dire à la partie supérieure des.Calcaires à silex ("supérieurs").

***Environnement sédimentaire*** : subtidal, carbonaté de plate-forme distale.

***Cortèges sédimentaires*** :

**a) Domaine tlemcénien occidental (Ghar Rouban).**

On étudiera les cortèges sédimentaires de la séquence dans chacune des zones paléogéographiques définies par Lucas (1942).

**- Zone du Ténouchfi : les Dolomies du Tenouchfi.**

Les cortèges sédimentaires sont interprétés à partir de la succession lithostratigraphique la plus démonstrative des Dolomies du Ténouchfi au Djebel M'Derba (Benest, Dubel et Elmi, 1978).

D'après Lucas (1942) les Dolomies du Ténouchfi se seraient développées au niveau de la flexure continentale située entre un domaine de plate-forme au Sud (zone rigide des hautes plaines) et un domaine de forte subsidence au Nord : la zone prétellienne, fonctionnant comme un sillon ("sillon tlemcénien" au sens de Elmi, 1973).

- Prisme de bas niveau marin

Le complexe calcaro-dolomitique débute par des calcaires à *Zoophycos* constituant un "terme basal" (65 m) au sein duquel des marnes à *Zoophycos* associées à des calcaires (grainstones), à oolithes, pisolithes, ou détritiques à graviers terrigènes, forment des

séquences métriques de comblement. La biophase y est représentée par des microfilaments, des spicules et des Brachiopodes ; les fragments d'Echinides, de Polypiers isolés, d'Algues sont roulés ou remaniés.

Aucun de ces organismes ne permet de dater avec précision ce corps sédimentaire rapporté sans preuve à l'Aalénien. Toutefois ce cortège sédimentaire, riche en terrigènes, rappelle celui d'un prisme de bas niveau marin.

- Intervalle transgressif

Le cortège sédimentaire correspond au "terme médian" (180 m) formé d'un ensemble dolomitique massif à oolithes ; l'hydrodynamisme élevé se traduit par la texture grainstone des dolomies et par des stratifications obliques. Le dépôt est caractéristique d'un environnement de "barre oolithique" (dune externe). Ce cortège est couronné par une surface durcie qui matérialiserait le niveau de condensation.

Benest, Dubel et Elmi (1978) signalent *Sarfatiella dubari* Conrad et Peybernès, Dasycladacée qui indique que l'Aalénien est atteint (Peybernès, 1976).

- prisme de haut niveau marin

Il correspond au "terme supérieur" de la série (230 m). Il s'agit de dolosparites au sein desquelles des bancs à oolithes ou à pisolithes sont associés à des bancs à structures stromatolithiques, quelquefois fenestrées, et présentant des fentes de dessiccation à la surface supérieure. Elles s'organisent en séquences mineures traduisant une tendance au comblement.

Les dépôts s'effectuent sur une plate-forme proximale dans la zone médio à supralittorale.

L'ensemble est daté par *Gutnicella cayeuxi* (Lucas), Orbitolinidé du Bajocien inférieur (Benest et *al.* , 1978).

**- Zone du Tleta**

Cette zone paléogéographique est considérée par les auteurs (Lucas, 1942, 1952 ; Elmi, 1970) comme très subsidente et il s'y développerait des faciès de bassin ("zone prétellienne" de Lucas).

- Une barre (20 m) de Calcaires à *Cancellophycus* renferme localement un niveau de calcaires d'allure bréchoïde recouvert d'un encroûtement ferrugineux. La croûte ferrugineuse contient (Atrops, 1974) une association d'Ammonites de la zone à Concavum et de la zone à Discites.

Il s'agit là de la condensation des paraséquences supérieures de l'intervalle transgressif.

- Latéralement, la partie supérieure de la barre est recouverte "d'un enduit phosphaté noirâtre" et contient (Atrops, 1974) des Ammonites de la partie supérieure de la zone à

Sowerbyi [c'est à dire de la sous-zone à Laeviuscula (Gabilly et *al.* , 1971)] et de la zone à Sauzei.

L'enduit phosphaté matérialise la surface de condensation qui couronne l'intervalle transgressif précédent ; son âge serait 170 Ma sur la charte de Haq et *al* . (1987).

**- Zone du Koudiet el Halfa.**

Elle occupe la périphérie orientale du "horst de Ghar Rouban" (région de Beni-Bahdel). Selon Lucas (1942, 1952) la sédimentation y serait plutôt réduite ("zone résistante à l'enfoncement")

- Des calcaires rapportés à l'Aalénien inférieur se terminent par un hard-ground qui contient (Atrops, 1974) des Ammonites de la sous-zone à Bradfordensis (zone à Murchisonae) et de la base de la zone à Sowerbyi (Sous-zone à Discites de Gabilly et *al.* , 1971).

Il s'agit là vraisemblablement d'un intervalle condensé.

- Latéralement un calcaire microcristallin constituant un placage, recouvert d'une croûte ferrugineuse contient (Atrops, 1974) une association d'Ammonites des zones à Sauzei et à Humphriesianum.

Le mélange des faunes de ces deux zones traduirait, si on se réfère à la charte de Haq et *al.* (1987), la forte condensation du cortège de haut niveau de la séquence des Calcaires à *Zoophycos* et celui de la base de l'intervalle transgressif de la séquence suivante (séquence des Marnes de Zahra).

**- Partie médiane du "horst de Ghar Rouban".**

La séquence des Calcaires à *Zoophycos* est apparemment absente dans le secteur oriental. En revanche, des séries dolomitiques se développent toujours (jusqu'au Bajocien supérieur) dans le secteur occidental (région de Déglène) ; elles correspondent aux Dolomies de Déglène (Lucas, 1942 ; Elmi, 1983). Dans le secteur de Djorf Sidi Yacoub (partie orientale du Ras Asfour), Mekahli et *al.* (1989) décrivent la succession suivante, au-dessus du socle hercynien :

- conglomérats à ciment argileux rouge (8 m) ;

- calcaires oolithiques, bioclastiques à oncolithes éparses, Brachiopodes et Gastéropodes recristallisés, Polypiers isolés abondants et empreintes d'Ammonites (terme a, 7,95 m) ;

- calcaires souvent bioturbés avec quelques Gastéropodes et Polypiers isolés. La surface supérieure des bancs est soulignée par des petites fentes remplies par de la micrite gris-verdâtre (terme b, 3,5 m) ;

- calcaires à Polypiers isolés et Gastéropodes recristallisés [terme c (1,40m)]. Ce terme débute par un banc (O,20m) exceptionnellement riche en Brachiopodes avec *Stroudithyris pisolithica* (Buckman) et *Stroudithyris frederici romani* (Roche) ; ces espèces caractérisent la zone à Murchisonae de l'Aalénien moyen (en Angleterre, Maconnais, Provence) ;

- Dolomies supérieures (17 m), caverneuses à la base et présentant au sommet, des brèches interprétées comme des brèches d'effondrement liées à des phénomènes karstiques.

Ces différents termes nous paraissent s'organiser en une séquence de dépôt dont ils représentent les cortèges suivants:

- les conglomérats, le prisme de bas niveau marin ;

-.les calcaires des termes a et b, l'intervalle transgressif couronné par l'intervalle condensé riche en Brachiopodes ;

- les dolomies supérieures, le prisme de haut niveau marin.

Cette séquence peut être mise en corrélation avec le cycle eustatique ZA 1.1 (Aalénien moyen-base du Bajocien) de la charte de Haq et *al.* (1987)

**b) Domaine tlemcénien oriental (Monts de Saïda).**

La séquence de dépôt des Calcaires à *Zoophycos* est ici formée par les Calcaires d'Aïn Balloul (fig. 31).

- Composition lithologique

Le principal microfaciès correspond à des pelmicrites à microfilaments, à spicules, et quelquefois à Radiolaires (Mangold et *al.* , 1979) ; on y trouve aussi des *Zoophycos*.

Ils renferment des accidents siliceux localement comme dans la région de Takhmaret (ex-Tagremaret), du Djebel Ben Kmer (loc. fig. 5) et du Djebel Keskas où les séries évoquent celles des "zones prételliennes" (*sensu* Lucas, 1942) à "faciès tlemcéniens".

Cette formation est dolomitisée localement sur le "môle de Takhmaret" et près de Saïda où elle prend le nom de Dolomies de Saïda. L'évolution sédimentaire serait dans ce secteur, comparable à celle de la région de Déglène (Lucas 1942, 1952).

- Environnement

Les dépôts calcaires sont ceux de la partie distale d'une plate-forme évoluant vers des faciès plus proximaux dans certains secteurs moins subsidents (Saïda).

- Age

Les Calcaires d'Aïn Balloul débutent dans l'Aalénien et se poursuivent dans le Bajocien.

- Cortèges sédimentaires

Dans les environs de Tiffrit (Elmi et *al.* , 1985) : les dolomies et les calcaires dolomitiques à niveaux détritiques de la base de la formation représenteraient le prisme de bas niveau marin.

Les termes suivants : des biopelmicrites à ciment recristallisé, fréquemment bioturbées, traduisant des dépôts de basse énergie, correspondraient à l'intervalle transgressif. Ils sont datés par l'association *Globirhynchia subobsoleta* et *Gryphaea cf. sublobata* Desh. qui indique un âge aalénien moyen-supérieur (Almeras et Peybernès, 1979 *in* Elmi et *al.* , 1985) ; quelques Ammonites de la zone à Discites ont été aussi récoltées (Elmi et *al.* , 1985).

Le prisme de haut niveau marin pourrait être représenté par les niveaux qui, près d'Aïn Balloul, livrent des Ammonites de la zone à Sauzei, d'une part, et par ceux qui, dans le secteur du Djebel Ben Kmer, "renferment peu de *Cancellophycus* mais beaucoup d'accidents siliceux" et qui sont datés par des Ammonites de la sous-zone à Laeviuscula (Mangold et *al.* , 1979) d'autre part. Il serait cantonné dans le Bajocien inférieur.

**c) Domaine prétellien occidental (massif des Traras)**

La séquence de dépôt des Calcaires à *Zoophycos* peut être reconstituée avec les affleurements datés et décrits dans les secteurs suivants :

**- Djebel Sekika**

Dans la "coupe du Djebel Sekika" [(fig. 29) ; voir aussi Guardia, 1975 ; Elmi, 1979], l'épaisseur de l'ensemble des formations toarciennes se réduit considérablement sur une distance inférieure à 300 m vers l'Ouest. Elles sont remplacées latéralement, au toit des Calcaires à silex domériens, par un conglomérat lenticulaire d'un épaisseur ne dépassant pas 5 m (1 m le long de la route de Souk el Arba).

Il s'agit d'un poudingue polygénique, sans structure apparente, à éléments centimétriques : les calcaires à cachet liasique, abondants, y sont associés à des quartzites et des pélites rouges issues du socle paléozoïque. Le ciment calcaire ocre, peu développé est ferruginisé, notamment dans la partie supérieure du conglomérat. Il renferme (Guardia, 1975) des Ammonites dont *Hildoceras cf. lusitanicum* Meist qui le situerait dans le Toarcien moyen (zone à Bifrons).

Les contacts latéraux avec les calcaires de faciès "ammonitico-rosso" sont assez diffus. En revanche il repose sur les calcaires domériens selon une surface active, de ravinement, soulignée par un mince liseré ferrugineux. La surface supérieure est relativement plane, irrégulière, et recouverte d'un encroûtement ferrugineux qui sépare ce

conglomérat des "marnes à Posidonomyes" (ou Marnes du Sekika) du Bathonien inférieur, sus-jacentes.

*Nous interprétons ce conglomérat comme le remplissage d'une vallée incisée (IVF) sur la plate-forme carbonatée domérienne pendant la baisse du niveau marin au-delà des limites de la plate-forme côtière et se traduisant par une discontinuité de type 1.* Deux hypothèses sont envisageables :

- Dans la première hypothèse, cette discontinuité de type 1 serait rapportable à celle qui limite la partie supérieure de la Zone à Opalinum (charte de Haq et *al.* , 1987).

Ce conglomérat de bas niveau marin serait d'âge aalénien moyen. Les Ammonites découvertes par Guardia, seraient alors remaniées et proviendraient des niveaux à "faciès ammonico-rosso", notamment des bancs les plus riches en Ammonites [intervalle condensé daté de la base de la zone à Bifrons (IC 183,5)].

La discontinuité qui limite la base du conglomérat coinciderait avec la discontinuité majeure SB 177 (charte de Haq et *al.* , 1987).

Le hard-ground ferrugineux du sommet correspondrait une surface de non-dépôt correspondant à l'extrême condensation des termes de l'Aalénien supérieur et du Bajocien.

- Dans la seconde hypothèse, la plus satisfaisante, le conglomérat daté du Toarcien moyen par *Hildoceras* représenterait le prisme de bas niveau marin de la séquence de dépôt To 2 (Toarcien moyen-base du Toarcien supérieur). La discontinuité basale, de type 2, datée de 182, 5 MA sur la charte de Haq et *al.* (1987) serait alors transformée en discontinuité de type 1 par des phénomènes tectoniques locaux.

La discontinuité placée à sa surface supérieure correspondrait au non-dépôt (ou à l'érosion) du Toarcien supérieur, de l'Aalénien et du Bajocien et mettrait en évidence l'existence de mouvements tectoniques dans ce secteur (zone de passage au "haut-fond des Traras") pendant cette période, instabilité par ailleurs évoquée dans les Monts de Tlemcen et de Ghar Rouban par Elmi (1972).

**- Secteur oriental du Djebel Fillaoussène**

La séquence de dépôt est formée par le "membre principal" des Calcaires graveleux à *Cancellophycus* des Traras, décrits par Ameur (1978, p. 156), le "membre basal" à *Leioceras* constituant le prisme de haut niveau de la séquence précédente (Toarcien terminal-base de l'Aalénien, fig. 28).

- Il s'agit d'un ensemble de calcaires en dalles décimétriques, micritiques, bioclastiques à éléments terrigènes fréquents, parfois très grossiers à la base et présentant localement (coupe de Zaïlou n° 2), des "slumps" ; l'ensemble se charge en accidents siliceux dans les calcaires de la partie supérieure qui forment alors : les Calcaires à silex supérieurs (*sensu* Guardia, 1975).

- Les *Zoophycos* et la biophase représentée par des "microfilaments" (probables sections de Lamellibranches du genre *Posidonomya*) ne précisent pas l'âge de ces cortèges sédimentaires. Ceux de la base présentent toutefois les caractères d'un prisme de bas niveau marin. Les calcaires à silex, associés à cet ensemble, font partie de ce cortège de bas niveau ; latéralement, sur la bordure orientale des Traras, les Calcaires à silex ont livré à Guardia (1975) *Eudmetoceras prosphues* Buck de la zone à Discites (Bajocien basal).

**- Région des Beni Menir (au Nord-Ouest des Traras)**

Le prisme de haut niveau de la séquence des Calcaires à *Zoophycos*, est représenté par des alternances de "calcaires argileux à *Cancellophycus*" et de marnes qui renferment (Guardia, 1975) *Emileia gr. polyschides* (Waagen) de la zone à Sauzei.

***Corrélations avec les cycles eustatiques de 3ème ordre***

La séquence de dépôt des Calcaires à *Zoophycos*, corrélée avec l'ensemble des zones à Murchisonae, Discites, Laeviuscula et Sauzei correspond au cycle eustatique de 3ème ordre ZA 1.1 (Aalénien moyen à Bajocien inférieur) de charte de Haq et *al.* (1987).

## A.2- Formation des marnes de Zahra

### *Séquence de dépôt des Marnes de Zahra* (Bajocien moyen et supérieur)

***Composition lithologique***

La séquence (fig. 31) réunit les termes les plus élevés des Calcaires à *Cancellophycus* et les Marnes de Zahra (*sensu* Doumergue, 1910) dont la base est contemporaine des Couches du Ben Kmer définies dans les Monts de Saïda (Elmi, 1971).

***Limites de la séquence***

La limite inférieure est l'équivalent de la discontinuité de type 2 (SB 169, sur la charte de Haq et *al.* , 1987) non reconnue dans la partie terminale des Calcaires à *Cancellophycus*.

La limite supérieure n'a pu être rigoureusement datée au sommet des Marnes de Zahra au niveau duquel Elmi (1971) présume l'existence des zones à Garantiana et à Parkinsoni. Toutefois cette limite supérieure est placée sous les assises calcaro-gréseuses bathoniennes en continuité stratigraphique. Elle correspond localement (Saïda) à une surface d'érosion sous les dépôts du Callovien inférieur (Elmi, 1971).

***Environnement sédimentaire*** : subtidal, argileux, de plate-forme distale.

***Cortèges sédimentaires***

L'enchaînement des faciès en séquences de progradation ou de rétrogradation, la géométrie et l'extension géographique des dépôts et la nature des discontinuités n'étant pas connus, l'identification des cortèges sédimentaires est ici incertaine. Les corps sédimentaires sont toutefois datés par les associations d'Ammonites qui permettent de bonnes corrélations avec la charte eustatique actuellement disponible (Haq et *al.* , 1987) :

- le prisme de bordure de plate-forme coïnciderait avec la zone à Humphriesianum (Bajocien moyen) ;
- l'intervalle transgressif correspondrait surtout aux dépôts datés de la zone à Subfurcatum (base du Bajocien supérieur) ;
- le prisme de haut niveau marin matérialiserait la zone à Garantiana (Bajocien supérieur).

**a) Domaine tlemcénien occidental**

Les dépôts sont datés par les zones à Humphriesianum et à Subfurcatum

**- Zone du Tenouchfi.**

Les cortèges sédimentaires sont constitués par l'ensemble des termes supérieurs de la série des Dolomies du Tenouchfi et de la base des Marnes de Zahra décrits dans la "coupe de l'Aïn Tagertila" (Benest et *al.* , 1978).

La partie terminale des Dolomies du Ténouchfi (Benest et *al.* , 1978) comporte des "calcaires organodétritiques à *Cancellophycus*" (6 m), à passées terrigènes, en grande partie dolomitisés, renfermant des Ammonites dont l'apparition se situe au Bajocien moyen (zone à Humphriesianum). Elle pourrait représenter le prisme de bordure de plate-forme.

L'alternance marno-calcaire (15 m), sus-jacente, attribuée aux Marnes de Zahra renferme des Ammonites de la zone à Subfurcatum associées à des empreintes de Posidonomyes. Il s'agit là probablement de l'intervalle transgressif. Ce terme est recouvert par les Calcaires microgréseux, du Bathonien.

**- Zone du Tleta**

Au Djebel Menchar, le sommet des Calcaires à *Cancellophycus* comporte une alternance (3 m) de calcaires argileux en bancs ondulés et de marnes qui a fourni à Atrops (1974) *Cadomites sp.* rappelant des formes de la zone à Humphriesianum.

Ces calcaires à *Cancellophycus* sont ensuite surmontés par des marnes à Ammonites pyriteuses qui livrent (Atrops, 1974) des Ammonites de la base de la zone à Subfurcatum. Il s'agit probablement là de l'équivalent des Marnes de Zahra organisé en séquences de l'intervalle transgressif.

**- Zone du Koudiat el Halfa** (Beni-Bahdel)

Après une période caractérisée par des lacunes stratigraphiques, ou par la formation de niveaux condensés, la sédimentation ne devient continue qu'au cours du Bajocien supérieur avec les Marnes de Zahra ; celles-ci peuvent reposer directement sur les calcaires domériens (Elmi, 1983), déterminant ainsi un dispositif transgressif.

**- Partie médiane du "horst de Ghar Rouban".**

Sur les Calcaires du Belaïch (Toarcien) reposent les Calcaires à oolithes et oncolithes ferrugineuses (Elmi, 1983). Le contact est une surface ravinée ; ces calcaires occupent des chenaux peu profonds (max. 0,50 m).
Le microfaciès est une micrite à microfilaments et à débris d'Echinodermes. L'âge est précisé par des Ammonites de la zone à Subfurcatum.

Ces calcaires sont donc contemporains de la base des Marnes de Zahra et témoignent ici d'un dispositif transgressif fonctionnant pendant le début du Bajocien supérieur (zone à Subfurcatum).

**b) Domaine tlemcénien oriental (Monts de Saïda).**

L'intervalle transgressif paraît ici bien exprimé ; il comprend le sommet des Calcaires d'Aïn Balloul et les Couches du Ben Kmer :

- les calcaires marneux de la partie supérieure des Calcaires d'Aïn Balloul dans la localité-type referment (Mangold et *al.* , 1979) des Ammonites de la zone à Humphriesianum (sous-zone à Blagdeni) ;

- au dessus, une alternance régulière de marnes et de calcaires argileux forme les Couches du Ben Kmer. La biophase est riche en Ammonites qui indiquent la zone à Subfurcatum (Mangold et *al.* , 1979) et plus précisément la sous-zone supérieure à Schroederi (Elmi, 1971). Cette sous-zone, déjà repérée à la partie inférieure des Marnes de Zahra dans les "zones prételliennes subsidentes" des Monts de Tlemcen (Benest et *al.* , 1978) prouve que ces deux formations sont parfaitement contemporaines. Elles montrent l'une comme l'autre un approfondisement du milieu de dépôt.

**c) Domaine prétellien occidental**

Dans la région des Beni Menir (Guardia, 1975, p. 64), le sommet des Calcaires à *Cancellophycus* comporte des lentilles récifales puis des calcaires argileux à Ammonites de la zone à Subfurcatum.

Sur la bordure orientale du Fillaoussène, les Calcaires à *Cancellophycus* et "à silex" sont surmontés (Guardia, 1975) par des calcaires argileux à *Cadomites* et *Teloceras* dont l'apparition se situe dans la zone à Humphriesianum (Gabilly et *al.* , 1971). Ils sont recouverts par les marnes bathoniennes.

***Corrélations avec les cycles eustatiques***

La séquence de dépôt des "marnes de Zahra" s'est mise en place lors du cycle eustatique de troisième ordre ZA 2.1.

Le prisme de bordure de plate-forme serait représenté par les calcaires du sommet de la formation des Calcaires à *Cancellophycus* (comme dans le Tenouchfi) ; ceux-ci, à passées terrigènes matérialiseraient la zone à Humphriesianum ; l'intervalle transgressif, d'abord à dominante calcaire au Bajocien moyen, puis marneuse à partir du Bajocien supérieur, renferme les Ammonites de la zone à Subfurcatum. Les données ne permettent pas de mettre en évidence le prisme de haut niveau qui serait éventuellement daté par la Zone à Garantiana (Haq et *al.*, 1987).

## A.3- Formation des calcaires microgréseux

***Séquence de dépôt des Calcaires microgréseux*** (Bajocien terminal-Bathonien moyen).

***Composition lithologique***

La séquence (fig. 31) réunit les Marnes du Sekika (Elmi, 1971) et les Calcaires microgréseux (ou "calcaires quartzo-pélitiques" de Lucas, 1942) ; ce sont des faciès typiques de la "zone prétellienne" (*sensu* Lucas, 1942), ou "sillon tlemcénien" (*sensu* Elmi, 1973).

***Limites de la séquence***

La séquence comporte essentiellement des assises contenant des Ammonites de la zone à Zigzag.

- La limite inférieure est une discontinuité nettement marquée dans le secteur du Djebel Sekika ; elle est matérialisée par un encroûtement ferrugineux (*cf.* précédemment).

- La limite supérieure qui n'est pas encore repérée paléontologiquement, et avec certitude, se place généralement sous la formation détritique des Argiles de Saïda (d'âge callovien).

***Environnement sédimentaire***

Comme pour les séquences précédentes, le milieu de dépôt reste celui de la partie distale de la plate-forme. Les Calcaires microgréseux (*s.s.*) sont largement "transgressifs" sur les divers dépôts antérieurs ; ils sont organisés selon un dispositif séquentiel traduisant d'abord un approfondissement puis un comblement.

***Cortèges sédimentaires***

**a) Domaine prétellien occidental (massif des Traras)**

Les cortèges sédimentaires seront décrits dans la "coupe du Sekika" (loc. fig. 27 et fig. 29) amorcée précédemment ; ils se rapportent aux Marnes du Sekika et aux calcaires sombres sus-jacents.:

- Les Marnes du Sekika (30-50 m)

Au Djebel Sekika (choisi comme localité-type), il s'agit d'une formation à dominante marneuse, de couleur jaune verdâtre (kaki) d'une quarantaine de mètres de puissance. Ces marnes incluent des petits bancs centi- à décimétriques de calcaires marneux finement microgréseux, plus sombres et fréquemment couronnés à leur sommet par des surfaces ferrugineuses. Ces marnes reposent en "légère discordance" sur les calcaires toarciens (Guardia, 1975), déterminant un dispositif en *on-lap*.

Les marnes sont riches en Ammonites pyriteuses, en Brachiopodes, en Bélemnites et en Posidonomyes. Les tests de Posidonomyes donnent en section l'allure de microfilaments dans les calcaires qui sont à certains niveaux, de véritables lumachelles. Les Ammonites étudiées par Roman (1933) indiquent la zone à Zigzag (Guardia, 1975) et notamment la sous-zone à Macrescens pour la presque totalité des bancs fossilifères (Elmi, 1971) ; elles caractérisent donc le Bathonien inférieur.

*Les Marnes du Sekika représentent vraisemblablement l'intervalle transgressif de la séquence.*

- Les Marnes du Sekika sont surmontées par des calcaires sombres (2-3 m), à cassure grise, en bancs de 0,20 à 0,50 m, renfermant des "filaments" ; les interlits sont occupés par des pélites argileuses feuilletées, à laminations parallèles ou ondulées (microfilaments contournés), jaunâtres ou ocres.

Ce terme n'a pas livré ici de marqueur paléontologique. Il matérialiserait le prisme de haut niveau marin.

Latéralement, à l'extrémité sud-ouest de la chaîne du Fillaoussène, la séquence débute par un niveau condensé ; celui-ci est constitué par des calcaires noduleux et phosphatés où sont associés (Guardia, 1975) les Ammonites de la zone à Zigzag et de la zone à Garantiana sous-jacente. Il témoigne de la perturbation de la sédimentation à la limite Bajocien-Bathonien dans ce secteur ; il fait douter en même temps de l'existence de la zone à Parkinsoni (sommet des Marnes de Zahra) qui n'a pas encore été reconnue dans le domaine prétellien oranais.

**b) Domaine tlemcénien occidental**

- **"Zone prétellienne"** (Tenouchfi et Beni Bahdel).

- Succession lithostratigraphique :

La coupe de l'Aïn Tagertila (Benest et *al.* , 1978) offre, au dessus des Marnes de Zahra (zone à Subfurcatum), la succession suivante :

- calcaires microgréseux (14,5 m). Les grains de quartz forment dans les bancs calcaires des microstratifications obliques et entrecroisées ;

- lacune de visibilité (40 m) ;

- calcaires à oolithes ferrugineuses (2 barres séparées par 1 m de marnes). Les marnes renferment des Ammonites pyriteuses du Bathonien inférieur ; cette association se retrouve dans la zone à Macrescens, correspondant à la zone à Zigzag, selon Elmi (1971) ;

- calcaires oolithiques (1,60 m), renfermant quelques Entroques ;

- deux bancs calcaires "riches en oolithes ferrugineuses" ; le banc inférieur renferme *Cadomites daubenyi* auct., du sommet du Bathonien moyen, et signalé effectivement dans la zone à Subcontractus (Elmi, 1971).

- Interprétation

Les Calcaires microgréseux nous paraissent présenter ici les caractères sédimentaires d'un prisme de bordure de plate-forme.

Les calcaires à oolithes datés de la zone à Macrescens et les marnes intercalées représenteraient l'intervalle transgressif. La faune à Ammonites recueillie les rend contemporains des Marnes du Sekika, interprétées aussi comme un intervalle transgressif.

Les calcaires à Entroques formeraient le cortège de haut niveau.

Les derniers bancs calcaires à oolithes ferrugineuses, identifiés par la zone à Subcontractus, constituent probablement le cortège de l'intervalle transgressif de la séquence sus-jacente (séquence du Bathonien moyen à supérieur).

**- Partie médiane du "horst de Ghar Rouban"**

- Secteur oriental

Le microfaciès des Calcaires microgréseux (50 m) est comparable à celui des "zones prételliennes" précédemment évoqué. Il s'agit (Elmi, 1983) d'une micrite gréseuse à microfilaments ; les lamines à grains de quartz dessinent des stratifications obliques. Ces calcaires appartiendraient au prisme de bordure de plate-forme.

Vers le haut apparaissent des "calcaires à oncolithes chloriteux" indiquant un changement des conditions de sédimentation ; ils releveraient de l'intervalle transgressif.

- Secteur occidental

Les Calcaires microgréseux sont ici représentés par des calcaires à oolithes ferrugineuses constituant l'Oolithe ferrugineuse de Deglène (*sensu* Elmi, 1983). Il s'agit d'une "pelmicrite silteuse à filaments" contenant des oolithes ferrugineuses resédimentées (Lucas, 1942, 1952). La faune d'Ammonites recueillie dans ces bancs appartient (Elmi, 1971) à la zone à Zigzag (sous-zone à Macrescens et sous-zone à Yeovilensis).

*Ces données rendent l'Oolithe ferrugineuse de Déglène contemporaine des deux barres calcaires à oolithes ferrugineuses couronnant les Calcaires microgréseux dans la "zone prétellienne" (Tenouchfi).* Elles renforcent l'hypothèse selon laquelle ces niveaux ferrugineux correspondent à la surface d'inondation maximum (mfs) de la séquence de dépôt, au sommet de l'intervalle transgressif.

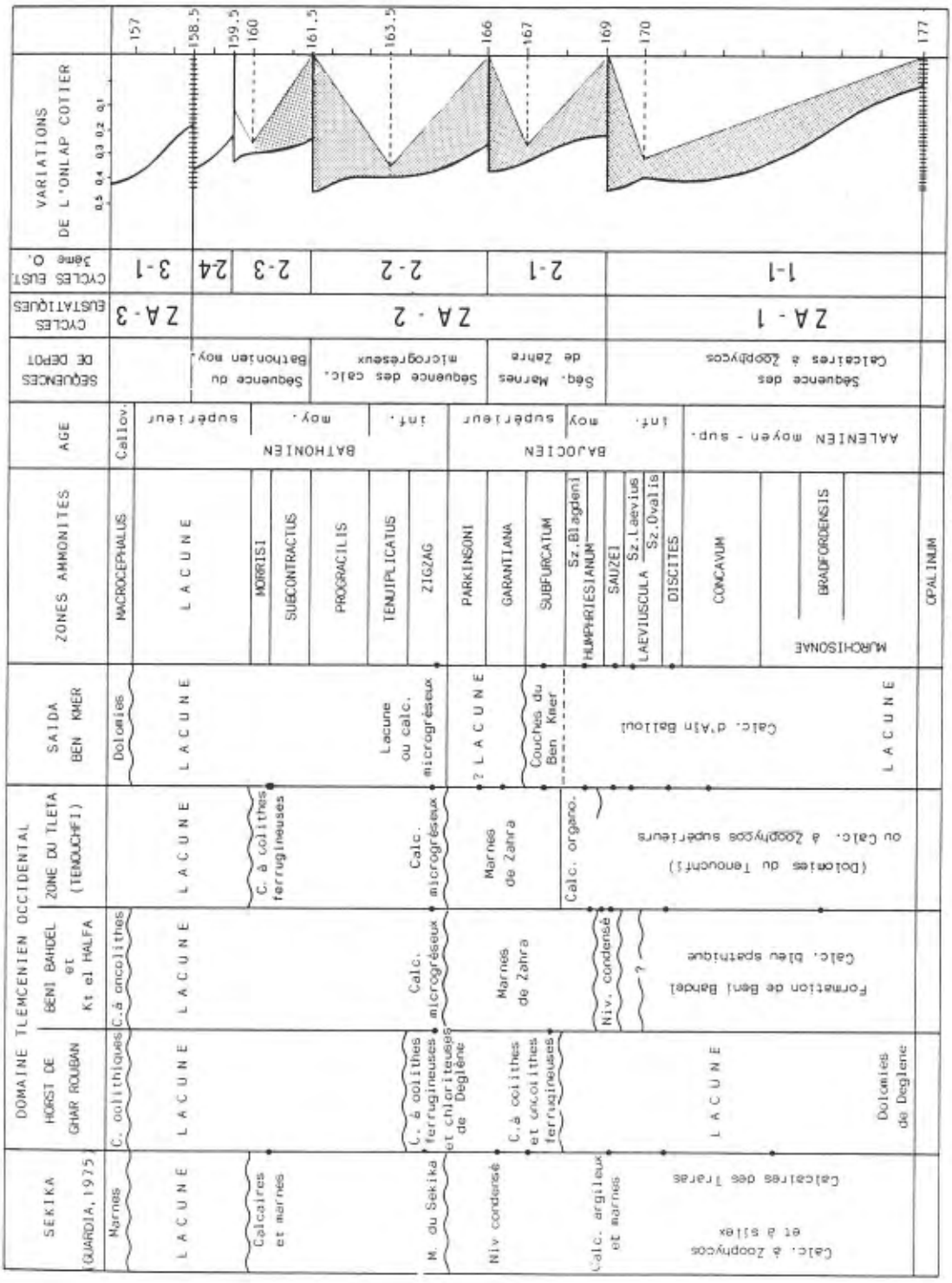
**c) Domaine tlemcénien oriental (Monts de Saïda)**

Les Calcaires microgréseux affleurent surtout au NW du môle de Tiffrit [50 m de puissance au Djebel Modzbab (loc. fig. 5)] ; dans les autres secteurs ils sont réduits ou absents.

Ils reposent en continuité apparente sur les Couches du Ben Kmer (Bajocien supérieur). Ils renferment des *Zoophycos* et une association d'Ammonites (Lucas, 1952, p. 88) dont *Morphoceras sp.*, un genre qui s'éteint à la fin du Bathonien inférieur (Mangold et *al.*, 1971).

***Corrélations avec les cycles eustatiques de 3ème ordre***

La séquence de dépôt des Calcaires microgréseux sur la bordure orientale des Traras, comporte : un intervalle transgressif matérialisé par les Marnes du Sekika datées par la zone à Zigzag et un prisme de haut niveau marin constitué essentiellement par des calcaires sombres à "filaments" ondulés.




Les points (•) indiquent la présence de marqueurs stratigraphiques
En grisé : corrèges sédimentaires reconnus dans les séquences de dépôt

Fig. 31- Les séquences de dépôt du Dogger prétellien

Dans la région de Ghar Rouban, des calcaires microgréseux à structures obliques formeraient le cortège de bordure de plate-forme, l'intervalle transgressif correspondrait apparemment à des séquences associant des marnes et des calcaires micritiques à oolithes ferrugineuses remaniées (Oolithe ferrugineuse de Déglène).

Cette séquence se développe sur la partie distale de la plate-forme, pendant le cycle eustatique ZA 2.2 (charte de Haq et *al.* , 1987).

## A.4- Formations du Bathonien moyen à supérieur

### *Séquence de dépôt de la fin du Bathonien moyen*

L'existence de cette séquence est révélée par la seule présence d'Ammonites dont *Cadomites daubenyi auct* (Elmi, 1971) dans des niveaux équivalents aux horizons supérieurs à Bullatimorphus et Wagnericeras de la sous-zone à Morrisi (zone à Subcontractus selon Mangold et *al.* , 1971). La sous-zone à Morrisi ainsi définie est l'équivalent probable de la zone à Morrisi représentée sur la charte de Haq et *al.* (1987).

***Interprétation des cortèges sédimentaires :***

- Dans les Beni Menir, près de Ghazaouet (ex-Nemours) et à l'Ouest du Djebel Sekika, (Elmi, 1971, Guardia, 1975), des marnes à Posidonomyes et fossiles pyriteux admettant un banc de calcaires sont datés par les Ammonites du Bathonien moyen ; ils pourraient représenter l'intervalle transgressif,

- Dans la "zone prétellienne" (Dubel, 1971 et "coupe de l'Aïn Tagertila" de Benest et *al.* , 1978), au-dessus des calcaires à Entroques interprétés comme le cortège de haut niveau de la séquence précédente, deux bancs de calcaires à oolithes ferrugineuses datés par *Cadomites daubenyi auct.* matérialiseraient l'intervalle transgressif. Les termes supérieurs de la série ne sont pas observables.

***Corrélations avec les cycles eustatiques de 3ème ordre***

Cette séquence du Bathonien moyen datée par une Ammonitofaune des zones à Subcontractus et Morrisi est corrélée au cycle eustatique ZA 2.3 de la charte de Haq et *al.* (1987).

Les données actuelles ne permettent pas de reconnaître le prisme de haut niveau marin qui serait daté du Bathonien supérieur. Or cet intervalle stratigraphique correspond, selon Elmi (1972), à une lacune dans tout l'Ouest algérien, et apparemment à celle du dépôt de la séquence assimilée au cycle eustatique ZA 2.4 de la charte de Haq et *al.* (1987).

Cette séquence serait donc interrompue par une "surface d'arrêt de sédimentation" (selon Elmi, 1971), tenue, pour nous, comme la discontinuité-limite de la séquence majeure du Dogger dans le domaine prétellien.

On peut discuter la signification de cet "arrêt de sédimentation" de la fin du Bathonien ; en effet, cette lacune est peut être localement en partie lié à des mouvements tectoniques, mais globalement elle est certainement due à une érosion intense de la plate-forme exondée à la suite d'une importante baisse du niveau de la mer (discontinuité de type 1) datée du début de l'Aalénien (Haq et *al.* , 1987).

## B- DOMAINE TELLIEN

### Les ensembles lithologiques (fig. 30)

• Allochtone "rifain"

- Dans les massifs côtiers oranais, la séquence du Dogger est représentée par une assise de calcaires dolomitiques, bleutés ou beiges, en dalles, finement rubanés (10-15 m) et associés à des calcschistes, surmontée par des schistes à Posidonomyes constituant un niveau repère dans la série du Massif d'Oran.

Latéralement, au Sud de Bousfer (Fenet, 1975, p. 36), le Dogger est attribué à des calcaires à microfilaments.

- Dans l'allochtone à "affinité rifaine" d'Oranie occidentale, Guardia (1975) rapporte au Dogger un ensemble où alternent des calcaires (localement rubanés) et des schistes "à faciès peau de serpent".

• Allochtone à "affinité tellienne"

Il s'agit du "copeau jurassique" du Pic Tafaraoui. Le Jurassique constitue dans ce secteur, une structure écaillée cernée par les marnes crétacées (*cf.* carte géologique interprétative fig. 70 et coupe fig. 90). Malgré l'absence de polarité sédimentaire, dans un dispositif complexe hachée de failles listriques, Fenet (1975, p. 45) rapporte au Dogger les calcaires massifs qui forment toutes les crêtes rocheuses ; ces calcaires, en grande partie microcristallins recèlent localement des microfilaments.

### Attribution stratigraphique

Les schistes à Posidonomyes sont l'équivalent probable des dépôts prételliens riches en ces organismes du Dogger, par exemple les Marnes du Sekika (Bathonien inférieur).

Les "calcaires à microfilaments" pourraient représenter le prisme de haut niveau marin de la séquence de dépôt des Calcaires microgréseux (Bajocien terminal-Bathonien moyen) ou de celle de la fin du Bathonien moyen, par leur position stratigraphique sous les schistes présumés callovo-oxfordiens (Fenet, 1975, p. 36).

## C- CONCLUSION

L'application des concepts de stratigraphie séquentielle au Dogger prétellien oranais nous incite, comme il a été fait pour le Lias, à considérer les ensembles lithostratigraphiques comme des cortèges sédimentaires de séquences de dépôt. Ces unités lithostratigraphiques s'organisent pour nous en 4 séquences de dépôt successives corrélées avec les 4 cycles eustatiques de 3ème ordre (Haq et *al.* , 1987) étagés entre l'Aalénien moyen et le Bathonien moyen inclus (fig. 31).

a) Le faciès des Calcaires à *Cancellophycus* recouvrent historiquement l'intervalle Toarcien (*sl*) - Bajocien moyen. Nous proposons de regrouper sous la dénomination Formation des calcaires à *Cancellophycus (s.s.)* les faciès correspondant à la séquence de dépôt incluse entre les discontinuités SB 177 limite inférieure de l'Aalénien moyen, et SB 169, limite supérieure du Bajocien inférieur (charte de Haq et *al.* , 1987).

b) La limite supérieure des Dolomies du Tenouchfi au sommet des "calcaires organo-détritiques à *Cancellophycus*" de la "coupe d'Aïn Tagertila" (Benest et Elmi, 1978) est une limite lithologique, mais aussi une discontinuité d'ordre eustatique puisqu'elle coïncide avec une *surface de transgression* au sein d'un dispositif sédimentaire rétrogradant incluant les Marnes de Zahra (zone à Subfurcatum) sus-jacentes. Dans cette hypothèse, il convient d'envisager une organisation séquentielle en comblement durant une période de bas niveau marin, des termes supérieurs des Calcaires à *Cancellophycus*. La même évolution est enregistrée au sommet de la Formation des calcaires d'Aïn Balloul, équivalente, et à son passage vertical aux Couches du Ben Kmer.

Les données actuelles ne nous permettent pas d'établir une correspondance totale entre les Marnes de Zahra et les Couches du Ben Kmer malgré l'existence des mêmes marqueurs stratigraphiques (zone à Subfurcatum) ; elle le serait si les Marnes de Zahra ne s'organisaient qu'en cortège transgressif comme le sont apparemment les Couches du Ben Kmer. Or cela pourrait ne pas être le cas pour la partie supérieure des Marnes de Zahra qui, selon Elmi (1971) comporteraient les zones à Garantiana et à Parkinsoni ("même si ces zones n'ont pu être reconnues").

c) La Formation des calcaires microgréseux regroupe trois ensembles lithologiques carbonatés successifs respectivement détritique, essentiellement argileux, puis à dominante calcaire, constituant une séquence de dépôt.

L'apparition d'un premier ensemble calcaire à lithoclastes et à grains de quartz ne résulterait pas d'un enfoncement généralisé (Elmi, 1983) mais relèverait plutôt du retrait de la mer sur la plate-forme côtière sans que celle-ci soit exondée ; il formerait un prisme de bordure de plate-forme.

Le mouvement transgressif qui suit ce cortège sédimentaire se traduit par le dépôt des Marnes du Sekika, au Bathonien inférieur. Cet épisode, comme pour les Marnes de Zahra au passage Bajocien moyen à supérieur, est probablement dû à une montée relativement rapide du niveau de la mer combinée à une forte subsidence.

Le retour d'une sédimentation à dominante calcaire (Sekika) indique un processus de comblement en période de haut niveau marin (intra-Bajocien moyen), toujours sur la partie distale de la plate-forme.

d) Les calcaires micritiques à oolithes ferrugineuses resédimentées (fin du Bathonien moyen) sont interprétés comme la partie distale d'un intervalle transgressif. Ils témoignent, comme les niveaux condensés, de la sédimentation à proximité des zones de vacuité sédimentaires, non subsidentes, mais interprétées jusque-là comme des hauts-fonds (Lucas, 1942, 1952 ; Guardia, 1975). Ce sont :

- le massif des Traras, à l'extrémité SW du Fillaoussène, où sont connues les Ammonites des zones à Garantiana et à Zigzag (Bajocien supérieur-Bathonien inférieur) ;
- la partie médiane du "horst de Ghar Rouban" avec les Calcaires à oolithes et oncolithes ferrugineuses, du Bajocien supérieur (zone à Subfurcatum) et les Calcaires à oolithes ferrugineuses de Déglène, du Bathonien inférieur (zone à Zigzag) (*cf.* Elmi, 1971, 1983) ;
- le secteur du Koudiet el Halfa (Beni Bahdel), à la limite Bajocien inférieur et moyen.

Dans la "zone prétellienne" (ou "sillon tlemcénien"), les séries sont épaisses et apparemment complètes ; elles traduisent un taux de sédimentation important lié à une forte subsidence.

La comparaison des faciès telliens oranais à ceux des massifs autochtones prételliens, permet d'entrevoir dans les deux domaines paléogéographiques une évolution sédimentaire analogue, au cours de laquelle les dépôts sont conditionnés par les phénomènes eustatiques. Elle met en évidence l'installation, sur la bordure septentrionale du craton africain, au Lias moyen, d'une plate-forme carbonatée très étendue vers le Nord et son approfondissement au moins jusqu'à la fin du Dogger.

# 3 - SEQUENCES DE DEPOT DANS LE CALLOVO-OXFORDIEN
(Séquences de dépôt dans les Argiles de Saïda)

L'intervalle stratigraphique Callovien-Oxfordien est représenté dans les domaines prétellien et tellien oranais par la Formation des argiles de Saïda définie par Atger et Verdier (1965, *in* Auclair et Biehler, 1967).

## A- DOMAINE PRETELLIEN

### • Limites de la formation

- La limite inférieure est une surface de discordance. Elle correspond à la limite inférieure de la zone à Macrocephalus tenue pour celle du Callovien inférieur (Haq et *al.* , 1987).

- La limite supérieure de la Formation des argiles de Saïda n'est pas bien datée, mais se situerait toujours au dessus des couches de l'Oxfordien inférieur et au plus tard dans l'Oxfordien moyen (Elmi et Benest, 1978), la zone à Plicatilis ayant été reconnue plus à l'Est dans la région de Frenda (Sapunov, 1973).

Nous faisons la distinction, par conséquent, entre la *Formation des Argiles de Saïda* et le *faciès "Argiles de Saïda"* [caractères séquentiels typiques des Argiles de Saïda *(s.s.)* ] qui a été reconnu au sein de la Formation des argiles de Faïdja datée de l'intervalle oxfordien supérieur (zone à Planula) - kimméridgien inférieur (zones à Hypselocyclum et Divisum) dans le Djebel Nador de Tiaret (Atrops et Benest, 1981).

### • Composition lithologique

La crise sédimentaire et tectonique du Bathonien supérieur est suivie par une reprise de la sédimentation, hétérochrone et avec des faciès divers sur tout le domaine prétellien occidental. En effet, il s'agit pour les faciès les plus anciens du Callovien inférieur : de niveaux condensés de calcaires à oolithes et à oncolithes (comme sur la partie médiane du "horst de Ghar Rouban") ou de calcaires ferrugineux (dans la "zone prétellienne" de Lucas 1942), de calcaires dolomitiques (Djebel Ben Kmer), de calcaires "bréchoïdes" ("môle de Tiffrit") ou de marnes (Traras).

L'uniformisation des dépôts s'effectue avec le dépôt des Argiles de Saïda (*s.s.*) qui débute vers la fin du Callovien inférieur dans les Monts de Ghar Rouban et plutôt dans la partie haute du Callovien moyen dans les Monts de Saïda (Elmi et Benest, 1978).

Cette formation marine, atteignant 800 m d'épaisseur, montre un faciès constant dans tout le "domaine tlemcénien" où elle est maintenant bien connue (Lucas 1942, 1952 ; Auclair et Biehler, 1967 ; Benest et Elmi, 1969 ; Mangold et *al.* , 1974 ; Elmi, 1978 ; Elmi et Benest, 1978). Il s'agit d'une succession rythmique de grès et d'argiles organisée en séquences mineures couronnées par une surface rubéfiée et interprétées par Elmi et Benest (1978) comme des séquences de comblement. Localement, la partie supérieure de cette formation admet des bancs calcaires. Ces alternances argilo-gréseuses confèrent à la formation un cachet "flysch" au sens qu'elles résulteraient d'une "tentative d'installation d'un régime turbide" (Elmi et Benest, 1978).

Dans les Monts de Ghar Rouban et de Tlemcen, les Argiles de Saïda admettent d'importants amas gréseux dénommés Grès de Bou Beker datés du Callovien moyen et qui seraient liés selon Elmi et Benest (1978) à "une première phase de déséquilibre tectonosédimentaire" affectant les bordures du "horst" de Ghar Rouban.

- **Milieu de sédimentation**

Les dépôts de l'intervalle Callovo-Oxfordien se développent, pour une grande partie, sur une plate-forme distale qui aurait, éventuellement, le comportement et l'allure d'un bassin allongé EW (le "sillon tlemcénien" *sensu* Elmi, 1973).

- **Evolution séquentielle**

Le Callovo-oxfordien constitue une séquence majeure dont l'évolution générale est cyclique. Elle est d'abord transgressive ; cette tendance s'exprime par les niveaux condensés calcaires du Callovien inférieur, très localisés, et par la position discordante des Argiles de Saïda sur les terrains mésozoïques antérieurs au Bathonien moyen.

Nous situons un maximum d'approfondissement probable au Callovien moyen (zone à Coronatum). Ensuite, à partir du Callovien supérieur, les Argiles de Saïda enregistrent une diminution de la tranche d'eau jusqu'à l'Oxfordien inférieur ; la sédimentation s'effectue alors sur une plate-forme proximale.

La séquence s'achève avec l'arrivée des dépôts gréseux à cachet deltaïque de la Formation des grès de Bou Medine sur la bordure méridionale prétellienne (Ghar Rouban, Tiffrit), dès la fin de l'Oxfordien inférieur .

**• Stratigraphie séquentielle et corrélations avec les cycles eustatiques de 3ème ordre**

Les successions lithostratigraphiques callovo-oxfordiennes proposées (Elmi et Benest, 1978) nous paraissent s'organiser en deux séquences de dépôt successives du Callovien inférieur et du Callovien moyen-Oxfordien inférieur (fig. 32), correspondant respectivement aux cycles eustatiques ZA 3.1 et ZA 3.2 de la charte de Haq et *al.* (1987) :

**a) Domaine tlemcénien occidental**

Les séquences de dépôt sont interprétées à partir de la coupe synthétique de l'ensemble des Argiles de Saïda relevée (Elmi et Benest, 1978, fig. 8 et 9 ; et voir fig. 32) dans le secteur des Djebels Belaïch, Tisseddoûra, Tissefssâfène (secteur oriental de la partie médiane du "horst de Ghar Rouban").

***- La séquence de dépôt du Callovien inférieur***

Elle se développe au dessus des Calcaires microgréseux du Bathonien inférieur et réunit les termes qui précèdent immédiatement la formation des Argiles de Saïda (*s.s.*) ;

- L'intervalle transgressif

Au Djorf Tisseddoûra, il incluerait une assise (0,40 m environ) de calcaires bioturbés à oncolithes chloriteux. La faune à *Parachoffatia funata* (Opp.) et à *Homoeoplanatus* marque la base de la zone à Macrocephalus (Callovien inférieur basal).

A Déglène (partie occidentale du "horst de Ghar Rouban"), ce prisme serait représenté par un banc de minerai ferrugineux à gros oncolithes traduisant la reprise de sédimentation succédant à la lacune du Bathonien supérieur.

Dans ces deux cas, ces dépôts paraissent matérialiser plus précisément le sommet de l'intervalle transgressif voire l'intervalle de condensation.

- Le prisme de haut niveau marin correspond à un mince niveau (1 m?) à dominante argileuse admettant des petits bancs de grès (fig. 32). Le banc gréseux de base qui recouvre les calcaires à oncolithes renferme (Elmi et Benest, 1978) *Reneckeites reveli* (Par. et Bon.) et *Dolikephalites gracilis* (Spath), Ammonites de la sous-zone à Voultensis (Callovien inférieur) et l'équivalent de la sous-zone à Koenigi (Elmi, 1971). La limite supérieure se situe sous les premiers bancs gréseux rapportés aux Argiles de Saïda (*s.s.*).

Latéralement, dans la "zone peu subsidente" des Beni-Bahdel (Bled el Kerial), le prisme de haut niveau est réduit à un banc calcaire (0,30 m) ; il s'agit "d'une micrite à petits oncolithes chloriteux" et renfermant aussi des Ammonites de la sous-zone à Voultensis (Elmi et Benest, 1978).

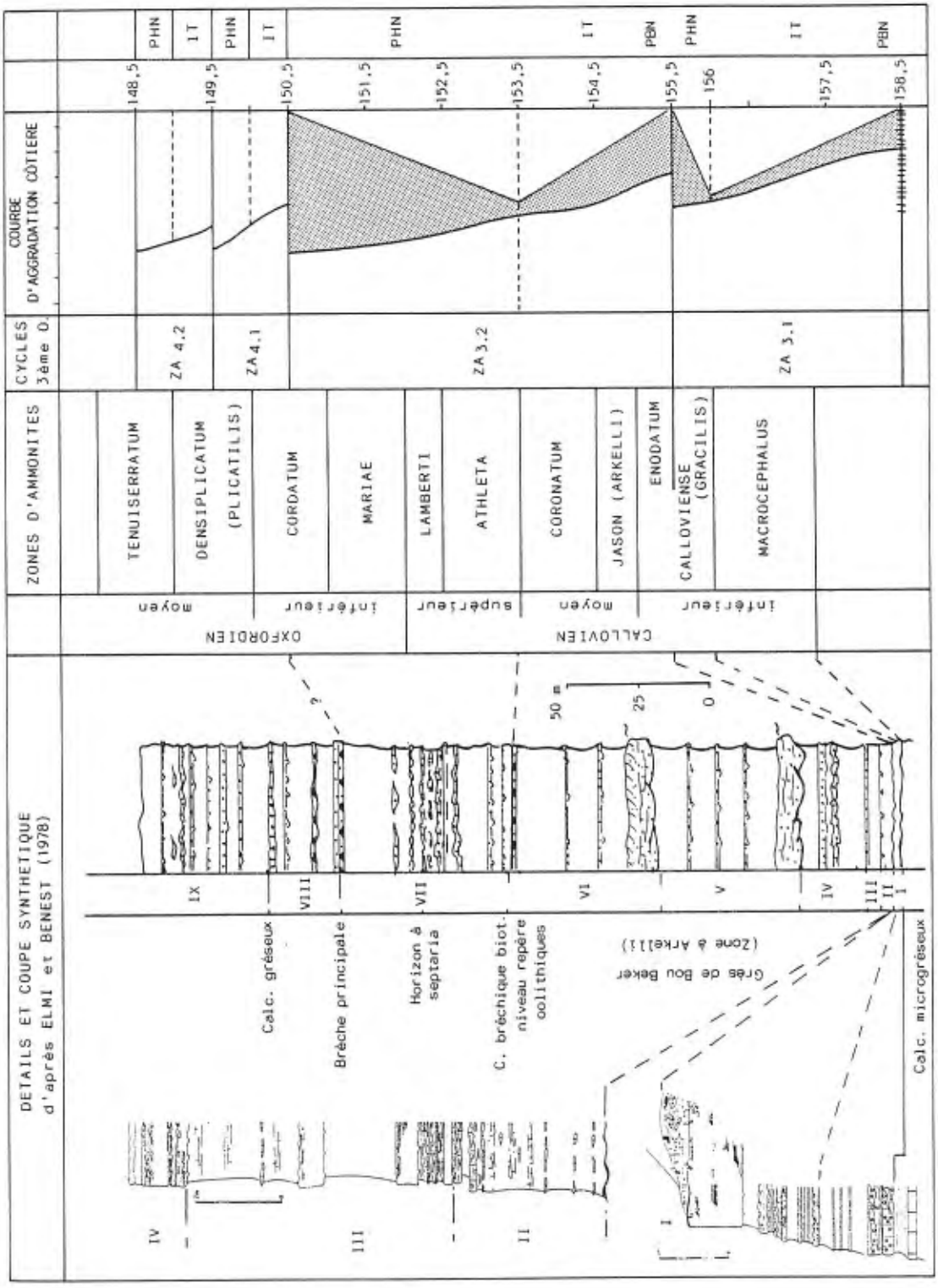



Fig. 32 - La Formation des argiles de Saïda ; prismes de dépôt et correspondances avec les cycles eustatiques

### - *La séquence de dépôt du Callovien moyen-Oxfordien inférieur*

Elle est formée par la plus grande partie des Argiles de Saïda. Les données stratigraphiques concernant la partie supérieure de la formation ne nous permettent pas d'en interpréter l'organisation séquentielle ; aussi nous proposons de situer la limite supérieure de cette séquence au sommet de la "mégaséquence VII" de Elmi et Benest (1978 ; et fig. 32), c'est à dire sous la "brèche principale" indiquant un changement de conditions de sédimentation (retour à une période de bas niveau marin).

- Le prisme de bas niveau marin

Dans les Monts de Tlemcen, la base de la formation est essentiellement constituée par deux ensembles lithologiques apparemment superposés :

* le premier correspond à des alternances argilo-gréseuses de type "Argiles de Saïda" (*sensu* Lucas, 1942) interrompues par des bancs ou des plaquettes de calcaires plus ou moins silteux (fig. 32, "mégaséquences" I pp, II, III, IV de Elmi et Benest, 1978) ;

* le second est l'ensemble des Grès de Bou Beker ("mégaséquences" V et VI).

• l'ensemble de base est agencé en séquences de comblement métriques à décamétriques, associant de bas en haut : un terme où les bancs de grès sont très rapprochés et un terme argileux à passées calcaires ou calcaréo-silteuses. Les grès portent de nombreuses figures sédimentaires à la surface inférieure des bancs et présentent des stratifications horizontales, obliques et entrecroisées. La séquence de base (fig. 32, partie supérieure de la "mégaséquence" I) s'achève par un banc de grès ferrugineux, bioturbé et localement conglomératique contenant des éléments calcaires à *Hecticoceras boginense* Pet ; celui-ci indique l'horizon supérieur à Posterium, de la sous-zone à Enodatum (Cariou et *al.* , 1971), partie terminale du Callovien inférieur.

• Les Grès de Bou Beker ont été définis par Lohest (*in* Lucas, 1942) dans les "horsts" frontaliers aux confins algéro-marocains où ils sont très épais. Le motif séquentiel comporte successivement un terme gréseux et un terme à dominante argileuse admettant des bancs de grès. Les grès du terme inférieur forment des masses lenticulaires (jusqu'à 10m d'épaisseur) ; la stratification est plane ou oblique.

Les Grès de Bou Beker traduiraient (Elmi et Benest, 1978) des décharges grossières consécutives à des enfoncements brutaux ; ces décharges se produiraient au sommet du Callovien inférieur (c'est à dire à la base de la séquence de dépôt) et surtout au Callovien moyen (zone à Arkelli).

*Dans l'optique d'une origine liée aux mouvements eustatiques, l'ensemble de base et les Grès de Bou Beker représenteraient le prisme de bas niveau marin.*

Les Grès de Bou Beker s'achèvent par un niveau repère à oolithes et oncolithes daté par des Ammonites de la zone à Coronatum (Callovien moyen) et par un calcaire bréchique bioturbé. Ce niveau représenterait l'ensemble de l'intervalle transgressif et de l'intervalle condensé, l'intervalle transgressif paraissant plutôt réduit. Ces dépôts correspondent à une période de sous alimentation du bassin en période d'inondation maximale. Celle-ci se traduit par une discontinuité bien datée à la limite supérieure de la zone à Coronatum, à 153,5 Ma sur la charte de Haq et *al.* (1987).

- Le prisme de haut niveau marin

Le cortège sédimentaire est organisé en séquences métriques de comblement (séquences de type A de Elmi et Benest, 1978) qui, lorsqu'elles ne sont pas tronquées, débutent par des grès fins suivis par un terme à dominante argileuse. Ces séquences s'achèvent parfois par un banc calcaire souvent microgréseux contenant au sommet, des oncolithes stromatolithiques, et couronné par une surface durcie et rubéfiée. Ce cortège admet, notamment dans le secteur du Belaïch, une "assise à septaria" datée par *Parawedekindia* (base de l'Oxfordien inférieur). Latéralement vers le NE (Sidi Yahia Ben Sefia), les séquences se réduisent au couple argiles/grès ou calcaires, avec à la partie supérieure, des surfaces rubéfiées ou des fentes de dessiccation.

**b) Domaine tlemcénien oriental (Monts de Saïda)**

La reconstitution de la série du Djebel Ben Kmer (Elmi, 1971 ; Mangold et *al.* , 1974) ; Elmi et Benest, 1978) permet de reconnaître les cortèges sédimentaires suivants :

***- La séquence de dépôt du Callovien inférieur***

Elle est constituée au dessus des Couches du Ben Kmer par les termes successifs suivants :

- des calcaires et des calcaires dolomitiques jaunâtres rapportés à la zone à Macrocephalus (Elmi, 1971). Il s'agirait, ici, de l'intervalle transgressif ;
- des bancs à "ovoïdes stromatolithiques ferrugineux" (Mangold et Touahria, 1975) et des niveaux rougeâtres ou verdâtres (Elmi, 1971), à *Dolikephalites*. Ces niveaux pourraient représenter le prisme de haut niveau marin daté par les Ammonites de la sous-zone à Voultensis (sous-zone inférieure de la zone à Gracilis, en Oranie, selon Elmi, 1971).

***- La séquence de dépôt du Callovien moyen-Oxfordien inférieur***

- Le prisme de bas niveau comporterait de bas en haut :

- des séquences mineures amalgamées à *Hecticoceras boginense* Petitleclerc indiquant l'horizon supérieur à Posterium (*sensu* Cariou et *al.* , 1971), du sommet du Callovien inférieur ;

- des alternances argilo-gréseuses de type "Argiles de Saïda" (zone à Arkelli) largement étendues latéralement et indifféremment : sur les Calcaires microgréseux (Bathonien inférieur) au NW de Tiffrit, sur les Couches du Ben Kmer (Bajocien supérieur) au Djebel Ben Kmer, sur les Dolomies de Saïda (Aalénien-Bajocien moyen) dans le secteur NE de Takhmaret (ex-Tagremaret).

- L'intervalle de condensation est représenté par des niveaux ferrugineux et glauconieux. Il est attribué à la zone à Coronatum (limite Callovien moyen à Callovien supérieur).

- Le cortège de haut niveau contient des passées calcaréo-silteuses à filaments ; il s'étage sur le Callovien supérieur (zone à Athleta) et l'Oxfordien inférieur (présence de *Parawedekindia*).

Dans le Djebel Modzbab (loc. fig. 5), le prisme de haut niveau inclut aussi "l'assise à septaria".

En bordure du môle de Tiffrit (région de Sainte Madeleine, loc. fig. 5), les séquences mineures de comblement se réduisent au couple argiles/calcaires. Les calcaires, à pellets, intraclasts, éléments phosphatés et *Zoophycos* (Elmi et Benest, 1978) indiquent des conditions de sédimentation de basse énergie sur une rampe homoclinale, en milieu marin ouvert.

### c) Domaine prétellien occidental (massif des Traras)

#### - *La séquence de dépôt du Callovien inférieur*

Elle est reconnue dans les terrains calloviens affleurant dans l'Est du Fillaoussène et dans les Beni-Menir. Il s'agit de marnes jaunes à Posidonomyes à intercalations de calcaires noduleux. Les Ammonites pyriteuses (Guardia, 1975) contenues dans les marnes forment des associations de la sous-zone à Koenigi (sous-zone inférieure de la zone à Gracilis de Cariou et *al.* , 1971). Ces marnes représenteraient le prisme de haut niveau marin de la séquence, déposé sur la partie distale de la plate-forme au Callovien inférieur.

#### - *La séquence de dépôt du Callovien moyen-Oxfordien inférieur*

Elle n'est formée que par des terrains rapportés à la Formation des argiles de Saïda (*s.s.*). Ceux-ci n'affleurent sporadiquement que dans les secteurs ouest, nord et nord-est du Djebel Sekika (Guardia, 1975) où ils achèvent la série jurassique.

- La limite inférieure est une surface de discordance et de ravinement (Elmi et Benest, 1978) ; en effet les Argiles de Saïda reposent indifféremment sur les marnes du Callovien inférieur, sur les Calcaires microgréseux bathoniens et sur le Lias supérieur. Elle a de ce fait la valeur d'une discontinuité de type 1.

- Le cortège sédimentaire comporte, dans notre "coupe du Sekika" (précédemment amorcée), une alternance de pélites argileuses noduleuses jaunâtres et de grès plus sombres, à ciment siliceux, présentant des figures de base de bancs (rides de courant). Cet ensemble admet aussi des intercalations conglomératiques dès les niveaux inférieurs. Les faciès s'organisent en séquences mineures de comblement et s'enchaînent en cortèges de dépôt mis en place lorsque le niveau eustatique est bas.

Cet ensemble présente les caractères d'un prisme de bas niveau marin. Son existence est ici liée aux variations eustatiques combinées à des mouvements tectoniques locaux transformant la discontinuité de type 2 (SB 155,5 de la charte de Haq et *al.* , 1987) de la base de la séquence de dépôt en discontinuité de type 1.

L'identification de ce cortège sédimentaire est confortée sur le versant nord du Djebel Sekika, où cet ensemble basal est bien daté (Elmi et Benest, 1978) de la sous-zone à Posterium (sommet du Callovien inférieur). Il en est de même dans le flanc NE du Sekika (Elmi et Benest (*op. cit.*) où les grès présentent des niveaux fortement contournés caractéristiques des cortèges de bas niveaux marins ; par ailleurs, ils sont jugés, dans ce secteur, contemporains des Grès de Bou Beker.

## B- DOMAINE TELLIEN

Le Callovo-Oxfordien pourrait être représenté par des alternances rythmiques à dominante détritique comparables à celles des Argiles de Saïda.

- Dans le Massif d'Oran, l'Oxfordien moyen (Elmi et Benest, 1978) et l'Oxfordien supérieur (Fenet, 1975) sont indiqués par des ammonites, notamment des Périsphinctidés ; mais la base de la série appartiendrait pour partie au Callovien (Fenet, 1975).

- Le copeau jurassique du Pic Tafaraoui comporte un ensemble détritique (grès, conglomérats et argiles) rapporté à l'Oxfordien, ainsi que des "marnes à Ostracodes d'âge callovien à oxfordien" admettant des bancs calcaires à microfilaments (Fenet, 1975, p. 45).

## C- CONCLUSION

L'organisation des Argiles de Saïda (*s.l.*) en séquences de dépôt suggère une interprétation nouvelle des ensembles sédimentaires qui sont alors intégrés dans des prismes de sédimentation :

- Les bancs condensés à oolithes du Callovien inférieur traduiraient le faible taux de sédimentation d'un cortège transgressif sur la partie distale de la plate-forme, alors que la subsidence est peu active. Ces bancs sont le fait de la partie médiane du "horst de Ghar Rouban" qui, par incidence, se situerait pendant cette période proche de l'axe du bassin de sédimentation ("sillon tlemcénien").

- La partie inférieure des Argiles de Saïda (*s.s.*) est constituée d'unités régressives. Ces unités se sont mises en place vraisemblablement au moment de la chute eustatique de la fin du Callovien inférieur (zone à Posterium). Par ailleurs, la formation de ces complexes à cachet turbiditique au sein desquels s'individualisent localement des chenaux à remplissage gréseux ou conglomératique, et les Grès de Bou Beker est probablement liée à une tectogenèse active. Celle-ci aurait aidé à maintenir tout le domaine de sédimentation des Argiles de Saïda dans les conditions de bas niveau marin à la fin du Callovien inférieur et au Callovien moyen ; elle a pour conséquence de transformer la limite de base de séquence SB 155,5 de type 2 (de la charte de Haq et *al.* , 1987) en discontinuité de type 1.

- Les "niveaux repères" à oolithes dans les Monts de Ghar Rouban, ferrugineux et glauconieux dans les Monts de Saïda, datés de la zone à Coronatum, peuvent être interprétés comme les dépôts mis en place au moment de l'inondation maximale de la plate-forme. Cette interprétation s'éloigne de celle de Elmi et Benest (1978) pour qui ces niveaux sont les manifestations d'une première phase de comblement du sillon tlemcénien à la fin du Callovien moyen.

*En conséquence, "l'assise à septaria" de l'Oxfordien inférieur ne correspondrait pas, comme le supposent ces auteurs, à l'approfondissement maximum du milieu de dépôt, mais traduirait des conditions de sédimentation de plate-forme proximale engagés dans un processus de comblement amorcé dès le début du Callovien supérieur.*

- Une sédimentation argilo-gréseuse à cachet turbiditique de type Argiles de Saïda paraît s'effectuer aussi dans la patrie des unités à affinité rifaine (*sensu* Guardia, 1975) et de celle des unités à affinité tellienne situées plus au Nord. Ces affleurements septentrionaux donnent ainsi la mesure de l'extension d'un domaine où les conditions de sédimentation sont très proches. Dans la zone externe tello-rifaine, ces conditions perdureraient apparemment jusqu'à l'Oxfordien supérieur.

# MALM ET PASSAGE JURASSIQUE - CRETACE

# SOMMAIRE

SEQUENCES DE DEPOT DANS L'INTERVALLE OXFORDIEN SUPERIEUR-BERRIASIEN 193

A- DOMAINE PRETELLIEN 193
a) Domaine tlemcénien occidental 193
a.1) Série détritique inférieure: Formation des grès de Bou Medine (Oxfordien moyen-Kimméridgien inférieur)
Séquences de dépôt des Grès de Bou Medine : 193
- Séquence de l'Oxfordien moyen 196
- Séquence de l'Oxfordien supérieur 198
Conclusion 199
a.2) Série carbonatée du Jurassique supérieur
Séquences de dépôt dans le Jurassique supérieur 200
- Séquence de dépôt des Dolomies de Tlemcen (Kimméridgien inférieur) 205
- Séquence de dépôt des Marno-calcaires de Raourai (Kimméridgien supérieur) 206
- Séquence de dépôt des Calcaires de Lato (Tithonique inférieur) 206
- Séquence de dépôt des Dolomies de Terni (Tithonique moyen) 206
- Séquence de dépôt des Marno-calcaires de Hariga (Tithonique supérieur) 208
- Séquence de dépôt des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Berriasien inférieur) 209
b) Domaine tlemcénien oriental
Variations latérales des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun dans les Monts de Frenda 209
- Ensembles lithologiques 210
- Séquences de dépôt des Marno-calcaires du Djebel Cheurfa 216
c) Conclusions 217

B-DOMAINE TELLIEN 221
- Les grands domaines de sédimentation 221
- Composition lithostratigraphique 222
- Conclusion 225

# SEQUENCES DE DEPOT DANS L'INTERVALLE OXFORDIEN SUPERIEUR - BERRIASIEN

## A- DOMAINE PRETELLIEN

### a) Domaine tlemcénien occidental

Le Jurassique supérieur est constitué de deux ensembles lithologiques superposés respectivement à dominante détritique et à dominante calcaire.

### a.1) Série détritique inférieure : Formation des grès de Bou Medine

A la suite des Argiles de Saïda, cette série se caractérise au début du Jurassique supérieur par la persistance de la sédimentation terrigène sur tout le domaine prétellien (occidental et méridional). Toutefois elle se distingue de la précédente par les modalités et le milieu de dépôt adaptés à une nouvelle paléogéographie.

#### Appellation

Cette série est désignée localement par les termes de :

- Formation gréseuse de l'Oxfordien supérieur, dans les Traras (Guardia, 1975, p. 75) ;
- Formation des grès de Bou Medine dans les Monts de Tlemcen depuis Pouyanne en 1877 (*in* Benest, 1985) ;
- Formation des grès de Franchetti (actuellement Sidi Amar) dans les Monts de Saïda, de Tiaret et de Frenda (Auclair et Biehler, 1967 ; Ghali, 1984 ; Benest, 1985).

Cette formation est corrélée avec la partie supérieure des Argiles de Faïdja dans le Djebel Nador de Tiaret et dans les Monts de Chellala (Benest, 1985), à l'Est de notre secteur d'étude.

**Limites**

La limite inférieure de la formation se place au sommet des Argiles de Saïda ; elle est hétérochrone. Cette limite coïncide plus exactement avec une discontinuité majeure correspondant à la lacune stratigraphique d'une partie de l'Oxfordien inférieur.

La limite supérieure était jusqu'à présent fixée sous le premier banc de dolomie de la formation carbonatée sus-jacente ; nous proposons de la vieillir jusqu'au toit de l'intercalation marno-calcaire du sommet des Grès de Bou Medine. Elle peut donc correspondre localement au mur des "Couches rouges" (rattachées traditionnellement à la formation gréseuse) ou leur équivalent "les niveaux carbonatés terminaux des Grès de Bou Medine" dans la région de Terni (Benest, 1985, p. 83).

**Epaisseur**

L'épaisseur cumulée peut atteindre un millier de mètres (forage de Baudens) ; elle reste en moyenne entre 400 et 500 m.

**Lithologie dominante**

Il s'agit d'une formation argilo-gréseuse à caractère deltaïque et à affinités molassiques (Lucas, 1942 ; Benest, 1981 ; 1985, p. 424) admettant quelquefois des niveaux calcaires ; elle s'achève vers le haut par "l'intercalation marno-calcaire" (20 m d'épaisseur environ), que nous proposons de désigner comme la partie supérieure de la formation et qui couronne la séquence de dépôt supérieure des Grès de Bou Medine :

- Les grès présentent des grains homométriques, sans granoclassement ; les bancs peuvent être très épais et amalgamés (jusqu'à 10 m) ou d'une épaisseur plus faible (0,20 à 0,50 m), comme à Frenda. Ils montrent souvent des stratifications obliques. Enfin ces grès sont généralement azoïques, rarement biodétritiques, mais peuvent renfermer des débris ligniteux (Baudens) ;

- Les argiles, silteuses, sont aussi dépourvues de fossiles. L'épaisseur des intervalles argileux varie : à Baudens, elle est métrique à décamétrique à la partie inférieure de la formation (Auclair et Biehler, 1967).

- Les calcaires qui forment "l'intercalation marno-calcaire" au sommet de la formation gréseuse présentent des faciès de haute énergie avec des bioclastes, des oolithes, des gravelles et souvent un faciès récifal sur tout le domaine prétellien (Monts de Tlemcen, Monts de Saïda, môle de Tiffrit, Traras). Par exemple, dans la coupe-type entre Tlemcen et le col de Zarifet, décrite en détail par Benest (1985, p. 82), cette intercalation à dominante calcaire est constituée successivement par un calcaire grainstone oolithique à stratifications obliques (3 m), et une alternance de marnes et de calcaires micritiques bioclastiques à

*Alveosepta jaccardi* (Schrodt). Latéralement, les marnes du sommet auraient fourni une "riche ostracofaune de milieu franchement marin".

Cette assise marno-calcaire du sommet des Grès de Bou Medine est signalée en de nombreux points de la feuille de Terni au 1/50.000 (Doumergue, 1910).

### Attribution stratigraphique

La série détritique inférieure débuterait vers la fin de l'Oxfordien inférieur à l'Ouest, et probablement aussi dans les Monts de Frenda où une lentille calcaire "à la partie supérieure de la formation" renfermerait *Holectypus dragiacus* Cotteau, Echinoderme de l'Oxfordien moyen (Ghali, 1984, p. 74). La formation partiellement équivalente des Argiles de Faïdja dans le Djebel Nador de Tiaret et dans les Chellala aurait livré des Ammonites de l'Oxfordien moyen (zones à Transversarium et à Bifurcatus), de l'Oxfordien supérieur (zones à Bimammatum et à Planula), du Kimméridgien inférieur (zones à Platynota, Hypselocyclum et Divisum) et du Kimméridgien supérieur (zone à Acanthicum) (Benest, 1985, p. 424).

Dans les Monts de Tlemcen, "l'intervalle marno-calcaire" que nous proposons de choisir comme l'assise supérieure des Grès de Bou Medine, renferme (Benest, 1985, p. 79) : *Alveosepta jaccardi* (Schrodt), *Cladocoropsis mirabilis* Felix, *Marinella lugeoni* Pfender marquant l'Oxfordien terminal - Kimméridgien inférieur. Il correspond donc approximativement à la zone à Platynota (zone à Baylei de Grande-Bretagne selon Enay et *al.*, 1971). Les zones à Hypselocyclum, à Divisum et à Acanthicum mentionnées par Benest seraient alors corrélées avec le terme à dominante argilo-gréseuse ("couches rouges") qui coiffe fréquemment cet intervalle au passage avec les assises carbonatées du mégarythme II (au sens de Benest, 1981).

### Environnements

Le milieu de dépôt est celui d'une rampe homoclinale marine littorale basse ou à faible pente, soumise aux influences conjuguées continentales et marines.

Dans les Monts de Tlemcen, sur la bordure occidentale des Monts du Telagh (Hassi Zerga, Baudens) et dans les Monts de Saïda, la sédimentation évolue dans un environnement de plate-forme proximale peu profonde. Les dépôts se forment à proximité de zones exondées (en périodes de bas niveaux marins) fournissant les débris ligniteux ou les fragments de bois flottés (sondage de Baudens).

Dans les Monts de Frenda et dans le Fillaoussène, le milieu paraît plus éloigné des aires nourricières en terrigènes grossiers et plus ouvert sur le domaine marin franc. Dans les Monts de Frenda, cette ouverture s'effectue en direction de la "zone subtidale inférieure" localisée vers le Nord (Bou Rheddou) ou vers l'Est (Monts des Chellala et Nador de Tiaret) où

notamment la "sédimentation de type turbiditique" comparée à celle des Argiles de Saïda, persisterait jusqu'au Kimméridgien inférieur (Atrops et Benest, 1981).

**Stratigraphie séquentielle et essai de corrélations avec les cycles eustatiques**

La Formation des grès de Bou Medine constitue le "mégarythme I" du Jurassique supérieur des Monts de Tlemcen selon M. Benest (1981). L'ensemble des données paléontologiques et stratigraphiques nous conduisent à proposer pour cette formation un découpage en deux séquences de dépôt successives que l'on peut corréler avec les cycles eustatiques de 3ème ordre de Haq et *al.* (1987) : ZA 4.3 et ZA 4.4, correspondant à l'intervalle stratigraphique Oxfordien moyen - Kimméridgien inférieur (fig. 33) :

***- Séquence de dépôt de l'Oxfordien moyen***

***Cortèges sédimentaires***

Les données actuelles, dans le domaine tlemcénien occidental, ne permettent pas de déterminer la polarité des séquences mineures ou des paraséquences et d'identifier avec précision les cortèges sédimentaires. Elles indiquent toutefois une alternance d'argiles silteuses et de bancs de grès massifs ou à structures obliques parfois de grande amplitude, à débris ligniteux, correspondant vraisemblablement à un empilement de séquences de comblement de type deltaïque. Ce cortège sédimentaire évoque celui d'un prisme de bas niveau marin.

Cet ensemble est corrélé avec "l'Ammonitico-rosso inférieur" du Djebel Bou Rheddou (Monts de Tiaret), contenant les Ammonites des zones à Transversarium et à Bifurcatus (Benest, 1986).

Plus vers l'Est, dans le Djebel Nador de Tiaret (série de Gadet el Betra, Benest, 1985, p. 276), cette séquence constituée par les termes équivalents de la Formation des argiles de Faïdja, comporte successivement un ensemble argilo-gréseux (prisme de bas niveau marin) et une "passée marno-calcaire inférieure" à calcaires dolomitiques, légèrement crayeux, datée par les zones à Transversarium et Bifurcatus ; ce dernier terme représenterait éventuellement le cortège transgressif de cette séquence.

***Corrélations avec les cycles eustatiques***

Cette séquence datée par les zones à Transversarium et Bifurcatus peut donc être assimilée au cycle eustatique ZA 4.3 (Oxfordien moyen) de la charte de Haq et *al.* (1987).

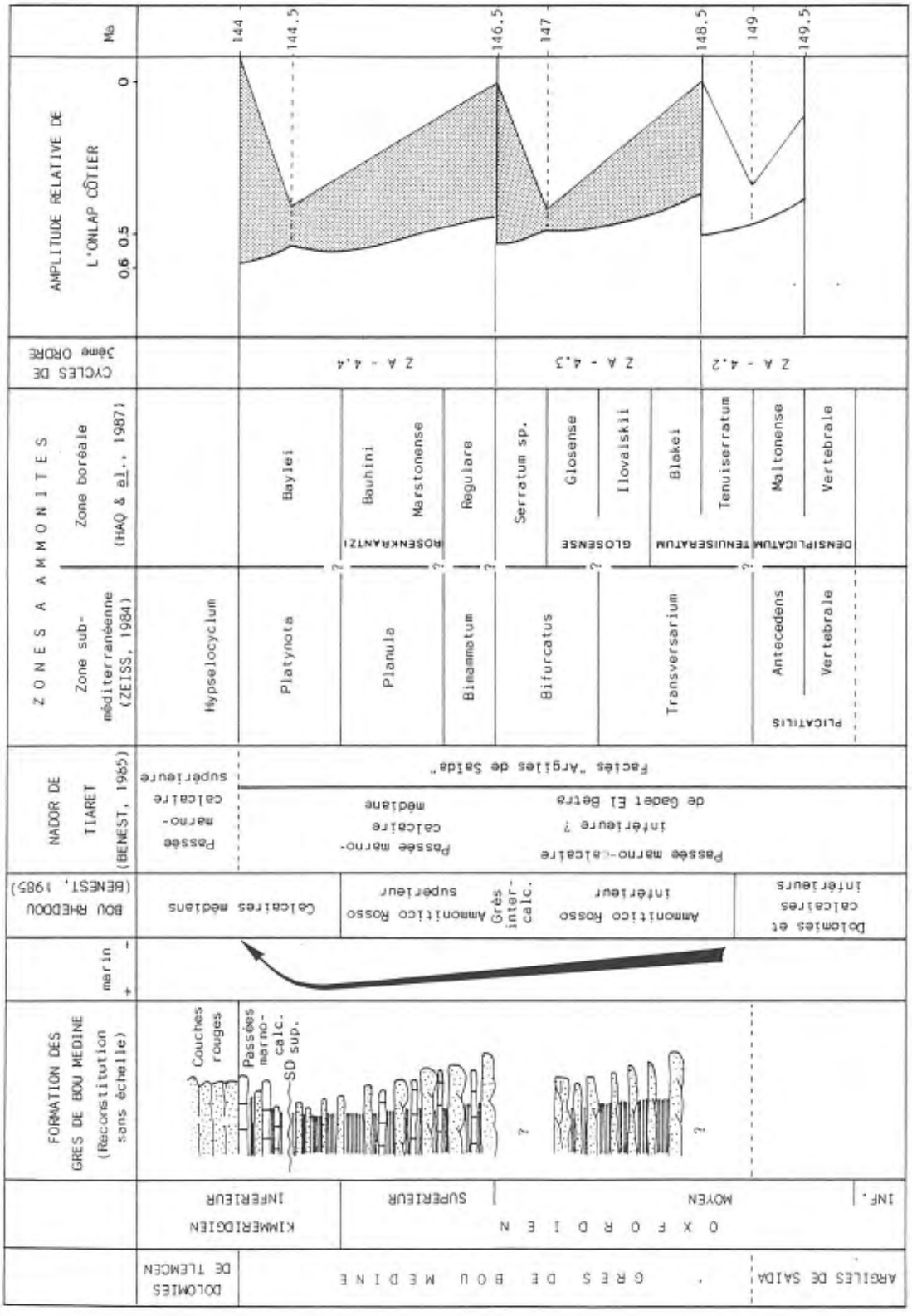



Fig. 33 - La série détritique de base (Grès de Bou Medine). Comparaisons avec les séries prételliennes du Bou Rheddou et celles du Nador de Tiaret ; Corrélations avec les cycles eustatiques

***- Séquence de dépôt de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur p.p.***

***Cortèges sédimentaires***

Cette séquence inclut les prismes sédimentaires suivants :

- Le prime de bordure de plate-forme (ou de bas niveau marin?) est constitué par un ensemble argilo-gréseux interrompu à plusieurs niveaux par des dolomies ou des calcaires de haute énergie associés en séquences mineures métriques à décamétriques, à caractère régressif et liées à un comblement. Ces séquences sont généralement soit tronquées (argiles->grès) ou seulement réduites au seul terme gréseux (Benest, 1985, p. 377).

Ces séquences caractérisent la plus grande partie de la Formation des Grès de Bou Medine, notamment dans les Monts de Tlemcen, sur la bordure occidentale des Monts du Telagh, dans le "Môle de Tiffrit" et à Saïda ; elles occupent aussi la partie inférieure des Grès de Franchetti dans les Monts de Frenda (Ghali, 1984, coupe de la Mina), et la série des "grès de l'Oxfordien supérieur" dans le Fillaoussène (Benest, 1985, p. 326).

L'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau marin nous paraissent reconnaissables dans la plupart des intercalations marno-calcaires au sommet des grès de Bou Medine ; exemples : Monts de Tlemcen (Zarifet, Djebel Mies), partie supérieure des grès de Franchetti dans les Monts de Frenda (Ghali, 1984, p. 63, fig. 27).

La "passée marno-calcaire" des environs de Zarifet-Tlemcen (coupe, Benest, 1985, p. 79-81) associerait au dessus du prisme de bas niveau précédent, les deux cortèges sédimentaires suivants :

- l'intervalle transgressif qui regrouperait de bas en haut : 1) des calcaires grainstones ou packstones oolithiques, bioclastiques, à stratifications obliques. Ces dépôts de haute énergie sont accompagnés, ou passent verticalement, à des dépôts à caractère récifal (couches biostromales à *Cladocoropsis* et à débris d'Huitres ou de Madréporaires) ; 2) des alternances marno-calcaires bioclastiques à *Alveosepta jaccardi* ; 3) une oomicrite gréseuse ; 4) des marnes feuilletées (épaisseur = 1,30 m) à Ostracodes "de milieu franchement marin" ;

- le prisme de haut niveau marin réunirait à la suite des marnes feuilletées, des calcaires argileux sumontés par des calcaires micritiques à *A. jaccardi.*

***Corrélations avec les cycles eustatiques***

La séquence est datée d'une part, par des fossiles des zones à Bimammatum et à Planula matérialisées dans le Bou Rheddou par "l'Ammonitico-rosso supérieur", d'autre part, par des fossiles de la zone à Planula dans la "passée marno-calcaire médiane" des Argiles de Faïdja (Djebel Nador de Tiaret), (Benest, 1985). Elle représente le cycle eustatique de 3ème ordre ZA 4.4 (Oxfordien supérieur-base du Kimméridgien) de la charte de Haq et *al.* (1987).

## Conclusion

La formation à caractères deltaïques des Grès de Bou Medine est agencée en deux séquences de dépôts successives échelonnées de l'Oxfordien moyen au Kimméridgien inférieur et assimilées aux cycles eustatiques de 3ème ordre ZA 4.3 et ZA 4.4 de la charte de Haq et *al.* (1987).

Limites des séquences :

- La discontinuité basale de la séquence inférieure coïnciderait avec la limite inférieure de la zone à Transversarium. Elle correspondrait à la discontinuité eustatique de type 2 à 148,5 Ma (charte de Haq et *al.* , 1987) qui est ici probablement transformée en discontinuité de type 1, associée à la formation d'un prisme de bas niveau marin. Par ailleurs, cette discontinuité traduit la lacune stratigraphique (d'une partie?) de l'Oxfordien inférieur, une des plus importantes des chaînes périméditerranéennes occidentales (Atrops et *al.* , 1991) ; *or ce hiatus sédimentaire pourrait aussi bien signifier l'érosion de ces dépôts lors d'une baisse du niveau marin au-delà de la bordure de la plate-forme côtière au début de l'Oxfordien moyen.*

Nous proposons de la désigner comme limite inférieure de la formation des Grès de Bou Medine, au toit des Argiles de Saïda, dans le domaine tlemcénien occidental.

- Les deux séquences de dépôt des Grès de Bou Medine sont séparées par une discontinuité de baisse brutale du niveau des eaux qui coïncide avec le sommet de la zone à Bifurcatus (146,5 Ma, sur la charte de Haq et *al.* , 1987). Cette discontinuité pourrait être l'équivalent du dépôt de l'intervalle gréseux oxfordien ("grès intercalaires") séparant les deux ensembles de type "Ammonitico rosso" de la série du Bou Rheddou (Benest, 1986, p. 56), alors interprété comme un cortège de bordure de plate-forme.

- Nous situons la discontinuité qui couronne la séquence supérieure, à la base des "Couches rouges" ou de leur équivalent contenant "les niveaux carbonatés terminaux des Grès de Bou Medine" (Benest, 1985, p. 82 et 83) considérés comme le cortège de bordure de plate-forme de la séquence de dépôt sus-jacente.

Cette discontinuité pourrait correspondre sur la charte de Haq et *al.* (1987) à la discontinuité de baisse brutale du niveau des eaux, à l'intérieur des limites de la plate-forme côtière, et donc de type 2, à 144 Ma ; nous proposons de la désigner comme limite supérieure de la Formation des grès de Bou Medine.

## a.2) Série carbonatée du Jurassique supérieur

Cet ensemble (fig. 34) marque, après l'épisode détritique du début du Jurassique supérieur, le retour d'une sédimentation en milieu de plate-forme carbonatée.

La "série carbonatée du Jurassique supérieur" est ainsi désignée par Benest (1981) qui, s'appuyant sur les travaux des anciens auteurs, Doumergue (1910), Lucas (1942), Auclair et Biehler (1967), en définit les limites et en décrit la composition lithologique et organique.

### Limites

La limite inférieure est *in littero* fixée à l'apparition du premier banc de dolomies des termes inférieurs ; nous avons choisi de la placer entre "l'intercalation marno-calcaire" du sommet des Grès de Bou Medine et les "Couches rouges" (ou leur équivalent) situées fréquemment sous ces dolomies. Elle a vraisemblablement la valeur d'une limite de séquence de dépôt.

La limite supérieure correspond à une nouvelle discontinuité qui pourrait coïncider aussi avec une limite de séquence de dépôt ; elle se situe au sommet d'une assise de calcaires biodétritiques à oolithes (niveau-repère d'extension régionale) qui coiffe la formation sommitale de la série carbonatée : les Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Benest, 1985).

### Attribution stratigraphique

L'âge de la série calcaire s'échelonne du Kimméridgien supérieur (zone à Acanthicum) au Berriasien inférieur.

### Environnements

Il s'agit d'environnements carbonatés de plate-forme proximale soumise à des émersions épisodiques. Les communications avec le domaine marin plus distal sont absentes au moins jusqu'au Tithonique supérieur pendant lequel s'effectuent de brèves ouvertures permettant l'arrivée des Calpionnelles jusque dans les lagons.

### Série stratigraphique

La série carbonatée du Jurassique supérieur est constituée selon Benest (1972, 1982, 1985) par 7 formations définies sur des critères biostratigraphiques. Nous proposons de lui adjoindre les "Couches rouges" (ou leur équivalent) immédiatement sous-jacentes que l'auteur inclut dans la formation précédente des Grès de Bou Medine. Nous en présentons la succession-type et les caractères principaux à l'Ouest des Monts de Frenda :

• ***Les "Couches rouges"*** (50 à 70 m)

Ces terrains formant les "couches de passage au rythme A" ou les "couches sommitales des Grès de Bou Medine" (Benest, 1985), surmontent fréquemment "l'intercalation marno-calcaire" du sommet des Grès de Bou Medine (Monts de Ghar Rouban, Djebel Tefatisset, Koudiat el M'Kam, secteur de Sidi Djilali (Teniet El Beida), secteur de Hassi Zerga, village de Terni, Djebel ed Diss (Sebdou), frange occidentale des Monts de Saïda). Il s'agit d'une alternance de grès ferrugineux, à stratifications horizontales ou légèrement obliques, et d'argiles rouges ou vertes.

Cet ensemble argilo-gréseux admet vers le sommet, comme dans la région de Terni, une intercalation de calcaires micritiques (ou "niveaux carbonatés terminaux des Grès de Bou Medine") dont la biophase est représentée par *Alveosepta jaccardi* et *Nautiloculina oolithica* Mohler (Benest, 1985, p. 84).

Cette association ne permet pas de dater précisément ce terme calcaire que Benest attribue au Kimméridgien supérieur par corrélation avec les termes sommitaux (situés au-dessus de la zone à Divisum) des Argiles de Faïdja (Benest, 1985, p. 355). Toutefois le terme argilo-gréseux qui précède ces "niveaux carbonatés terminaux des Grès de Bou Médine" pourrait débuter dans le Kimméridgien inférieur (zone à Divisum).

• ***Les Calcaires de Zarifet*** (100 m environ)

Cette formation essentiellement calcaire (pelmicrite) admet des intercalations à laminites (mécaniques ou stromatolithiques) ; elle peut être très réduite ou partiellement dolomitisée.

Les calcaires renferment *Alveosepta jaccardi* (Schrodt), *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Cladococoropsis cf. mirabilis* Felix, *Campbelliella striata* (Carozzi), *Clypeina jurassica* Favre et Richard, *Salpingoporella annulata* Carozzi et dans le Djebel Acha (Benest, 1985, p. 87) : *Alveosepta powersi* (Redmond) qui caractérise le Kimméridgien supérieur (à partir de la zone à Acanthicum) (Peybernès, comm. orale).

• ***Les Dolomies de Tlemcen*** (50-250 m)

Cette formation dolomitique est caractérisée par une succession de tidalites stromatolithiques à structures fenestrées organisées en "microséquences de marées" (Benest, 1985, p. 383).

• ***Les Calcaires de Stah*** (25-65 m)

Il s'agit de micrites à *Favreina* sp., de micrites à oncolithes, et de tidalites stromatolithiques associées en séquences mineures de comblement liées à une diminution cyclique de la profondeur.

La biophase est représentée par *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Thaumatoporella parvovesiculifera* Raineri et surtout par les Algues : *Salpingoporella annulata* Carrozi, *Clypeina jurassica* Favre, *Campbelliella striata* (Carozzi); l'association des Dasycladales indique le Kimméridgien supérieur (Kimméridgien à Berriasien).

• ***Les Marno-calcaires de Raouraï*** (50-400 m)

Cette unité à dominante marneuse admet des intercalations de calcaires marneux en bancs épais, bioturbés ou en plaquettes, dont la fréquence augmente vers le sommet.
Les calcaires en plaquettes parfois riches en détritiques contiennent *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Haplophragmoïdes* sp. et des Exogyres. Les marnes livrent des Ostracodes (*Cytherella* sp. et des nouvelles espèces de *Schuleridea*, *Merocythere*, *Amphicythere*) (Benest, 1985).

Cette formation est corrélée avec les "marnes intermédiaires" de la série du Bou Rheddou (Benest, 1985, 1986), lesquelles ont livré des Ammonites de la zone à Hybonotum, du Tithonique inférieur.

• ***Les Calcaires de Lato*** (50 m en moyenne)

Ce sont des calcaires massifs en bancs épais. Benest (1985, p. 119) reconnaît dans leur localité-type (le Djebel Lato) trois ensembles superposés : des calcaires packstones à *Favreina*, des calcaires micritiques, à *Favreina* et à fentes de dessication, puis des tidalites calcaires à structures fenestrées et parfois stromatolithiques.

Ces calcaires à Coprolithes renferment aussi des Algues dont *Thaumatoporella parvovesiculifera* , *Salpingoporella annulata* et *Campbelliella striata*.

• ***Les Dolomies de Terni*** (50 m en moyenne)

Elles constituent un ensemble massif nettement tranché sur l'assise précédente et dont la base est soulignée par des silex stratiformes associés à des stromatolithes columnaires recristallisés (2 m?). Ces dolomies cristallines montrent des passées riches en laminites planes ou obliques liées à des systèmes de chenaux (sand-waves). Les bancs supérieurs (au Djebel Lato, Bou Chiba, Djebel El Hariga, Ouled Mimoun) présentent de nombreuses stratifications entrecroisées.

• ***Les Marno-calcaires de Hariga*** (75-170 m)

Cette formation (Benest, 1985, p. 129) débute par un niveau repère à oncolithes où apparaît *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger) parfois associée à *Heteroporella lemmensis* (Bernier). Elle se poursuit par un ensemble de marnes de vasière intertidales à Ostracodes, de micrites (éventuellement à Coprolithes) et de niveaux fortement bioturbés, quelquefois

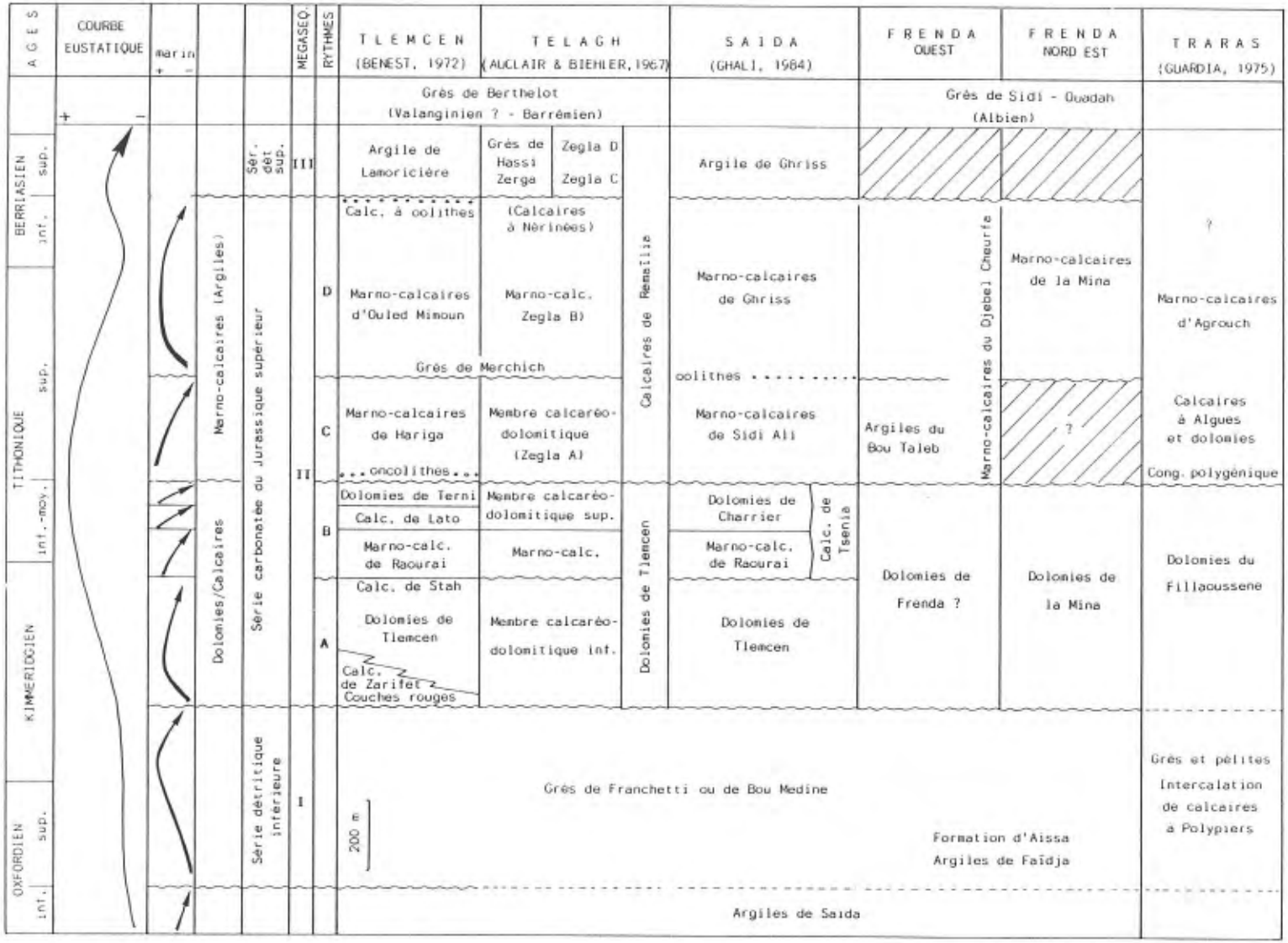



Fig. 34- La série du Jurassique supérieur du domaine prétellien oranais

oolithiques et dont la surface supérieure peut être durcie ou ferrugineuse. Ces termes seraient organisés, selon Benest, en séquences élémentaires métriques de progradation.

La biophase est représentée par des Lituolidés comme *Anchispirocyclina cf. maynci* (Hott.) et *Pseudocyclammina* gr. *lituus* Yok., et des Algues avec *Clypeina jurassica, Salpingoporella annulata,* des Echinodermes, des Lamellibranches et des Gastéropodes ; les couches sommitales livrent des Ostracodes de milieux dessalés.

Les Marno-calcaires de Hariga sont corrélés avec une partie des "marno-calcaires supérieurs" de la coupe du Bou Rheddou dont certains niveaux ont fourni des Ammonites de la zone à Microcanthum (base du Tithonique supérieur).

• ***Les Marno-calcaires d'Ouled Mimoun*** (550 m)

Cette formation débute par une assise argilo-gréseuse (Grès de Merchich) de 25 m de puissance, et se poursuit par une alternance de marnes et de calcaires micritiques, parfois oolithiques. Elle s'achève par une biocalcarénite oolithique à stratifications obliques et entrecroisées ou à oncolithes (niveau repère d'extension régionale).
On note la présence d'*Anchispirocyclina lusitanica* et de *Clypeina jurassica* qui disparaissent ensuite vers le sommet de la formation.

Les Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (anciennement Lamoricière) sont datés dans leur localité-type du Tithonique supérieur (Zone A3 des Calpionnelles) et du Berriasien inférieur par *Protocythere revili* Donze (Benest, 1985, p. 156).

**Stratigraphie séquentielle et essai de corrélations avec les cycles eustatiques**

Les formations antérieurement décrites par Benest dans les Monts de Tlemcen qui, s'échelonnant du Kimméridgien inférieur (*p.p.*) au Berriasien inférieur, seraient organisées, selon cet auteur, en quatre rythmes séquentiels dont l'ensemble constitue le "Mégarythme II" du Jurassique supérieur (Benest, 1981, 1985). Les corrélations de ces différentes unités avec les séries plus externes à Ammonites, du Djebel Nador de Tiaret, des Monts du Chellala et du Bou Rheddou de Tiaret (Benest, 1985, 1986), nous suggèrent de concevoir pour l'ensemble du Jurassique terminal prétellien oranais 6 séquences de dépôt, décamétriques à plurihectométriques, induites par 6 cycles eustatiques figurant dans la charte de Haq et *al.* (1987) pendant cet intervalle de temps (fig. 35 et 39) :

***- Séquence de dépôt des Dolomies de Tlemcen (Kim.1) du Kimméridgien inférieur - base du Kimméridgien supérieur***

Elle s'articule en 3 prismes de dépôt : le prisme de bordure de plate-forme, l'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau marin déposés sur la plate-forme proximale.

- Le prisme de bordure de plate-forme, représenté par la plus grande partie des "Couches rouges" (30-80 m) et terrains équivalents est constitué par des argiles versicolores admettant des intercalations de grès. Ces grès, généralement peu cimentés, à stratifications horizontales ou obliques (déterminant des masses lenticulaires), contiennent localement des débris de plantes.

Vers le sommet, le cortège sédimentaire comprend 2 bancs superposés de calcaires à grains de quartz, respectivement à ciment micritique et à oolithes ferrugineuses, à Terni, et des calcaires à silex dans le secteur d'Ouled Mimoun (Oulad Berrhama, Djebel Tafrennt et Djebel Mies) (Benest, 1985, p. 84-91).

- L'intervalle transgressif correspondrait aux termes carbonatés de la base des Calcaires de Zarifet comme dans le secteur d'Ouled Mimoun (Djebel Bou Acha) où se succèdent : des dolomies cristallines et ferrugineuses, des calcaires biomicritiques à *Pseudocyclamina lituus* (Yok.), des calcaires à *Cladocoropsis*.

L'intervalle condensé pourrait être représenté par des horizons biodétritiques à Entroques (Tefatisset), ou par des bancs bioturbés à débris d'Huitres et d'Echinides (Koudiat El M'Kam).

- Le prisme de haut niveau marin correspond aux alternances rythmiques carbonatées organisées en séquences mineures progradantes comportant de bas en haut : marnes en feuillets -> calcaires micritiques à Dasycladacées -> calcaires stromatolithiques couronnés fréquemment par des calcaires à fentes de dessiccation ou des brèches de dissolution (constituant le corps principal des Calcaires de Zarifet) ; dolomicrites -> laminites stromatolithiques à structures fenestrées et fentes de dessiccation [constituant les Dolomies de Tlemcen (*s.s.*)] ; marnes -> micrites à Coprolithes et dolomies à Stromatolithes (constituant les Calcaires de Stah).

Cette séquence des Dolomies de Tlemcen regroupe aussi, mais en position plus distale, les formations équivalentes affleurant au Bou Rheddou, au Nador et dans les Chellala où ont été reconnues les zones à Hypselocyclum, Divisum et Acanthicum (Benest, 1985) qui sont l'équivalent des zones à Cymodoce et à Mutabilis (Enay, Tintant et Rioult, 1971).

Elle se serait donc déposée lors du cycle eustatique de 3$^{ème}$ ordre ZA 4.5 de Haq et *al.* (1987) au passage du Kimméridgien inférieur au Kimméridgien supérieur.

***- Séquence de dépôt des Marno-calcaires de Raouraï (Kim 2) du Kimméridgien supérieur - base du Tithonique***

Elle correspond à une mésoséquence (150 m) à tendance régressive. Les séquences mineures, à valeur de paraséquences sont des "séquences de comblement" (selon Benest, 1985, p. 377) avec la succession de marnes, calcaires argileux à Coprolithes et petit niveau de calcaires bioturbés oolithiques ou bioclastiques recouvert d'une surface durcie ou ferrugineuse.

La séquence évolue dans la zone subtitale sur une plate-forme proximale protégée (interne, selon Benest, 1985).

La Formation des marno-calcaires de Raouraï est corrélée avec les "marnes intermédiaires" du Bou Rheddou qui fournissent des Ammonites de la zone à Hybonotum (Benest 1986). Elle représenterait le prisme de haut niveau marin, seul cortège sédimentaire de la séquence de dépôt correspondant au cycle eustatique ZA 4.6 de la charte de Haq et *al.* (1987), rapporté à la base du Tithonique inférieur (échelle biostratigraphique de Enay, 1971).

***- Séquence de dépôt des Calcaires de Lato (Tl 1) du Tithonique Inférieur***

Nous proposons de regrouper dans cette séquence la Formation des calcaires de Lato (50 m) et les couches basales des Dolomies de Terni (2 m) sus-jacentes.

Les Calcaires de Lato constituent une seule mésoséquence à tendance régressive comportant d'abord des micrites à Coprolithes ou des packstones puis des laminites stromatolithiques à structures fenestrées et fentes de dessiccation ; la partie supérieure de la formation porte des indices de dessalure.

Les premiers bancs des Dolomies de Terni sont organisés en séquences mineures de comblement micrite -> laminites stromatolithiques, celles-ci étant vers le haut de l'assise accompagnées de silex rubanés, à fentes de dessiccation, et de pseudomorphoses de gypse, indiquant une épaisseur d'eau très faible ou nulle.

Cette séquence n'inclut que des dépôts du prisme de haut niveau marin que l'on peut logiquement corréler avec le cycle eustatique de 3$^{ème}$ ordre ZA 4.7 (Tithonique inférieur).

***- Séquence de dépôt des Dolomies de Terni (Tl 2) du Tithonique moyen***

Nous faisons débuter cette séquence par les "pelsparites à stratifications obliques" immédiatement sus-jacentes à l'assise à silex rubanés, que Benest (1985, fig. 31) signale au Djebel Lato. La limite supérieure se situerait sous les barres calcaires à stratifications

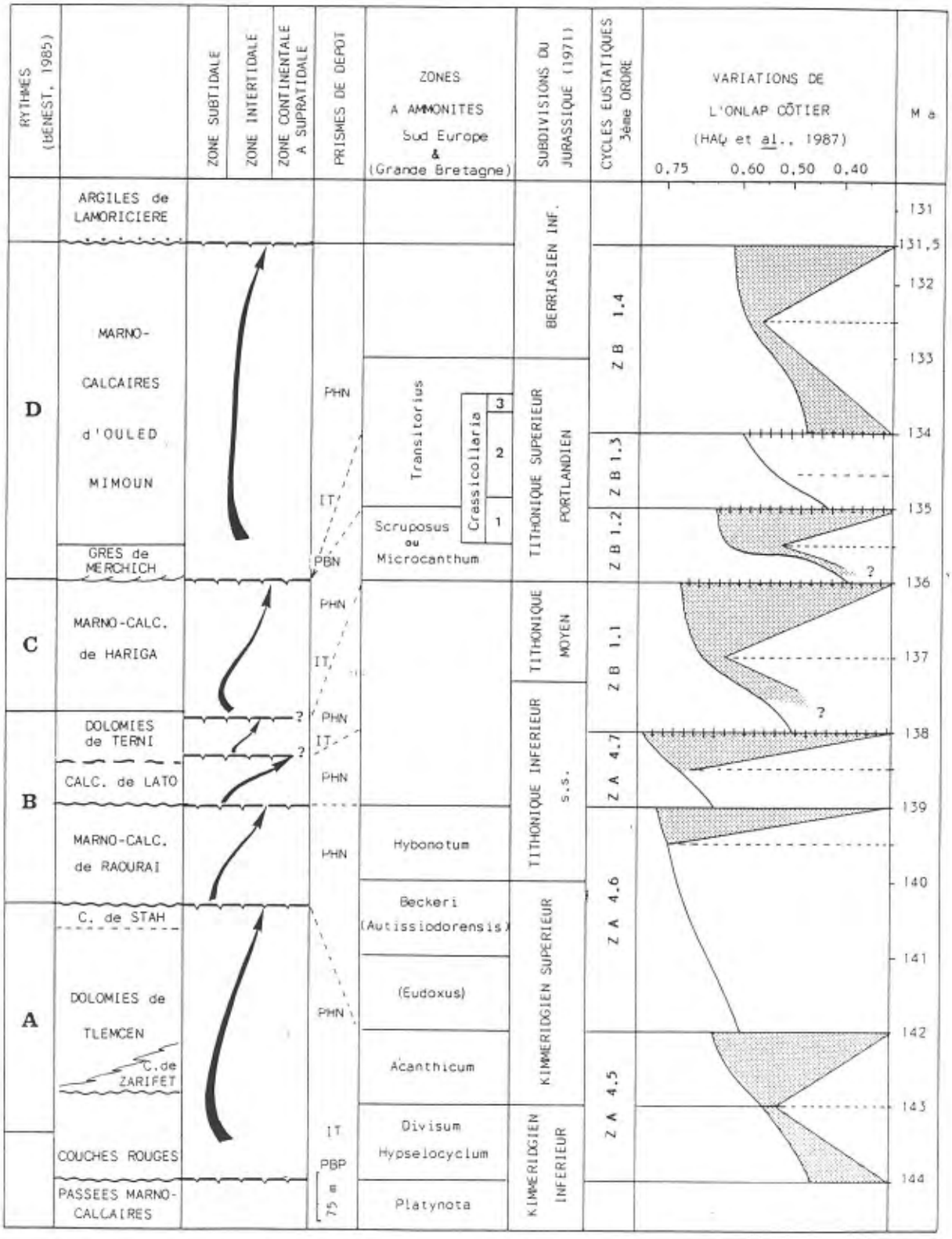



Fig. 35· La série carbonatée du Jurassique supérieur des Monts de Tlemcen ; cortèges sédimentaires et corrélations avec les cycles eustatiques

obliques de la partie sommitale de la formation (Djebel Lato, Bou Chiba, Djebel El Hariga, Ouled Mimoun).

L'intervalle transgressif coïnciderait avec l'assise à stratifications obliques à la partie inférieure de la Formation des dolomies de Terni.

Le corps de la formation (50 m) est constitué par des dépôts inter à supratidaux organisés en séquences de comblement (laminites, calcaires à Stromatolithes ou présentant des fentes de dessiccation, calcaires riches en cratères d'échappement de gaz). Ce cortège sédimentaire est interprété comme appartenant au prisme de haut niveau marin.

Ces deux cortèges sédimentaires successifs constitueraient la séquence de dépôt des Dolomies de Terni correspondant logiquement au cycle eustatique de 3ème ordre ZB 1.1 (Tithonique moyen).

***- Séquence de dépôt des Marno-calcaires de Hariga (Ti 3) de la base du Tithonique supérieur***

Elle inclurait deux prismes sédimentaires superposés (220 m) : l'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau marin, tous deux sédimentés sur la plate-forme interne :

- L'intervalle transgressif engloberait les couches sommitales à structures obliques des Dolomies de Terni et les "calcaires à oncolithes et à Algues" immédiatement sus-jacents qui porteraient localement (Bou Chiba) des stratifications obliques, et qui seraient organisés (Djebel Bou Amaïer) en séquences mineures micrites -> micrites à oncolithes, sédimentées en milieu subtidal.

- Le prisme de haut niveau marin correspondrait au corps des Marno-calcaires de Hariga où se succèdent les paraséquences de progradation déposées en milieu intertidal et présentant vers le sommet des indices de dessalure fréquents.

Corrélée avec la zone à Microcanthum (ou zone à Scruposus selon Enay, 1971), repérée dans les séries équivalentes du Bou Rheddou (Benest, 1985, 1986), cette séquence s'est vraisemblablement développée pendant le cycle eustatique ZB 1.2 de Haq et *al.* (1987) (base du Tithonique supérieur).

Sa limite inférieure est une discontinuité majeure de type 1 (SB 136 de la charte de Haq et *al.* , 1987).

***- Séquence de dépôt des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (TI5) du passage Tithonique supérieur au Berriasien inférieur***

Elle correspond à une mésoséquence d'épaisseur 550 m environ, cyclique, d'abord transgressive, puis à tendance régressive. Elle superpose trois prismes sédimentaires :

- Le prisme de bas niveau marin est représenté par les termes détritiques des Grès de Merchich (jusqu'à 50 m). Le cortège sédimentaire associe en séquences mineures de comblement, des argiles versicolores et des grès fins à stratifications obliques (Ouled Mimoun, El Gor) et à passées lumachelliques, à Huitres (Bou Chiba-Merchich) ; il admet, vers le haut, des intercalations de calcaires gréseux oolithiques (Merchich, El Gor, Ouled Mimoun).

- L'intervalle transgressif (30-50 m) correspond, au sommet des Grès de Merchich, par des biomicrites et des oosparites à stratifications obliques (comme à Ouled Mimoun), ou par des biomicrites à oolithes surmontées par des marnes (comme à Bou Chiba).

- Le prisme de haut niveau marin correspond, au dessus des Grès de Merchich, à la série des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Benest, 1985, p.143-157) organisée en séquences de comblement marnes -> calcaires (mudstones avec ou sans oolithes).

Cette séquence des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun évolue en milieu peu profond et temporairement intertidal (fentes de dessiccation, Stromatolithes) ; elle est datée par les Calpionelles du Tithonique supérieur (Zone A3) et par des Ostracodes du Berriasien inférieur (Benest, 1985). Elle s'est mise en place au cours du cycle eustatique de 3$^{ème}$ ordre ZB 1.4. Sa limite inférieure est une discontinuité de type 1 (SB 134 sur la charte de Haq et *al.* , 1987).

### b) Domaine tlemcénien oriental

### Variations latérales des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Tithonique supérieur-Berriasien inférieur), dans les Monts de Frenda

Les terrains du Jurassique terminal des Monts de Frenda sont regroupés sous l'appellation de Marno-calcaires de la Mina au Nord-Est et des Argiles du Bou Taleb sur la bordure occidentale (secteur du Djebel Bou Taleb). Chacune de ces deux unités est corrélée (Ghali, 1984) avec l'ensemble des deux formations tlemcéniennes : les Marno-calcaires de Hariga et les Marno-calcaires d'Ouled Mimoun, recouvrant l'intervalle Tithonique supérieur - Berriasien inférieur.

Quelques coupes détaillées des formations mésozoïques que nous avons réalisées dans le secteur central et oriental des Monts de Frenda nous permettent de préciser la succession lithostratigraphique du Jurassique terminal de cette région du domaine prétellien méridional.

**Ensembles lithologiques**

***- Les Marno-calcaires du Djebel Cheurfa***

Le Djebel Cheurfa est un petit massif qui occupe le secteur NW des Monts de Frenda (fig. 62). Il est constitué dans sa majeure partie de Crétacé moyen (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986) qui repose sur une formation jurassique que nous proposons de désigner par Marno-calcaires du Djebel Cheurfa. Cette succession s'observe du Nord vers le Sud le long de la route départementale W2 reliant Mechra-Sfa (anciennement Prévost-Paradol) à Frenda entre les cotes 698 et 920, puis se complète en Ouest-Est jusqu'à l'altitude 940 m environ (feuille de Prévost-Paradol au 1/50 000). L'épaisseur voisine les 225 m. On distingue trois ensembles lithologiques (fig. 36) :

a) un ensemble à dominante marneuse ; vers le sommet s'intercalent des bancs pluridécimétriques de calcaires packstones à oncolithes où sont remaniés des Lenticulines, des Trocholines, des Nubéculaires et des Epistomines associés à des bioclastes de Bryozoaires et de Polypiers. Dans les bancs sommitaux (niveaux 2 et 3), plus graveleux, les oncolithes sont ferruginisées ;

b) un ensemble (80 m) débutant par une assise détritique (b1, 10 m) où des grès blancs à ocres, à structures entrecroisées, et renfermant des débris ligniteux de paléoflores, alternent avec des argiles versicolores et quelques horizons dolomitiques. Vers le haut s'intercale un banc centimétrique de calcaire bioclastique à oolithes.

L'assise détritique est suivie par une alternance rythmique (b2, 15 m) de marnes gréseuses bleutées, de calcaires micritiques bioclastiques rognogneux à *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger), *Pseudocyclammina lituus* (Yok.), *Trocholina* gr. *alpina-elongata* Leupold, *Charentia sp.* , *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Tubiphytes* (niveaux 5 et 6) auxquels s'ajoutent de très nombreux Gastéropodes récifaux (Nérinées) (niveau 5) ; ce terme s'achève par un banc (0,5 m) de dolomies à stratifications entrecroisées couronné par un calcaire à Coprolithes et à Ostracodes à test lisse associés à de rares *Anchispirocyclina* (niveau 7).

Cet ensemble b se termine par une nouvelle alternance rythmique (b3, 70 m) de marnes bleues et de calcaires à faciès de lagon renfermant des Algues dont *Cylindroporella, Permocalculus* (niveau 8), *Actinoporella podolica* (niveau 12), des Ostracodes à test lisse, et quelques Foraminifères dont *Trocholina* gr. *alpina-elongata* (niveau 13). Vers le sommet

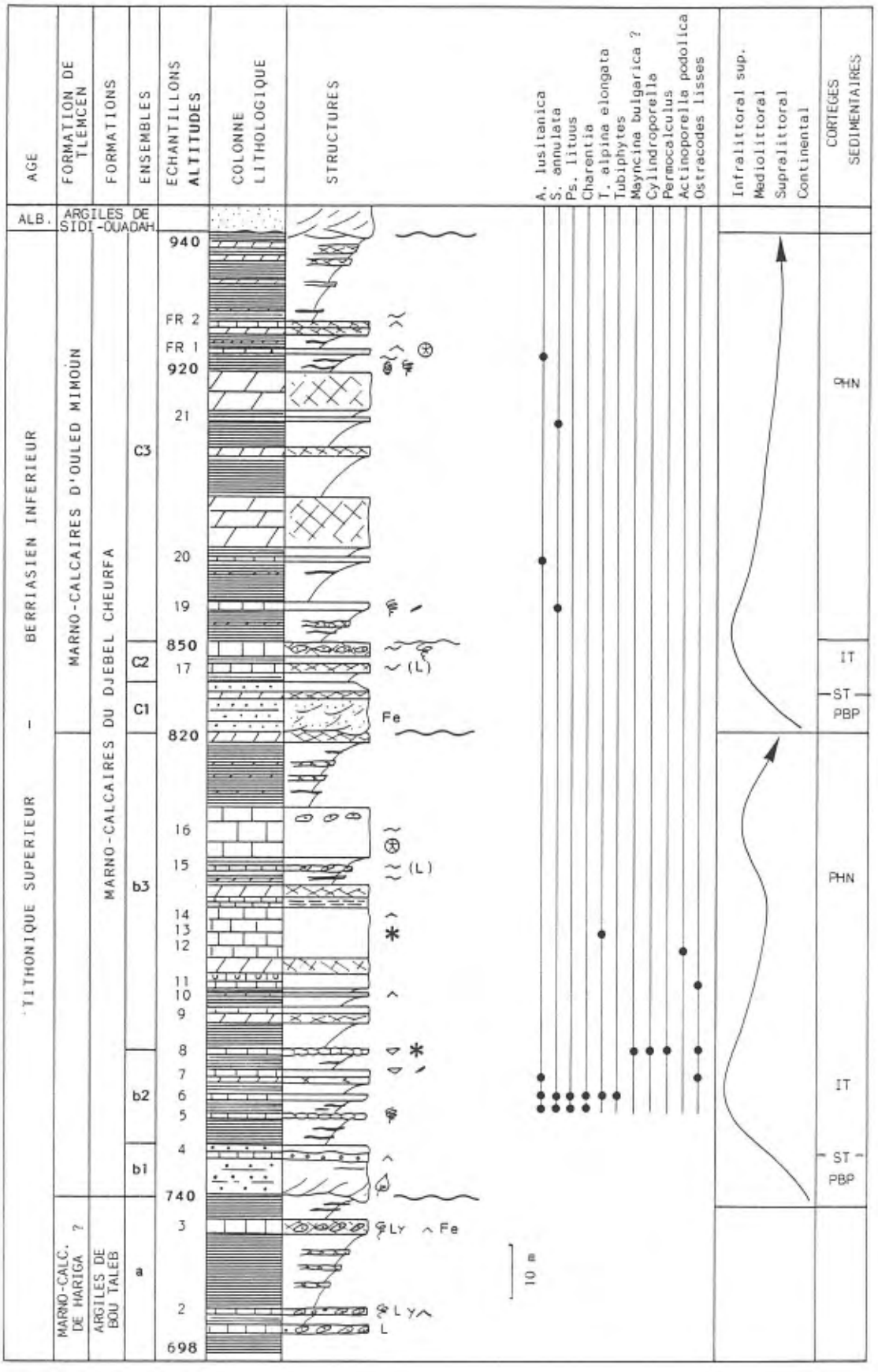



Fig. 36- Les Marno-calcaires du Djebel Cheurfa ; lithostratigraphie et cortèges sédimentaires

s'intercalent des calcaires à Stromatolithes ou des calcaires à oncolithes encroûtant des oolithes associées à de nombreux Exogyres (niveau 15) et des Echinides (niveau 16).

c) un ensemble (100 m) qui comporte :

- une assise c1 (10 m) où alternent des grès ocres ou violacés à stratifications obliques ou parallèles, des sables et des argiles sableuses,

- un intervalle c2 (8 m) où se succèdent deux séquences métriques marnes gréseuses -> lumachelles à Ostréidés (niveaux 17 et 18) ; le banc supérieur (18) présente de plus, des oncolithes encroûtant des oolithes.

- une succession rythmique c3 (70 m) marnes -> calcaires ou dolomies ; le banc calcaire inférieur (niveau 19) est une micrite à Coprolithes (*Favreina*) et à *Salpingoporella annulata* ; les bancs de la partie supérieure sont des sparites dolomitiques à gravelles (FR1) ou des packstones bioclastiques à *A. lusitanica* Egger très nombreuses (FR2).

Les derniers bancs de dolomies sont surmontés par la formation détritique présumée albienne des Argiles de Sidi Ouadah (équivalent de la Formation des grès de Bossuet), discordante ; le contact peu visible, correspond à une discontinuité majeure. Les marnes de la partie supérieure, verdâtres, ont fourni des oogones de Charophytes, des débris d'Ostreidés et des moules internes de Gastéropodes (Turitellidés).

Latéralement vers l'Est (fig. 37), l'ensemble (c) se réduit à une quinzaine de mètres occupés uniquement par les termes c1 et c2. Le terme c2 est représenté par un banc (4 m) de calcaire grainstone à oncolithes, de couleur violacée, ferrugineux, à microfaunes remaniées ou formant le nucléus des oncolithes. Il renferme de très nombreux débris d'Ostreidés formant des horizons lumachelliques. La partie supérieure (0,20 m) constitue une dalle à grandes Nérinées (de 10 à 20 cm de long), recouverte par une croûte ferrugineuse coïncidant avec la surface de discordance de la série argilo-gréseuse albienne sus-jacente (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986).

***- Les Argiles du Bou Taleb***

Cette formation ainsi désignée par Ghali (1984) repose sur les Dolomies de la Mina, au Djebel Bou Taleb (loc. , fig. 62), avec un léger pendage (20-30°) vers l'Est. Sur le versant occidental du massif, Ghali (*op. cit.*, p. 170) lui reconnaît deux ensembles :

- des argiles azoïques (45 m) ;

- un ensemble de calcaires oolithiques et oncolithiques, à stratifications irrégulières, renfermant *Cladocoropsis* et des débris de Polypiers, de Bryozoaires et d'Echinodermes (20 m).

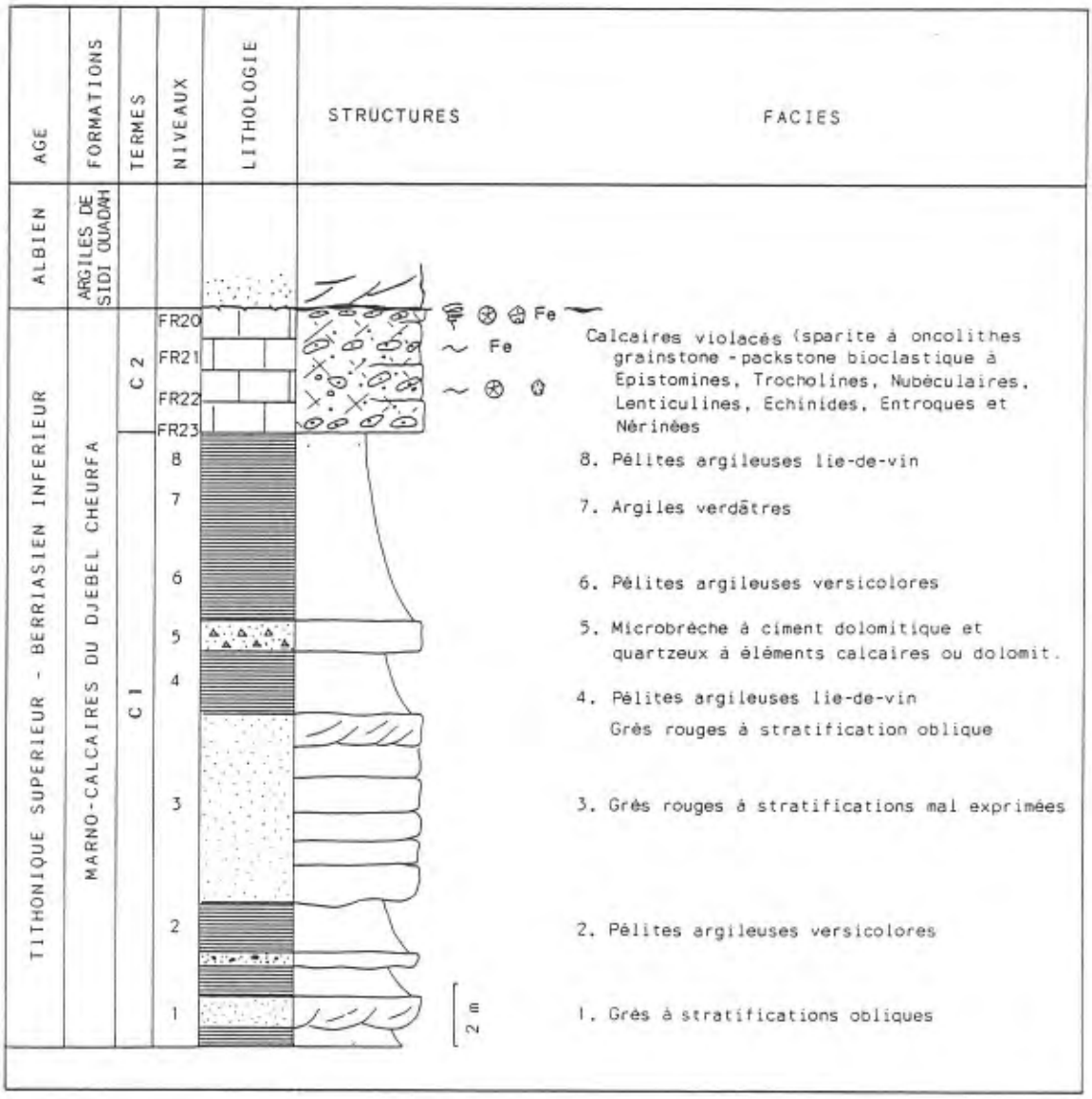



Fig. 37 - Les Marno-calcaires du Djebel Cheurfa (coupe annexe, loc. fig. 62, coupe 2)

Nos propres observations réalisées sur la pente orientale du massif concernent la partie supérieure des calcaires dont l'épaisseur totale voisine 80 m. Ces calcaires en bancs décimétriques à métriques, sont des packstones à oncolithes et contiennent avec des bioclastes de Polypiers, de Bryozoaires et d'Echinides, *Everticyclammina virguliana* (Koech.), des Lenticulines, de gros Miliolidés, *Epistomina, Bacinella* et *Acicularia.*

La présence de la seule *E. virguliana* ou de *Cladocoropsis* ne justifie pas (comme le propose Ghali) une persistance de la formation dans le Barrémien inférieur. Par ailleurs, l'absence d'*Anchispirocyclina lusitanica* ne permet pas, non plus, de préjuger d'un âge Tithonique supérieur. En revanche, ces faciès sont tout à fait comparables à ceux du sommet de l'ensemble des Marno-calcaires du Djebel Cheurfa avec lesquels les Argiles du Bou Taleb sont en contact anormal, et dont nous discuterons l'âge.

***- Les Marno-calcaires de la Mina***

Cette formation (100 m environ) ainsi désignée par Ghali (1984) surmonte les Dolomies de la Mina, du nom de l'Oued qui effectue au contact de ces dernières une chute d'eau d'une trentaine de mètres, dans la région de Sidi Ouadah (NE des Monts de Frenda, fig. 62). Ghali (*op. cit.*, p. 65) distingue : une alternance de marnes et de calcaires dolomitiques à *A. lusitanica* (Egger) (100 m) et un ensemble de calcaires oolithiques à stratifications obliques.

Auparavant, Welsch (1890, p. 37) avait identifié sur la rive droite du cours d'eau, un ensemble d'argiles gréseuses bariolées, de grès et de dolomies, transgressif sur les dolomies de la cascade ; il l'attribue au Crétacé inférieur.

La coupe levée sur la rive gauche de l'Oued en direction du Sud (vers l'amont), montre successivement, au dessus des dolomies (fig. 38) :

- une alternance de grès, grossiers à certains niveaux, en bancs pluricentimétriques, et des dolomies plus ou moins gréseuses en bancs décimétriques, séparés quelquefois par des interlits d'argiles verdâtres (9-10 m) ;

- un ensemble à dominante marneuse incluant aussi des petits bancs de calcaires marneux dolomitisés, et couronné par une assise de dolomies en dalles centimétriques (15m) ;

- une alternance rythmique (20 m) de marnes et de calcaires dolomitiques en petits bancs, s'achevant par une assise de dolomies en dalles ou en plaquettes, et présentant des structures stromatolithiques (15 m) ;

- un ensemble à dominante marneuse (40 m), admettant vers le haut des dolomies rousses en dalles et des petits bancs de calcaires oolithiques, bioclastiques ou micritiques en bancs centimétriques (T5 à T1). Les calcaires renferment : *E. virguliana* (Koechlin), *A. lusitanica* (?) (Egger), *Pseudocyclammina lituus* (Yok.), , *Trocholina* gr. *alpina-elongata* Leupold, *Audienusina fourcadei* Bernier, *Epistomina*, *Campbeliella striata* (Carozzi), *Salpingoporella annulata* Carozzi, *Actinoporella podolica* (Althman), *Boueina* , des Ostracodes et de rares Calpionelles *Calpionella elliptica* (?) Cadisch, *Calpionella alpina* Lorenz (éch. T2), et *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), de petite forme (éch. T5). L'association des Tintinnoïdiens indique un âge berriasien inférieur [zones B ou C des Calpionelles regroupées dans une zone à *Calpionella* (in Remane, 1986)], ce qui est globalement en accord avec les résultats de Ghali (1984).

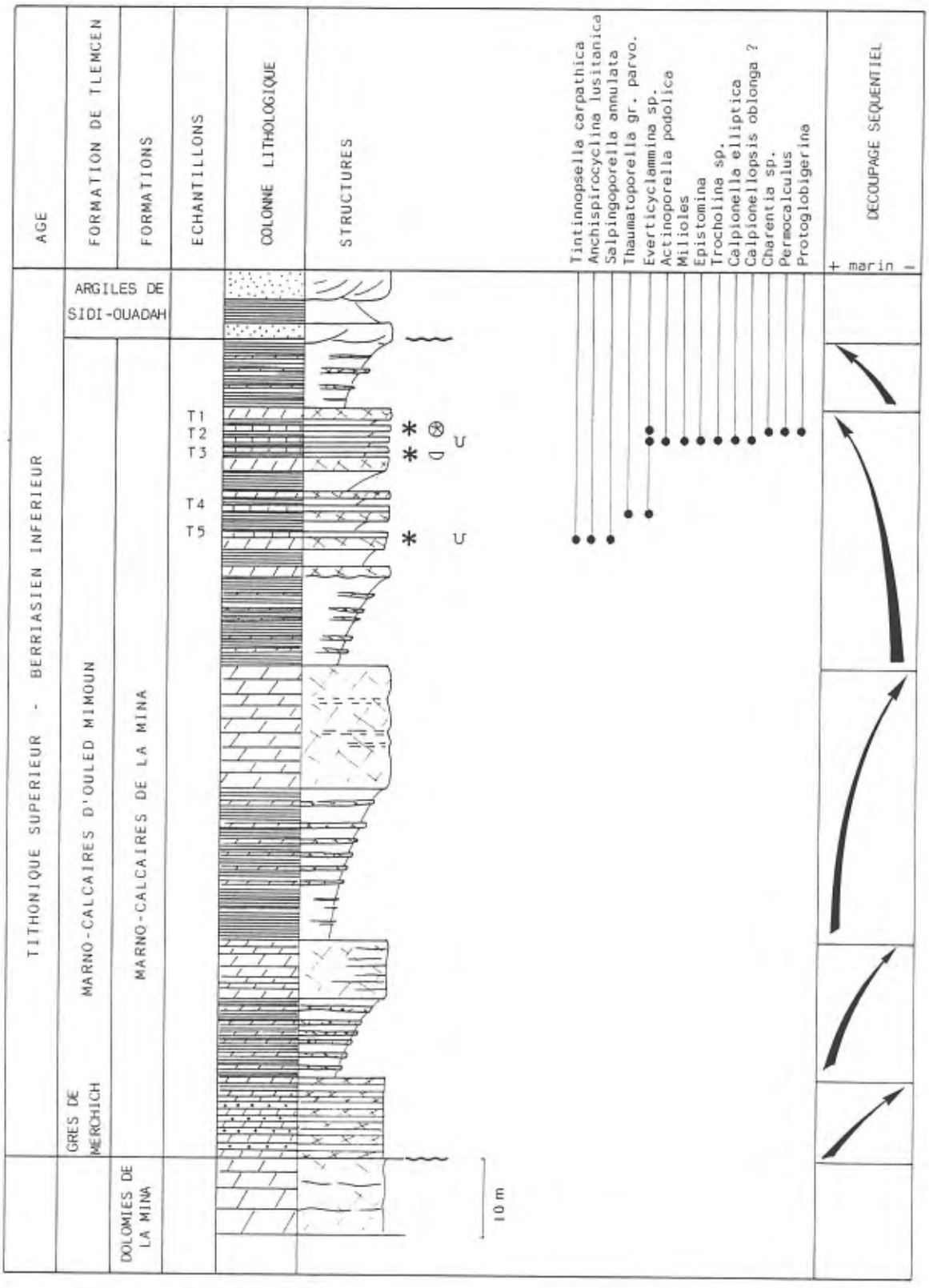



Fig. 38- Les Marno-calcaires de la Mina ; organisation séquentielle

**Stratigraphie séquentielle : les séquences de dépôt des Marno-calcaires du Djebel Cheurfa (Ti 4, Ti 5) - Corrélations avec les cycles eustatiques de 3ème ordre**

Les deux ensembles successifs (b) et (c) individualisés dans la Formation des marno-calcaires du Djebel Cheurfa décrite dans les Monts de Frenda, sous les Argiles de Sidi Ouadah, constituent chacun une séquence de dépôt (Ti 4) et (Ti 5) où se succèdent les cortèges sédimentaires du prisme de bas niveau, de l'intervalle transgressif et du prisme de haut niveau marin.

1) La séquence de dépôt inférieure (Ti 4) comporte (fig. 36):

- le prisme de bas niveau marin correspondant à l'assise détritique (b1), laquelle constitue une mésoséquence régressive formée de séquences mineures de comblement (dolomies gréseuses, éventuellement) --> argiles versicolores -> grès ;
- l'intervalle transgressif occupant le terme (b2) ; il débute par le banc calcaire à bioclastes et oolithes (niveau 4) et s'achève par le calcaire à Coprolithes qui couronne le niveau (7) ;
- le prisme de haut niveau marin (b3) qui correspond à une mésoséquence à tendance régressive, évoluant dans le domaine subtidal supérieur à intertidal sur une plate-forme proximale et au sein de laquelle se succèdent des séquences mineures de comblement marnes -> calcaires strato-croissants.

2) La séquence de dépôt supérieure (Ti 5) est organisée sur le même modèle que la précédente (fig. 36) :

- le prisme de bas niveau marin est représenté par l'assise (c1) à dominante détritique qui montre une succession d'unités régressives liées à un comblement ; il correspond latéralement au terme argilo-gréseux de la coupe 2 du Djebel Cheurfa (fig. 37) ;
- l'intervalle transgressif réunit les séquences marnes gréseuses/calcaires lumachelliques à Ostréidés du terme (c2) ; l'intervalle condensé coïnciderait avec le niveau à Huitres et oncolithes (niveau 18). Latéralement, le cortège transgressif, vraisemblablement tronqué, correspond essentiellement à l'assise calcaire (C2) de la coupe 2 du Djebel Cheurfa (fig. 37) ; l'encroûtement ferrugineux matérialisant la lacune des dépôts entre le Berriasien et l'Albien ;
- le prisme de haut niveau marin (c3) correspond à des séquences de comblement marnes -> dolomies, sédimentées en milieu intertidal.

La biophase dans les deux séquences indique un âge Tithonique supérieur - Berriasien inférieur, ce qui nous amène à assimiler ces deux séquences aux cycles de 3ème ordre de Haq et *al.* (1987) pour cette même période (fig. 39) : ZB 1.3 (Tithonique supérieur) pour la

séquence inférieure (Ti 4) et ZB 1.4 (Tithonique supérieur-Berriasien inférieur) pour la séquence supérieure (Ti 5).

Une séquence (TI 3) serait représentée par les alternances marnes / calcaires du terme (a) de la formation, coïncidant avec le cycle eustatique ZB 1.2.

Ces trois séquences sont séparées par deux discontinuités de type 1 qui correspondraient à celles datées à 135 et 134 Ma sur la charte de Haq et *al.* (1987).

Le découpage séquentiel de la Formation des marno-calcaires de la Mina dans la région de Sidi Ouadah (fig. 38), permet de reconnaître la superposition des cortèges de bas niveau marin (termes à dominante terrigène) et transgressif d'une séquence de dépôt Ti 5 que la l'association des Calpionelles (zone à *Calpionella*) suggère de relier au cycle eustatique ZB 1.4 (charte de Haq et *al.* , 1987).

*Dans cette hypothèse, les termes gréseux et dolomitiques de la base de la série (cortège de bas niveau marin) correspondraient aux Grès de Merchich (Tithonique terminal probable) de la série des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun.*

## c) Conclusions

Les dépôts du Jurassique supérieur du domaine prétellien oranais s'intègrent aux cortèges sédimentaires des séquences de dépôt corrélables avec les cycles eustatiques de 3ème ordre fonctionnant pendant cette même période (fig. 39). Cette interprétation permet de prévoir la position des discontinuités et d'en déduire la signification, de mettre en corrélation les formations nouvellement décrites dans les Monts de Frenda avec celles des Monts de Tlemcen définies pour la plupart par Benest (1981)

### - Conclusions d'ordre sédimentaire :

a) Les Calcaires de Zarifet, les Dolomies de Tlemcen et les Calcaires de Stah auxquels nous avons rattaché, à la base, la partie sommitale, historique, des Grès de Bou Medine ("Couches rouges") constitueraient une séquence de dépôt (Kim 1) correspondant globalement au "rythme A" de Benest (1981). Cette séquence coïnciderait avec le cycle eustatique ZA 4.5 et couvre les zones à Hypselocyclum, Divisum et Acanthicum (zones à Cymodoce et Mutabilis) au sommet du Kimméridgien inférieur / base du Kimméridgien supérieur.

b) Les Marno-calcaires de Raouraï sont attribués au prisme de haut niveau marin d'une séquence de dépôt (Kim 2) datée par les Ammonites de la zone à Hybonotum (base du Tithonique inférieur) et déposée avec le cycle eustatique ZA 4.6.

La base de cette formation pourrait coïncider, dans notre interprétation, avec une surface de progradation associée à une surface de non dépôt du Kimméridgien supérieur. Elle correspondrait à la discontinuité datée de 139,5 Ma sur la charte de Haq et *al.* (1987). Il s'agit probablement de celle qui marque une nette reprise de la sédimentation marneuse sur la bordure du domaine méditerranéen occidental (Atrops et *al.* , 1991).

c) Les Calcaires de Lato et les Dolomies de Terni formeraient deux séquences successives (Ti 1 et Ti 2) séparées par une discontinuité à rechercher au sommet des calcaires à rubanements siliceux jalonnant la base des Dolomies de Terni ; ces séquences se seraient sédimentées respectivement lors de deux cycles eustatiques ZA 4.7 et ZB 1.1 s'échelonnant du Tithonique inférieur au Tithonique moyen.

*Par conséquent le rythme B (sensu Benest, 1981) serait ainsi entièrement cantonné dans le Tithonique inférieur et moyen.*

d) Les Marno-calcaires de Hariga ("rythme C" de Benest) constituent une séquence (Ti 3) articulée sur la Zone à *Microcanthum* et corrélée au cycle eustatique ZB 1.2

La discontinuité de base de séquence (SB 136), de type 1, coïncide avec la limite inférieure de la zone à Microcanthum (zone à Scruposus) tenue pour la base du Tithonique supérieur ; celle-ci serait par ailleurs bien exprimée sur la bordure sud du domaine tello-rifain (zone prérifaine) et de son avant-pays où elle est suivie par un retour des dépôts marneux (*in* Atrops et *al.* , 1991).

e) Les Marno-calcaires d'Ouled Mimoun ("rythme D" de Benest) sont organisés en une séquence de dépôt (Ti 5) assimilée au cycle eustatique ZB 1.4 grâce à la présence de Calpionelles de la Zone A3 (Tithonique supérieur) puis des Ostracodes du Berriasien inférieur.

La limite inférieure est corrélée à la discontinuité eustatique de type 1 (134 MA) qui interrompt la sédimentation carbonatée dans le domaine prétellien oranais mais aussi dans la zone prérifaine (Benzaggagh, 1988, *in* Atrops et *al.* , 1991), et sur la marge atlantique (Rey et Taj-Eddine, 1989). Elle précède le développement de dépôts silici-clastiques dans le Domaine prétellien (Grès de Merchich) et probablement la sédimentation des flyschs éocrétacés dans le domaine tello-rifain oranais.

*Les données actuelles ne nous permettent pas de reconnaître les dépôts du cycle eustatique ZB 1.3 (Tithonique supérieur) dans les Monts de Tlemcen.*

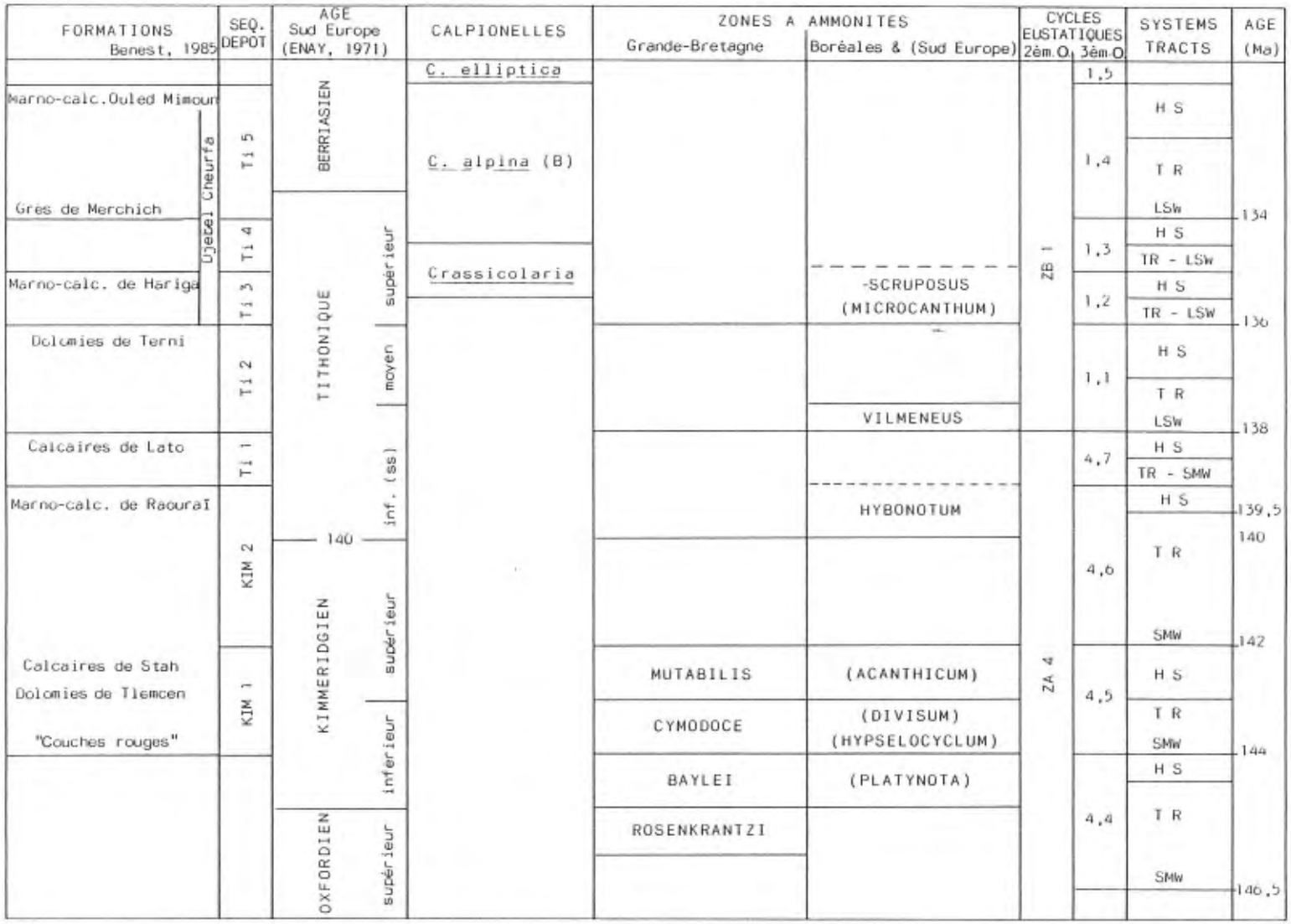



Fig. 39 - La série carbonatée du Jurassique supérieur du domaine prétellien oranais - Cortèges sédimentaires et corrélations avec les cycles eustatiques

**2- Corrélations des formations du passage Tithonique-Berriasien dans les Monts de Frenda avec celles des Monts de Tlemcen**

• Les Marno-calcaires du Djebel Cheurfa, unité lithologique nouvellement décrite dans les Monts de Frenda, dont la biophase indique sans autre précision le Tithonique supérieur - Berriasien inférieur, sont agencés en 3 séquences de dépôt superposées (Ti 3, Ti 4, et Ti 5) qui seraient engendrées respectivement lors des 3 cycles eustatiques fonctionnant pendant cette période : ZB 1.2, ZB 1.3, ZB 1.4 de la charte de Haq et *al.* (1987). Cette hypothèse rend comparable cette succession avec l'ensemble des Marno-calcaires de Hariga et des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun ; toutefois, seuls ces derniers correspondraient à l'ensemble (c) de la Formation des marno-calcaires du Djebel Cheurfa. Dans cette hypothèse les dépôts argilo-gréseux des Grès de Merchich seraient contemporains de ceux du terme (c1) de la coupe du Djebel Cheurfa.

• Les Argiles du Bou Taleb définies par Ghali (1984) au NW des Monts de Frenda étaient corrélées sans arguments paléontologiques avec l'ensemble des Marno-calcaires de Hariga et des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Ghali, 1984, p. 21). Or les calcaires à faciès récifal du sommet de cette formation sont en tous points comparables avec les calcaires sommitaux de l'ensemble lithologique (a) des Marno-calcaires du Djebel Cheurfa relevant du cycle ZB 1.2. Nous proposons, par conséquent, de vieillir cette formation des Argiles du Bou Taleb et aussi de la tenir pour l'homologue de la seule Formation des marno-calcaires de Hariga (base du Tithonique supérieur) (fig. 34).

• Les Marno-calcaires de la Mina définis par Ghali (1984) au NE des Monts de Frenda et dont nous avons revisé la succession lithologique dans la coupe-type, constituent une séquence de dépôt dont l'évolution paraît contemporaine de celle des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (fig. 34).

• Les dolomies jurassiques des Monts de Frenda regroupées sous l'appellation des Dolomies de la Mina (*sensu* Ghali, 1984) restent cantonnées dans le Kimméridgien. Elles précèdent les Argiles du Bou Taleb (Portlandien) dans le secteur ouest, et les Marno-calcaires de la Mina qui ne débuteraient qu'au Tithonique supérieur dans le secteur nord-est. Il est logique que ceux-ci apparaissent alors "transgressifs" comme le faisait déjà remarquer Welsch (1890, p. 37).

## B- DOMAINE TELLIEN

### - Les grands domaines de sédimentation

Les formations du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur, contenues dans les nappes telliennes, ont été étudiées par Guardia (1975), Fenet (1975) et Delteil (1974) respectivement en Oranie occidentale, centrale et orientale. Nous nous limiterons à dégager les caractères lithologiques principaux de ces formations, sans revenir sur les arguments d'ordre sédimentaire et structural, qui ont pu motiver leur appartenance spécifique à l'une ou l'autre des grandes "unités" (ou composantes structurales des nappes tello-rifaines) conçues et définies par Mattauer (1958) et Polvêche (1960) dans l'Ouarsenis, ou par Caire (1957) dans les Bibans.

Cependant, ces arguments imposent dès le Jurassique supérieur, au Nord de la plate-forme tlemcénienne, la reconstitution paléogéographique méridienne suivante (fig. 103) :

- le domaine de dépôt du "parautochtone schisteux" ;

- le domaine de dépôt de l'allochtone à "affinité rifaine" (*sensu* Guardia, 1975) équivalent probable de "l'allochtone carbonaté" (*sensu* Fenet, 1975). Ce domaine comporte successivement du Sud vers le Nord, celui des Unités de l'Haouarîya et du Skouna, celui des Unités d'El Melah et du Tadjera et celui de l'Unité d'El Mokrane (Unités définies par Guardia en Oranie occidentale , 1975) ;

- le domaine de dépôt de l'allochtone à "affinité tellienne" (*sensu* Guardia, 1975) ; il réunit la zone paléogéographique de l'Unité albo-cénomanienne ou du "matériel" qui lui est rapporté dans les Beni Chougrane et les Monts de la Mina : celui du "Fergoug-Hillil" (*sensu* Delteil, 1974), et la zone paléogéographique de l'Unité Chouala, la plus septentrionale des deux.

Les terrains sénoniens constituent une "unité" (l'Unité sénonienne) qui reposerait tectoniquement sur les unités précédentes ; ils auraient occupé un domaine encore plus septentrional ; cette hypothèse sera discutée par la suite.

Ce dispositif nous paraît désormais acquis et sera respecté dans notre exposé pour une meilleure compréhension de l'évolution de la sédimentation et de l'enchaînement des événements tectoniques dans le domaine tellien externe.

## - Composition lithostratigraphique

**Les faciès principaux et leur distribution dans les nappes** (fig. 40)

Rappelons que dans le parautochtone tello-rifain (massifs côtiers), le Jurassique supérieur est représenté par des calcschistes admettant des intercalations de calcaires à grain fin montrant un faciès marin externe (*cf.* précédemment).

Le Jurassique supérieur de l'allochtone tellien se présente essentiellement sous deux faciès distincts : un faciès calcaire et un faciès détritique, localement associés (comme dans les Souhalia).

• Unités à "affinité rifaine"

- Dans l'Unité des Souhalia (Guardia, 1975), il s'agit d'une série pélitique épimétamorphique admettant des bancs de grès fins psammitiques ; l'ensemble présente les caractère d'un flysch s'étendant stratigraphiquement jusque dans le Crétacé inférieur, ce qui le désigne comme un "flysch tithonique-néocomien". Cet ensemble gréso-pélitique renferme plusieurs niveaux de calcaires généralement à grain fin contenant des débris de Saccocomidés et d'*Aptychus* .

- dans les Unités de l'Haouarîya et du Skouna, ce sont essentiellement des schistes à séricite, chlorite, et à grains de quartz hérités ; dans la région de Beni-Saf (Djebel Haouarîya-Camérata et dans le secteur de Ghar Baroud), ces schistes alternent avec des calcaires, et admettent localement des passées conglomératiques.

L'attribution (d'une partie?) de cet ensemble au Jurassique supérieur est due à la découverte d'un *Perisphinctes* dans les schistes du Djebel Haouarîya (Sadran, 1952, p. 29 ; 1958, p. 95).

• Unité albo-cénomanienne

Dans le Djebel Addala (Tessala d'Ain El Berd), Fenet (1975, p. 41) décrit la succession suivante : alternances (20 m) d'argilites vertes et de calcaires sublithographiques à faune planctonique ou de calcaires graveleux à *Trocholina sp.* et *Clypeina jurassica* Favre ; calcaires fins ou pseudo-oolithiques à *Clypeina jurassica* et Milioles, admettant une passée conglomératique ; ce dernier terme assurerait le passage au Crétacé inférieur pélitique.

• Unité Chouala

Le Jurassique supérieur est reconnu soit dans des conglomérats interstratifiés, soit sous forme de blocs déci- à plurimétriques emballés dans un ordre apparemment quelconque (selon Guardia, Fenet et Delteil), dans le Crétacé inférieur de la nappe.

Les faciès sont des calcaires et se distinguent de ceux qui prédominent sur la marge prétellienne au même moment, en l'occurence des marno-calcaires. Les principaux faciès

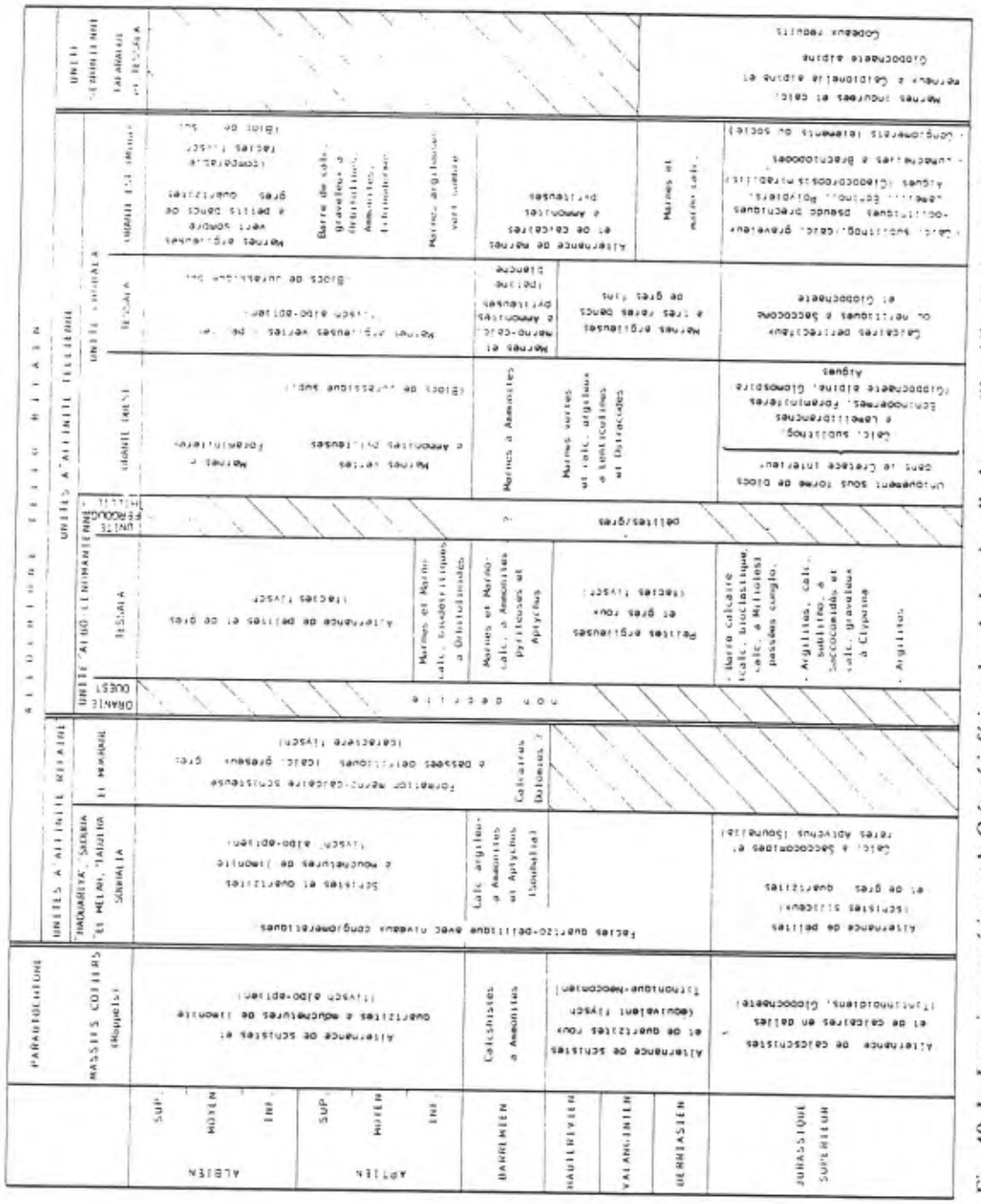


Fig. 40- Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur dans le domaine allochtone tellien (distribution dans les unités structurales) (d'après DELTEIL, 1974 ; FENET, 1975 ; GUARDIA, 1975)

répertoriés (Fenet, 1975, p. 42), traduisent des conditions de sédimentation variées : calcaires à Polypiers, calcaires lithographiques, calcaires graveleux, calcaires à Bryozoaires, calcaires bioclastiques à *Globochaete sp.* et *Saccocoma*.

• Unité sénonienne

Fenet (1975, p. 67) rapporte au Jurassique supérieur, des "copeaux" réunissant des marnes et des calcaires. Au Djebel Tafaraoui, des calcaires associés à des grès, renfermeraient *Globochaete alpina* Lombard et *Calpionella* gr. *alpina* (Fenet, 1975).

Le cortège sédimentaire du Complexe bréchique sénonien (ex-Complexe triasique) intégré à cette "unité", présente de nombreux éléments attribués au Jurassique supérieur, notamment des calcaires à grains fins, à Saccocomidés, ou à Périsphinctidés dans le Tessala (Fenet, 1975, p. 41) et des calcaires micritiques à *Ataxophragmiidae*, *Glomospira sp.*, *Globochaete alpina*, *Protoglobigerina sp.* (Guardia, 1975, p. 154).

• Unité oligo-miocène

Le Jurassique supérieur est reconnu parmi les éléments constitutifs des conglomérats interstratifiés dans l'Oligocène et le Miocène (Fenet, 1975, p. 46) : des calcaires à *Saccocoma* et *Calpionella alpina* Lorenz, calcaires bioclastiques à Algues [*Pianella annulata* Carozzi, *Clypeina jurassica*], calcaires à *Lithocodium sp.* et *Saccocoma*.

**Eléments de datation**

Le Jurassique des nappes telliennes couvre l'intervalle stratigraphique Kimméridgien-Berriasien.

- Dans les calcaires, l'attribution au Kimméridgien-Tithonique inférieur s'appuie sur la présence de filaments interprétés comme des articles de Saccocomidés, des débris d'*Aptychus*, et de *Globochaete alpina* ;

Le Tithonique moyen est indiqué par l'association *Globochaete sp.* , *Pretintinnopsella* et des Radiolaires (Fenet, 1975) ;

Le Tithonique supérieur-Berriasien est daté par les Tintinnoïdiens : *Tintinnopsella* gr. *carpathica* (Murgeanu et Filipescu), *Calpionella* gr. *elliptica* Cadisch, *Calpionella* gr. *alpina* et *Crassicolaria sp.*. Localement (dans les Monts des Beni Chougrane), le Tithonique est indiqué par des Ammonites (Dalloni, 1952 *in* Delteil, 1974, p. 17).

- La série gréso-pélitique est rapportée au Jurassique supérieur surtout pour sa position stratigraphique au sein de la série jurassico-crétacée épimétamorphique des unités structuralement les plus basses. Ce métamorphisme lié à une intense déformation a effacé les traces organiques les plus ténues ou microscopiques (en général d'origine planctonique).

**- Conclusion : existence d'une plate-forme d'âge Jurassique supérieur-Berriasien dans la patrie d'origine des nappes telliennes**

Les faciès calcaires variés et notamment le cachet pélagique des calcaires du Tithonique (ou "faciès tellien bathial" de Polvêche, 1960) contemporains des marno-calcaires de la plate-forme tlemcénienne, leur confèrent une origine septentrionale.

Nous nous rallierons donc à l'hypothèse des auteurs (Polvêche, 1960 et Delteil, 1974) selon laquelle les blocs jurassiques représenteraient le substratum de la série crétacée dans le domaine de dépôt de l'Unité Chouala.

Les faciès recensés nous permettent de reconstituer la plate-forme carbonatée qui, au Jurassique supérieur prolongeait la "plate-forme tlemcénienne" dans le domaine tello-rifain externe. Ces faciès traduisent l'évolution des conditions de sédimentation depuis des milieux médio- à infralittoraux internes (avec des calcaires graveleux ou grossiers à débris d'Echinodermes, des calcaires à *Clypeina jurassica* Favre) vers des milieux circalittoraux (calcaires à faune planctonique du Tithonique) par l'intermédiaire d'environnements périrécifaux ou récifaux (calcaires à Polypiers). Le dépôt des calcaires à Tintinnoïdiens, dernier stade de cette évolution uniformément reconnu dans tout le domaine tellien oranais, illustre le caractère de plus en plus ouvert (vers le Nord) de la "plate-forme nord-maghrébine" ; cette tendance à l'ouverture s'enregistre aussi dans la partie supérieure de la série jurassique du "domaine tlemcénien" par l'arrivée des Calpionelles jusque dans les lagons.

Il reste à trouver la signification du flysch "tithonique-éocrétacé" sédimenté dans la patrie des nappes à "affinité rifaine" ; l'absence de marqueur stratigraphique nous empêche de le faire correspondre à l'un des cortèges de bas niveau marin défini sur la plate-forme méridionale, comme par exemple aux Grès de Merchich à la base des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Tithonique supérieur-Berriasien inférieur).

Ces dépôts pourraient être aussi liés aux premières manifestations (mouvements éocrétacés précoces) d'une tectogenèse en transtension qui va occuper toute la période du Crétacé inférieur.

# CRETACE INFERIEUR

# SOMMAIRE

SEQUENCES DE DEPÔT DANS L'INTERVALLE NEOCOMIEN - APTIEN 229

A- DOMAINE PRETELLIEN 229

1- Séquences de dépôt dans l'intervalle Berriasien moyen-Valanginien : Formation des argiles de Lamoricière 229
- Séquence de dépôt de la série d'Ouled Mimoun 231
- Séquences de dépôt dans la série d'El Rhoraf 232

2- Séquences de dépôt dans l'intervalle Hauterivien-Aptien 237
2.1- Analyse stratigraphique 237
a- Formation des grès de Berthelot (Hauterivien-Barrémien) 238
b- Formation des calcaires de Zigyne (Barrémien supérieur-Clansayésien) 240
2.2- Stratigraphie séquentielle et corrélations aux cycles eustatiques 247
- Séquences de dépôt dans les Grès de Berthelot 247
- Séquences de dépôt dans les Calcaires de Zigyne 248
2.3- Conclusion 252

B- DOMAINE TELLIEN 255

B.1- Parautochtone tello-rifain 255
1- Série stratigraphique 255
2- Evolution de la sédimentation 262
3- Le Crétacé inférieur de la bordure occidentale des Monts d'Arzew 262
a) Etude stratigraphique 265
b) Etude tectonique 267
c) Conclusions 276

B.2- Allochtone tellien 277
1- Série stratigraphique 277
2- Conclusion 278

# SEQUENCES DE DEPOT DANS L'INTERVALLE NEOCOMIEN - APTIEN

## A- DOMAINE PRETELLIEN

Dans le domaine prétellien méridional oranais, le début du Crétacé inférieur se marque par l'arrêt de la sédimentation carbonatée et le fort développement d'une sédimentation à dominante silici-clastique. Celle-ci va envahir toute la marge africaine de la Téthys avec des séries où les passées calcaires se font d'autant moins fréquentes que l'on s'éloigne du sillon tello-rifain, vers le Sud.

Cette reprise de la sédimentation terrigène s'effectue dès le Berriasien moyen (Benest et *al.* , 1975, 1977), avec la Formation des argiles de Lamoricière, sur le domaine tlemcénien qui correspond, à ce moment-là, à une zone mobile située sur la flexure entre le sillon externe tellien, au Nord, et l'avant-pays atlasique émergé, au Sud. A partir du Néocomien, la région s'inscrit dans un vaste complexe fluvio-deltaïque avec le dépôt des Grès de Berthelot, interrompu par un épisode carbonaté à l'Aptien (les Calcaires de Zigyne).

### 1- Séquences de dépôt dans l'intervalle Berriasien moyen - Valanginien : Formation des argiles de Lamoricière.

#### Désignation

Cette formation ainsi désignée par Gentil (1903, p. 123-129, fig. 23) doit son nom au village de Lamoricière (actuellement Ouled Mimoun) situé quelques kilomètres à l'Ouest de l'affleurement-type qui a livré une abondante faune d'Ammonites.

#### Historique

En 1850, Ville découvre le gisement fossilifère rapporté au Néocomien (Bayle et Ville, 1854). La célèbre faune est une première fois décrite en détail par Pomel en 1889, qui la compare avec celle de Berrias. A la biophase récoltée, constituée de nombreux taxons de Céphalopodes, de Gastéropodes, de Lamellibranches, de Brachiopodes et d'Echinides (dont *Toxaster africanus* Gautier) s'ajoute un Crocodilien, découvert par Gentil (1903, p. 126), rappelant le genre *Goniopholis* du Wealdien d'Angleterre. Cet auteur confirme l'âge berriasien du gisement.

L'étude de l'affleurement est ensuite reprise par Coumes (1966), par Auclair et Biehler (1967) et enfin par Benest (Benest et *al.* , 1975, 1977, 1985) ; la liste des macrofaunes s'enrichit alors de noms de Foraminifères, de Tintinnoïdiens, d'Ostracodes et d'Algues qui permettent d'individualiser le Berriasien moyen et supérieur.

L'enchaînement des dépôts a été déjà minutieusement décrit (Auclair et Biehler, 1967 ; Benest, 1985 ; Benest et Ghali, 1985) ; son interprétation, à la lumière des concepts de la stratigraphie séquentielle (Vail et *al.* , 1987), nous permet d'apporter des précisions nouvelles sur l'évolution de la sédimentation dans cette zone et sur la paléogéographie locale.

**Région-type**

Les Monts de Tlemcen et les Monts de Daïa.

**Lithologie dominante**

Séries alternantes pélito-gréseuses et carbonatées (340 m dans la coupe de Sebdou-Tafna).

**Limites**

La limite inférieure est placée au toit de l'assise biocalcarénitique à stratifications obliques qui coiffe la Formation des marno-calcaires d'Ouled Mimoun sous-jacente.

La limite supérieure de la formation est fixée sous les premiers bancs gréseux ou dolomitiques de la Formation des grès de Berthelot sus-jacente.

Ces deux limites correspondent à des discontinuités majeures.

**Distribution géographique**

Les Argiles de Lamoricière affleurent bien dans la partie occidentale du domaine tlemcénien (Monts de Tlemcen et bordure septentrionale des Monts de Daïa). Elles sont corrélées avec les Grès de Hassi Zerga (Benest, 1981) au Sud des Daïa, et avec les Argiles de Griss (Ghali, 1984 ; Benest et Ghali, 1985 ; Ghali et *al.* , 1989) dans les Monts de Saïda. Des terrains contemporains n'ont pas été reconnus dans les Monts de Frenda ainsi que dans le Massif des Traras (Guardia, 1975, p. 81-83).

**Age**

Il s'échelonne du Berriasien moyen au Valanginien inférieur.

Le Berriasien supérieur est bien daté :

- par les Ammonites de la zone à Boissieri, avec notamment les sous-zones à Paramimounum et à Picteti (Benest et *al.* , 1975, 1977) ;

- par *Calpionellopsis cf. simplex* (Colom), (sous-zone D1 des Calpionelles, équivalent de la zone à Paramimounum) ;

Le Valanginien est repéré grâce à *Choffatella pyrenaica* Peybernès et Rey et *Pseudotextulariella salevensis* Charollais, Brönnimann et Zaninetti (Benest, 1985).

**Stratigraphie séquentielle : Séquences de dépôt dans les Argiles de Lamoricière - Corrélations avec les cycles eustatiques de 3ème ordre**

Les Argiles de Lamoricière déterminent le "mégarythme III" mis en place sur la plate-forme jurassique sous un régime transgressif (Benest, 1985). Sur la base de coupes détaillées relevées dans l'affleurement de référence d'Ouled Mimoun et dans celui d'El Rhoraf situé plus au Sud (Benest et *al.* , 1975 et Benest 1985, p. 228-236 et fig. 70, 71, 72), nous nous proposons de définir les séquences de dépôt correspondantes. Ces séquences de dépôt comportent des cortèges sédimentaires que nous identifions par des mésoséquences dont l'évolution verticale se traduit par une tendance à l'approfondissement ou au comblement des séquences mineures, mais dont les relations géométriques nous sont inconnues.

***- Séquence de dépôt de la série d'Ouled Mimoun*** (Berriasien moyen à supérieur)

L'enchaînement des faciès en séquence majeure (20 m) indique d'abord une évolution globalement transgressive puis régressive dans les termes supérieurs. La séquence de dépôt correspond (fig. 41) à l'ensemble des unités (b) et (c) et une partie de (d), définis par Benest :

- Le prisme de bordure de plate-forme réunit les unités (b) et la base de (c), organisées selon Benest, en séquences SB et SC. Il s'agit d'un empilement de séquences mineures binaires argiles vertes/grès ferrugineux suggérant une tendance au comblement. Les argiles renferment *Protocythere aff. mazenoti* Donze (morphotype A) indiquant (?) la partie supérieure du Berriasien moyen (Benest, 1985, p. 230).

Ce cortège sédimentaire s'achève par un banc de calcaires micritiques (c1) de 0,10 à 0,30 m d'épaisseur, très zoogène, bioturbé au sommet et couronné par une surface durcie assimilable à une surface de transgression. Il renferme d'abondantes Ammonites de la sous-zone à Paramimounum (zone à Boissieri). Latéralement vers le Sud, ce banc est moins épais et devient perforé à son sommet ; il renferme *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.) et *Calpionellopsis simplex* (Colom) signant la biozone D1 des Calpionelles (Remane, 1986) et équivalent de la sous-zone à Paramimounum, c'est à dire le Berriasien supérieur ;

- L'intervalle transgressif, sédimenté sur la plate-forme avec un dispositif d'aggradation côtière. Il correspond à une mésoséquence positive au sein de laquelle se succèdent des séquences élémentaires de rétrogradation associant des calcaires marneux ou des biomicrites interrompues parfois par des surfaces durcies, et des argiles. Les bancs

calcaires centimétriques à métriques contiennent entre autres (Benest, 1985, p. 230), *Calpionellopsis cf. simplex* (Colom), *Protocythere aff. mazenotti* Donze (morphotype B), des Bélemnites et des Ammonites de la sous zone à Picteti (zone à Boissieri) (niveau c7, fig. 41).

Le cortège transgressif s'achève par des argiles légèrement calcaires à la partie inférieure du membre (d) (base de la "séquence SH" de Benest), sous une discontinuité placée probablement à la base du niveau inférieur gréseux de l'ensemble (d). Les argiles renferment des Ostracodes dont *Protocythere aff. mazenoti* (morphotype C).

- Les termes argilo-gréseux du sommet de la série d'Ouled Mimoun sont organisés en séquences binaires de comblement argiles --> grès, et constituent le cortège de bordure de plate-forme (prisme de bas niveau marin?) d'une deuxième séquence tronquée.

***Corrélations avec les cycles eustatiques***

Cette séquence datée par les Ammonites de la sous-zone à Paramimounum au sommet du prisme de bordure de plate-forme et par celles de la sous-zone à Picteti dans l'intervalle transgressif, nous paraît correspondre au cycle eustatique de troisième ordre ZB 1.6 (charte de Haq et *al.* , 1987) dont l'âge Berriasien moyen à supérieur s'accorde à celui indiqué par la microfaune et déjà proposé par Benest et *al.* (1975).

***- Séquences de dépôt dans la série d'El Rhoraf*** (Berriasien supérieur-Valanginien)

La série d'El Rhoraf (fig. 41) s'articule en trois séquences de dépôt successives notées Si, Sm et Ss :

***a) La séquence inférieure (SI)***

Elle regroupe les membres (a), (b), (c), (d) et (e) individualisés par Benest (1985, p. 232, fig. 71). On peut distinguer :

- Le prisme de bordure de plate-forme (ou de bas niveau marin ?), réunissant l'ensemble des membres (a), (b), (c), (d) et la base de (e) sur une épaisseur de 80 m au dessus des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun. Il correspond à une séquence majeure de progradation formée par plusieurs séquences mineures de comblement argiles vertes/grès, enrichies pour certaines d'un terme calcaire.

La biophase est représentée dans les argiles par des Ostracodes dont *Protocythere aff. mazenoti* (formes primitives A) dans le membre (b) et *P. aff. mazenoti* (formes évoluées C) dans le membre (d) qui sont des organismes de faible profondeur, vivant sur des fonds

vaseux (Donze, 1973). Les calcaires renferment surtout des débris d'organismes (Brachiopodes, Polypiers, Ostréidés, Echinodermes), fréquemment roulés, et associés à *Calpionellopsis aff. simplex* (banc d4) ou à des Ammonites de la zone à Picteti (banc c2).

Il s'achève au dessous du niveau calcaire (e1) par le terme argilo-gréseux (20 m) de la base du membre (e) ;

- L'intervalle transgressif (10 m), regroupant une succession de bancs de calcaires essentiellement biodétritiques, à Bryozoaires encroûtants et à Tintinnoïdiens (*Tintinnopsella carpathica, Calpionellopsis cf. simplex*) ;

- Le prisme de haut niveau marin auquel nous faisons correspondre les derniers bancs calcaires finement gréseux, très coquilliers, dont la surface supérieure durcie et encroûtée par des Bryozoaires présente des fentes de dessiccation.

***b) La deuxième séquence (Sm)***

Elle regroupe les membres (f), (g) sur une épaisseur de 155 m.

- Le cortège de bordure de plate-forme (ou de bas niveau marin?) est constitué, à la base, par les associations argilo-gréseuses formant la "séquence SG" (membre f) couronnée par un calcaire ferrugineux à fentes de dessiccation. Il est ensuite complété par l'empilement des séquences mineures de comblement argiles/grés à stratifications obliques de la partie inférieure du membre (g) , et s'achève sous des bancs calcaires (g2), formant une corniche.

La biophase contenue dans les argiles associe essentiellement des Ostracodes.

- Le cortège transgressif inclut l'assise calcaire (g2), de 3 m d'épaisseur ; le premier banc formé de calcaires gréseux et assimilé à la surface de transgression, est suivi par des calcaires oolithiques, packstones à grainstones, à stratifications obliques.

Les débris d'Echinodermes roulés et oolithisés sont associés à *Trocholina* gr. *alpina-elongata* et *Ammobaculites sp.* .

- Le cortège de haut niveau regroupe les bancs calcaires qui clôturent sur une dizaine de mètres d'épaisseur, le membre (g) ; cet ensemble présente, vers la base, des structures stromatolithiques et des pseudomorphoses de gypse et, au sommet, des débris de Lamellibranches et de Polypiers.

### *c) La séquence supérieure (Ss)*

Cette séquence réunit les membres (h) et (i), sur une épaisseur d'une trentaine de mètres ; on peut y reconnaître trois cortèges sédimentaires :

- Le cortège de bordure de plate-forme (ou de bas niveau marin ?) (100 m environ), regroupe l'ensemble du membre (h) et les termes inférieurs du membre (i) organisés en séquences binaires argilo-gréseuses ; des calcaires ou des dolomies s'intercalent à plusieurs niveaux, comme au sommet du membre (h) où ils renferment des Algues et *Choffatella pyrenaica* Peybernès et Rey ;

- L'intervalle transgressif, de quelques mètres d'épaisseur, correspond à des calcaires bioturbés renfermant localement des Nérinées et *Pseudocyclammina lituus* (Yok.) ;

- Le cortège de haut niveau marin (une dizaine de mètres d'épaisseur) est constitué par les calcaires et les dolomies couronnant la série, les calcaires présentant des fentes de dessiccation à la surface supérieure.

Il s'achève sous les premiers bancs gréseux de la formation des Grès de Berthelot.

### *Corrélations avec les cycles eustatiques*

La présence des Ammonites de la sous-zone à Picteti dans le prisme de bordure de plate-forme (ou de bas niveau marin) et de *Calpionellopsis simplex* dans l'intervalle transgressif, nous incite à rattacher la séquence de dépôt inférieure (Si) d'El Rhoraf au cycle eustatique ZB 2.1 de la charte de Haq et *al.* (1987) correspondant au passage Berriasien - Valanginien, et par conséquent à assimiler les deux séquences suivantes (Sm et Ss) à des cycles eustatiques successifs d'âge valanginien inférieur probable*.

---

* En Provence, dans le Sud de l'Espagne et au Maroc, le Valanginien constituerait 3 séquences de dépôt correspondant à 3 cycles eustatiques de 3ème ordre se substituant aux deux reportées sur la charte de Haq et *al.* (1987), (J. Rey, com. orale).

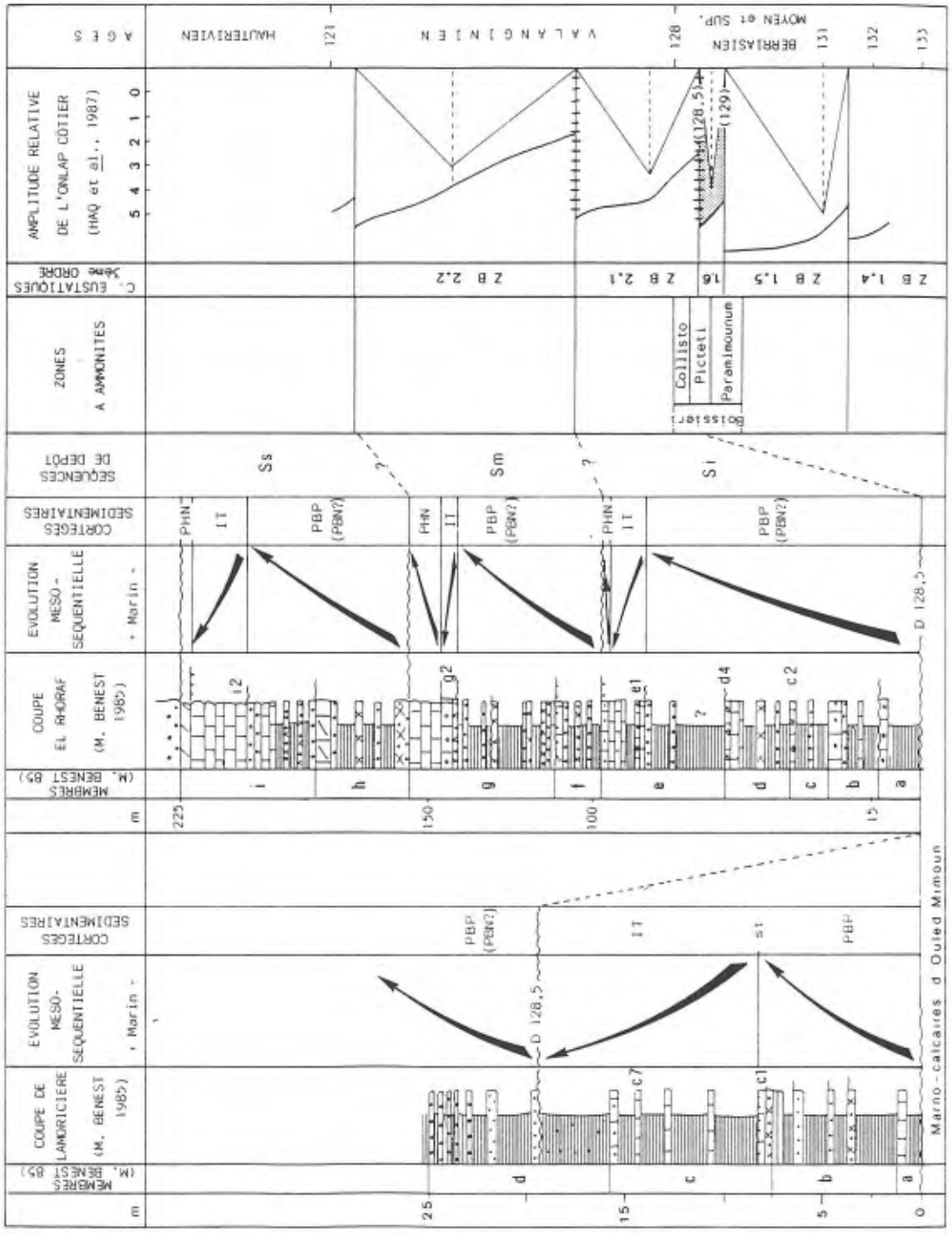



Fig. 41 - Les Argiles de Lamoricière ; séquences de dépôt et corrélations avec les cycles eustatiques de 3ème ordre

## Conclusions

### - Conclusion d'ordre stratigraphique

Dans l'hypothèse où la sous-zone à *Picteti* est représentée respectivement par un prisme de bordure de plate-forme (ou de bas niveau marin?) à El Rhoraf et par un intervalle transgressif à Ouled Mimoun, nous sommes amenés (fig. 41) à situer stratigraphiquement la série d'Ouled Mimoun (Berriasien moyen-supérieur) sous la série d'El Rhoraf [*Protocythere aff. mazenoti* (morphotype A) contenu dans le prisme de bas niveau marin de la séquence d'Ouled Mimoun et dans celui de la séquence inférieure (Si) persisterait donc dans le Berriasien supérieur].

La discontinuité qui souligne le sommet des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Berriasien inférieur) à El Rhoraf, n'en a que plus de valeur, et coïnciderait alors avec la discontinuité de baisse brutale du niveau des eaux, de type 1, datée à 128,5 Ma sur la charte de Haq et *al.* (1987).

L'association de *Tintinnopsella* gr. *carpathica* (Murgeanu et Filipescu) et *Calpionellopsis cf. simplex* (Colom) dans l'intervalle transgressif de la séquence inférieure d'El Rhoraf signe dans ce cas, un âge berriasien supérieur, plus jeune ou égal à celui indiqué par la sous-zone à Picteti matérialisée par le prisme de bas niveau marin. Nous en concluons que, soit *C. simplex* n'apparaît pas ici, significative de la sous-zone D1 des Calpionelles (au sens de Remane, 1986) coïncidant avec la sous-zone à Paramimounum de la charte de Haq et *al.* (1987), soit elle caractérise aussi la sous-zone D2 des Calpionelles (biozonation de Allemann et *al.* , 1971, *in* Remane, 1986).

*Les membres (f), (g), (h), (i) de la partie supérieure de la formation seraient ainsi datés du Valanginien inférieur, ce qui est en accord avec les données de Benest (1985, p. 226).*

### - Conclusion d'ordre paléogéographique

Le caractère transgressif de la Formation des argiles de Lamoricière est déjà évoqué par Benest (1985, p. 236). *La lacune éventuelle du Berriasien moyen (s.s.) dans le secteur d'El Rhoraf soulignerait cette tendance transgressive en direction du Sud où l'ouverture du milieu sur le domaine marin franc se fait de plus en plus tard* : Berriasien moyen à Ouled Mimoun, Berriasien supérieur à El Rhoraf et Valanginien probable à Hassi Zerga ; dans ce dernier secteur cette ouverture serait marquée par la présence de Calpionelles au sommet de la formation des Grès de Hassi Zerga équivalent latéral des Argiles de Lamoricière selon Benest (1985, p. 260).

## 2- Séquences de dépôt dans l'intervalle Hauterivien - Aptien : Formations des grès de Berthelot et des calcaires de Zigyne

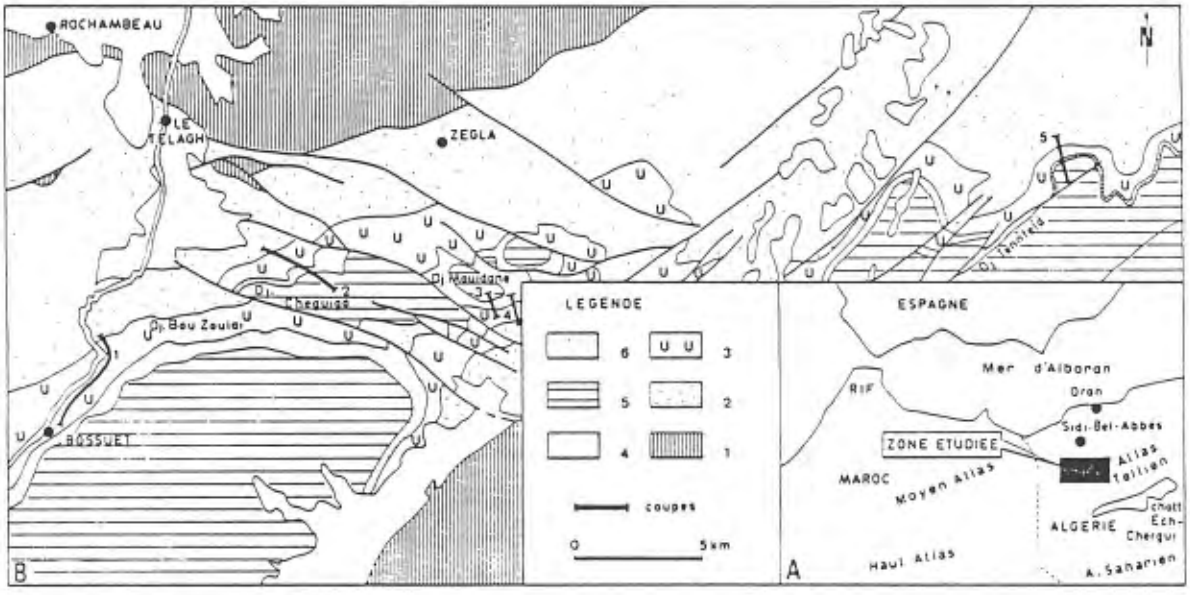
### 2.1- Analyse stratigraphique

#### - Répartition des affleurements

Dans le domaine prétellien, les terrains rapportés à l'intervalle Barrémien-Aptien, sont localisés :

- dans le Massif des Traras, notamment sur la bordure nord du Djebel Fillaoussène où Guardia (1975) distingue des "faciès littoraux" (dolomies, grès ferrugineux) ou "plus marins" (calcaires à Hedbergelles) et "continentaux" (niveaux sableux rubéfiés).

- dans les Monts de Daïa (documents cartographiques de Auclair et Biehler (1967), au 1/200 000 et au 1/50 000), où nous les décrirons à partir de coupes échelonnées d'Ouest en Est situées respectivement sur le flanc nord des synclinaux de Bedeau (actuellement Ras el Ma) - Bossuet (Dhaya) et du Djebel Tenfeld (fig. 42) : coupes des Djebels Bou Zoulaï (coupe 1), Cheguiga (coupe 2), Mouidane (coupe 3), Bel Haoul (coupe 4) et Tenfeld (coupe 5).




Légende : 1 : Néocomien ; 2 : Grès de Berthelot (Hauterivien? à Barrémien) ; 3: Calcaires de Zigyne (Barrémien-Aptien) ; 4 : Grès de Bossuet (Albien?) ; 5 : Formation carbonatée du Djebel Tenfeld (Albien supérieur? à Cénomanien) ; 6 : Terrains récents

Fig. 42 - Carte de situation des coupes dans le Crétacé des Monts deDaïa. A- Localisation du domaine étudié. B- Carte géologique de la région du Telagh-Bossuet, d'après Auclair et Biehler (1967)

- **Description**

La série correspondant à l'intervalle Barrémien-Aptien est subdivisée par Auclair et Biehler (1967) en deux formations successives : la Formation des grès de Berthelot et la Formation des calcaires de Zigyne, qu'ils attribuent respectivement au Barrémien et à l'Aptien supérieur.

*L'analyse détaillée du contenu micropaléontologique nous a permis (Peybernès, Ciszak, Cugny et Damotte, 1984), de rapporter les Grès de Berthelot à l'intervalle Hauterivien-base du Barrémien, et les Calcaires de Zigyne au Barrémien p.p. - Gargasien probable.*

## a- Formation des grès de Berthelot (Hauterivien-Barrémien *p.p.*)

### Caractères généraux

Ce complexe à dominante gréseuse porte le nom du village de Berthelot (actuellement Daoud) situé dans la région où il est le plus épais.

La limite inférieure, mal exprimée, se situe au toit des calcaires gréseux du membre "Zégla D" (*sensu* Auclair et Biehler, 1963) équivalent des Argiles de Lamoricière (Benest, 1981). La limite supérieure correspond à une discontinuité placée au dessus du dernier banc gréseux et sous les calcaires de la base de la Formation des calcaires de Zigyne sus-jacente.

L'épaisseur est évaluée à 750 m à Berthelot, à 350 m sur le flanc nord de l'anticlinal de Hassi Zerga des Beni Mahtar et dans le forage de Baudens.

### Lithologie

Il s'agit d'un ensemble à dominante détritique constitué essentiellement de marnes ou d'argiles, gréseuses, versicolores, à intercalations de bancs de grès à stratifications obliques ou entrecroisées. Les argiles et les grès sont associés en séquences plurimétriques (5-8 m), soit positives, soit négatives comme au Djebel Cheguiga où la surface supérieure des grès présente des encroûtements ferrugineux. Des calcaires oolithiques ou graveleux et des dolomies s'intercalent à plusieurs niveaux, comme à la partie supérieure de la série au Djebel Cheguiga où quelques bancs calcaires contiennent des Nérinées et des Choffatelles.

Les coupes du Djebel Fekkarine et du Djebel el Aouïedj (Auclair et Biehler, 1967, p. 23) permettent de mettre en évidence le biseau stratigraphique en direction de l'Est (130 m à El Gor, 90 m à Bossuet, 80 m à Berthelot) de la patie basale de la formation, au-

dessous d'une barre-repère de dolomies cristallines. Cette disposition suggère l'existence d'un *on-lap* de la formation sur un "haut-fond" situé à l'Est (le "môle de Tiffrit").

### Attribution stratigraphique

La partie inférieure de la formation est mal datée, mais elle vient en continuité avec le membre "Zegla D" attribué au Berriasien selon Guiraud en 1973 (*in* Fenet, 1975), au Valanginien selon Benest (1981), à l'Hauterivien probable selon Auclair et Biehler (1967).

Les calcaires de la partie supérieure, qui ont livré à Auclair et Biehler des Foraminifères (dont *Choffatella decipiens* Schlumberger et *Pseudocyclammina aff. hedbergi* Maync) et des Algues (*Terquemella sp.* et *Actinoporella sp.*), sont rapportés par ces auteurs au Barrémien supérieur ou à l'Aptien inférieur.

*Compte tenu de l'âge des terrains sus-jacents, il semble que les couches les plus récentes des Grès de Berthelot atteignent le début du Barrémien.*

### Environnements

La Formation des grès de Berthelot représente plusieurs types de dépôt ;

- des dépôts fluviatiles, lorsque les grès à stratifications obliques sont associés à des argiles vertes et à des dolomies en séquences positives d'inondation ; c'est le cas notamment dans les niveaux inférieurs ;

- des dépôts d'environnement deltaïque (médiodeltaïque), lorsque l'association marnes-grès constitue des séquences négatives de décantation.

Dans les termes supérieurs le caractère prodeltaïque est marqué par les grès à stratifications parallèles, en alternance avec des calcaires à microfaune benthique et à Algues (Dj. Cheguiga).

### Corrélations stratigraphiques

*Les Grès de Berthelot peuvent être tenus pour l'équivalent du Wealdien.* On les compare aux Grès d'Afso de l'avant-pays rifain du Maroc oriental (Benest et Donze, 1979 ; Canerot, Cugny, Peybernès et Rahhali, 1981 ; Mehdi, 1988), en particulier de la chaîne du Gareb. Dans l'Atlas saharien occidental, on les retrouve au sein de la Formation de Tiout (*sensu* Bassoullet, 1973) dont les couches basales sont corrélées avec la Formation de Hassi Zerga du Berriasien-Valanginien (Benest, 1981) .

**b- Formation des calcaires de Zigyne** (Barrémien supérieur-Gargasien)

**Caractères généraux**

Il s'agit d'un ensemble calcaire et dolomitique comportant de nombreuses intercalations marneuses et défini au Djebel Zigyne (feuille de Mercier-Lacombe/Sfizef) par Augier en 1963 (*in* Auclair et Biehler, 1967). Une analyse micropaléontologique et paléoécologique, un découpage séquentiel de la série ont été récemment proposés (Peybernès, Ciszak, Cugny et Damotte, 1984, et pl. 10) .

La limite inférieure se situe au toit du dernier banc de grès de la Formation des grès de Berthelot. Elle est localement soulignée (notamment au Djebel Cheguiga) par un hard-ground. La limite supérieure se place sous le premier banc de grès de la Formation des grès de Bossuet.

Son épaisseur diminue de l'Ouest (150 m) vers l'Est (40-50 m au Dj. Tenfeld) ; elle est de 240 m au Nord (sondage de Baudens). Cette formation est absente par lacune stratigraphique (érosion anté-albienne?) dans les Monts de Frenda.

**Coupes-type**

Nous décrirons cette formation dans la coupe de référence du Djebel Cheguiga, puis nous suivrons son évolution d'abord à l'Ouest dans la coupe du Djebel Bou Zoulaï, ensuite à l'Est dans les coupes du Djebel Bel Haoul et du Djebel Tenfeld (loc. , fig. 42).

**- Coupe du Djebel Cheguiga**

Cette coupe a été levée le long de la piste forestière qui part au Nord de la ferme d'Ain Hallouf (feuille du Telagh au 1/50 000, vers X = 202,7, Y = 166,8 et coupe 2, fig. 42). Nous subdivisons la formation (125 m) en trois membres successifs (fig. 43) :

- le membre (a) (35 m) ou "complexe calcaréo-marneux", comporte un terme inférieur (20 m environ) à séquences élémentaires transgressives métriques réunissant des calcaires gréseux ou oolithiques (T3) et des marnes jaunes, fréquemment couronnées par des surfaces durcies.

Les calcaires, nettement marins, renferment une riche macrofaune (Ostréidés, Cardiidés, Serpules, Brachiopodes, Gastéropodes, Echinodermes), des Foraminifères benthiques [*Paleodictyoconus* gr. *cuvillieri* (Foury), *Choffatellla decipiens* Schlumberger, *Mayncina bulgarica* Laug, Peybernès et Rey (pl. 10, fig. 8), *Charentia nana* Arneau-Vanneau,

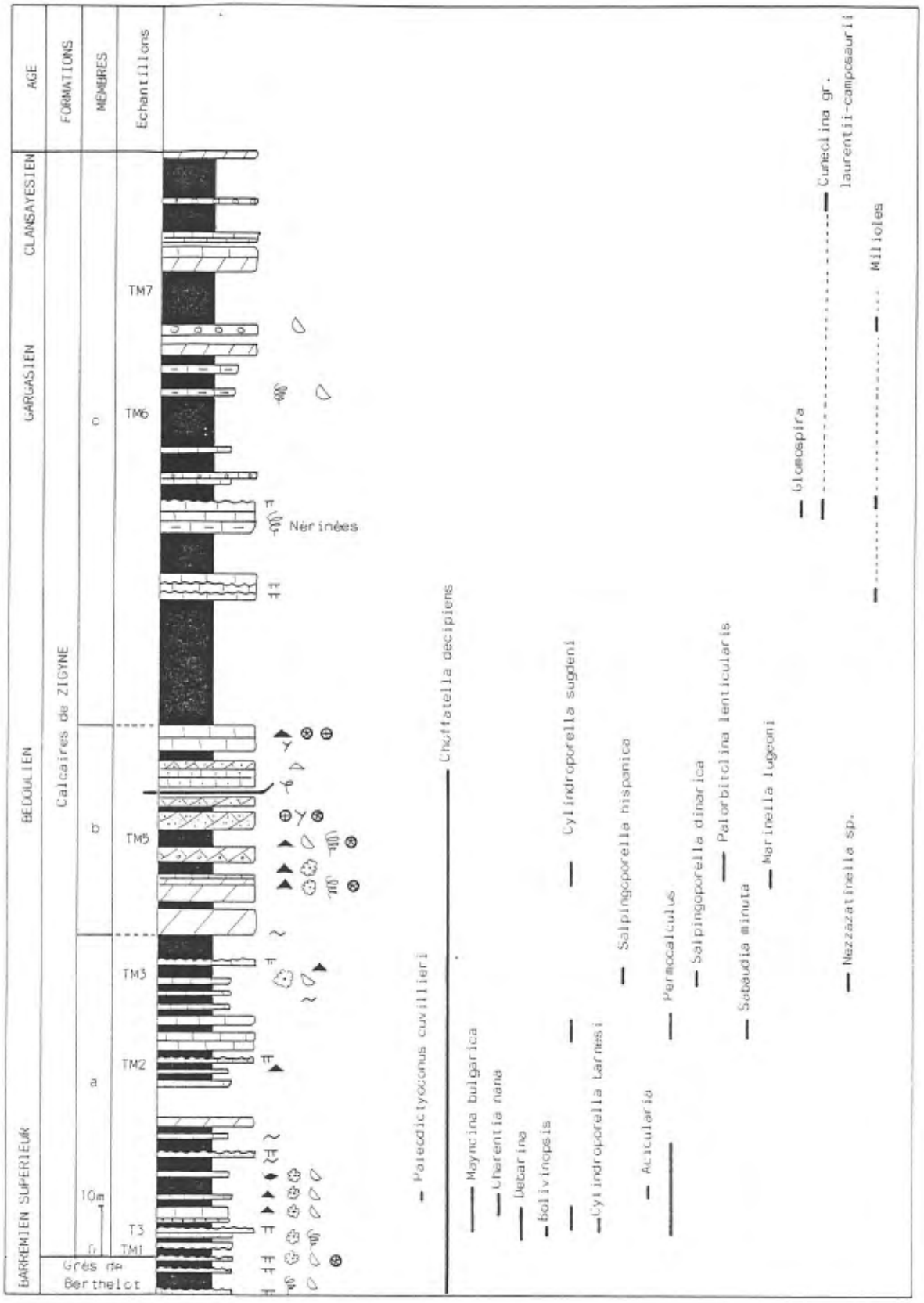



Fig. 43 - La Formation des calcaires de Zigyne dans la coupe du Djebel Cheguiga (Monts de Daïa)

*Debarina sp.*, *Bolivinopsis*], et des Algues [*Cylindroporella sugdeni* Elliot (pl. 10, fig. 3 et 4), *Cylindroporella barnesii* Johnson (pl. 10, fig. 6), *Salpingoporella hispanica* Conrad et Grabner (pl. 10, fig. 5), *Acicularia* et *Permocalculus*].

Les marnes (TM1) nous ont livré des Ostracodes étudiés par R. Damotte (1984), dont *Cythereis* sp, *Cythereis* (*Rehacythereis*) *btaterensis btaterensis* Bischoff (pl. 8, fig. 13) et *Schuleridea cf. derooi* Damotte et Rey , 1980 (pl. 7, fig. 12).

Ce membre (a) se termine par 15 m environ de marnes et de calcaires blancs (mudstones) en dalles, agencés en séquences de comblement métriques interrompues par des discontinuités au sommet des bancs calcaires. La macrofaune est représentée par quelques rares Ostréidés, des Echinides, des Brachiopodes et localement des petits Rudistes. Les Algues sont fréquentes [*Salpingoporella dinarica* (Radoicic) (pl. 10, fig. 1 et 2), *Cylindroporella sugdeni*, *Permocalculus*], associées à des Foraminifères benthiques (des Orbitolines, des Lituolidés avec *Choffatella decipiens* Schlumb. (pl. 10, fig. 7) et des Lenticulines). Les marnes des niveaux TM2 et TM3 livrent des Ostracodes dont des taxons nouveaux comme *Centrocythere cheguigaensis* Damotte (Damotte, 1984) (pl. 9, fig. 27-30), ou déjà connus [*Schuleridea cf. derooi*, *Cythereis* (*Rehacythereis*) *btaterensis interstincta* Bischoff (pl. 8, fig. 13), *Cythereis (R.) btaterensis torifera* Bischoff (pl. 8, fig. 16), *Bairdia sp.* , *Cytherella sp.* , et *Paracypris sp.*] (dét. R. Damotte, Univ. P. et M. Curie, Paris) ;

- le membre (b) (20-25 m) débute par deux bancs de dolomies massives séparés par un interlit marneux. Le deuxième banc est couronné par un niveau calcaire (l m) pétri d'Orbitolines (assimilé à une "orbitolinite"), notamment *Palorbitolina lenticularis* (Blum), associées à *Choffatella decipiens* et *Marinella lugeoni* Pfender. Le calcaire à Orbitolines est suivi par une vingtaine de mètres de barres calcaires (wackestones à grainstones graveleux ou oolithiques) à stratifications obliques, souvent dolomitisés, constituant avec des interlits marneux autant de séquences transgressives métriques.

Les calcaires renferment de nombreux clastes d'Echinides et de Gastéropodes, des Foraminifères (Orbitolines, Lenticulines, Lituolidés) et des Dasycladacées ; ces bioclastes sont roulés ou remaniés sur place.

Un niveau marneux (TM5) nous a livré de nouvelles espèces d'Ostracodes (Damotte, 1984) : *Isocythereis? zigynensis* Damotte (pl. 8, fig. 19-20), *Protocythere? algeriana* Damotte (pl. 9, fig. 25-26), *Asciocythere daiaensis* Damotte (pl. 7, fig. 1-3), associés à *Cythereis* (*Rehacythereis*) *btaterensis immunicostata* Bischoff (pl. 8, fig. 14), *Dolocytheridea sp.* et *Cytherella sp.* (pl. 9, fig. 34) ;

- le membre (c) (65 m) est un ensemble marneux admettant des intercalations de calcaires marneux en dalles décimétriques, fréquemment graveleux ou oolithiques, et dolomitisés vers le sommet. On y observe des discontinuités, notamment un hard-ground

ferrugineux qui souligne le toit d'un banc calcaire rubéfié à Nérinées servant de niveau repère.

Les calcaires renferment de rares organismes uniquement représentés par quelques Foraminifères de petite taille (Milioles oolithisées, *Glomospira*, *Cuneolina* gr. *laurentii-camposaurii*) et des Algues (*Cayeuxia sp.*).

Les marnes (TM6 et TM7) ont livré quelques Ostracodes déformés et recristallisés rapportés aux genres *Cythereis* et *Asciocythere*.

**- Coupe du Djebel Bou Zoulaï** (fig. 44)

Auclair et Biehler (1967) proposent un découpage lithostratigraphique de la Formation des calcaires de Zigyne à partir d'une coupe décrite au Djebel Bou Zoulaï. Notre propre analyse concerne les 70 m d'affleurements que recoupe la RN 13 entre Le Telagh et Dhaya (ex-Bossuet) (coupe 1, fig. 42).

a) le membre (a) (45 m) peut être divisé en deux termes lithologiques :

- un terme inférieur (30 m) présente de nombreuses analogies avec la partie inférieure de la formation au Djebel Cheguiga ; il s'agit de marnes jaunes, de dolomies et des calcaires couronnés fréquemment par une surface durcie ferrugineuse, associés en séquences métriques de rétrogradation.

Vers le sommet s'intercalent des calcaires à Ostréidés et des petits bancs de calcaires lithographiques beiges renfermant *Choffatella decipiens*, *Bolivinopsis*, *Cylindroporella sugdeni*, *Permocalculus*, des débris d'Echinodermes et des tubes d'Annélides. Ce terme s'achève sous une surface de ravinement (SR).

- un terme supérieur (15 m) débute par un banc de calcaires blancs (B15, 0,80 m), à *Salpingoporella hispanica* (?), bioturbé à son sommet et se terminant par une surface durcie. Ce banc est suivi par une alternance de marnes jaunâtres et de calcaires micritiques à *Chofatella decipiens*, *Cylindroporella sugdeni*, Milioles, petites Cunéolines, *Charentia cuvillieri*, *Mayncina bulgarica*, *Permocalculus*. La macrofaune associe des Trigonies, des Nérinées, des Echinides, des Ostréidés et des Polypiers (notamment dans le niveau B12 qui présente un faciès nettement récifal).

b) le membre (b) (45 m environ) comporte des barres calcaires ou dolomitiques constituant, avec des intervalles marneux décimétriques, des séquences mineures transgressives.

- une première assise de 15 m d'épaisseur est constituée successivement par des calcaires en dalles puis par des dolomies. Les calcaires en dalles renferment de très nombreux Gastéropodes, des Annélides, des Madréporaires et des Echinodermes associés à des Foraminifères remaniés (Choffatelles et Orbitolines). Les dolomies renferment deux bancs

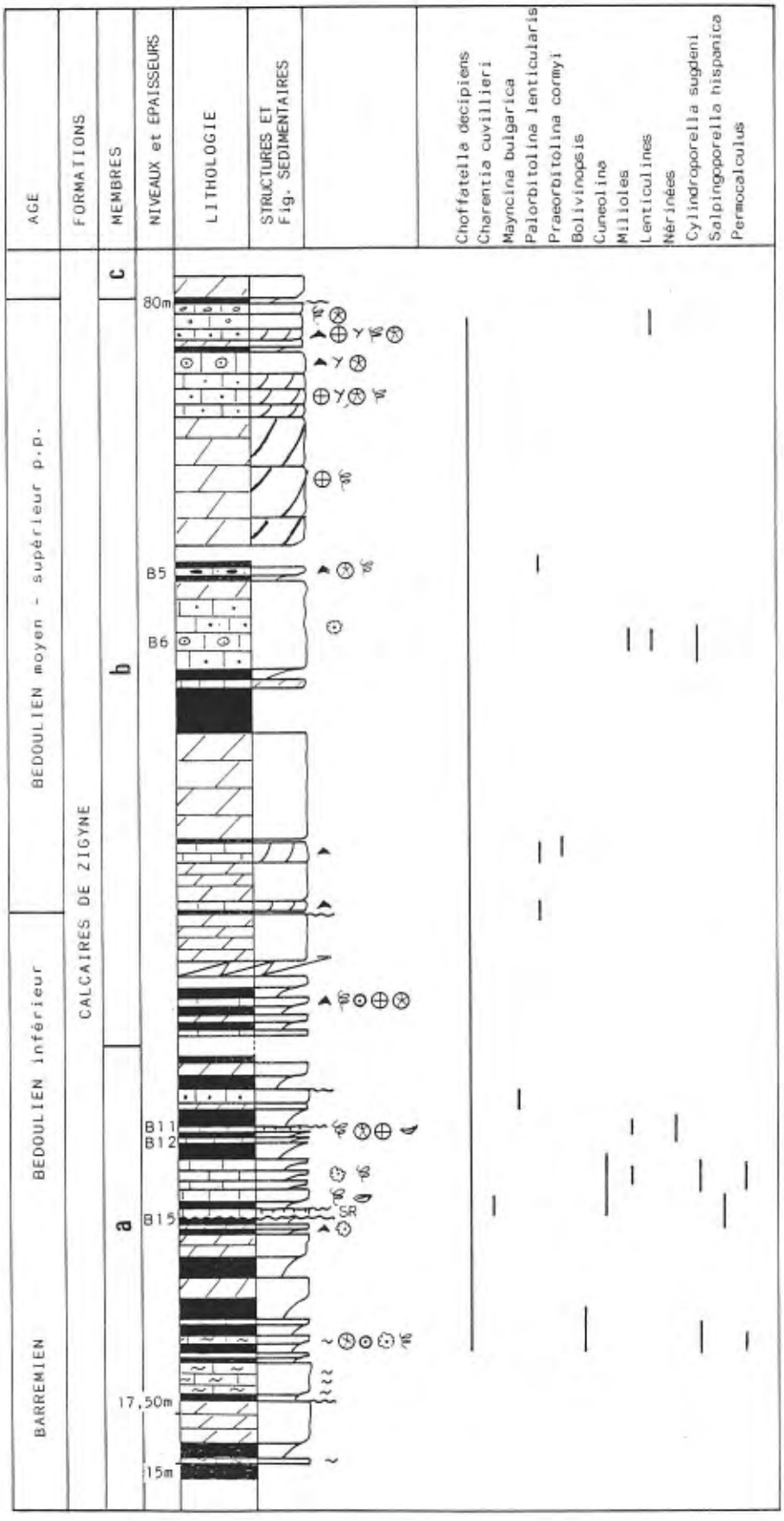



Fig. 44- La Formation des calcaires de Zigyne dans la coupe du Djebel Bou Zoulaï

décimétriques de calcaires bioclastiques à stratifications obliques ; la biophase, incluse dans un ciment sparitique, est représentée par de nombreuses Orbitolines, dont *Praeorbitolina cormyi* Schroeder (pl. 10, fig. 9) et *Palorbitolina lenticularis*, associées à *Choffatella decipiens*.

- une deuxième assise (5 m) est formée par des calcaires (grainstones et wackstones) bioclastiques, graveleux et oolithiques, à Dasycladacées, Lenticulines et Milioles (B6). Cette barre est couronnée par un horizon à galets mous (B5) qui renferme de gros Gastéropodes, des Annélides et des Foraminifères (*Choffatella decipiens* et *Palorbitolina lenticularis*).

- une troisième assise (15-20 m), à cachet périrécifal, débute par des dolomies massives à grandes stratifications obliques, et se poursuit par des calcaires en dalles, bioclastiques, graveleux ou oolithiques, à granoclassement positif. Aux débris de Madréporaires, de Bryozoaires, de Gastéropodes et d'Echinodermes s'ajoutent des Orbitolines, des Lenticulines et *Choffatella decipiens*.

c) le membre (c) affleure mal sur ce tronçon de coupe.

**- Coupe du Djebel Bel Haoul**

Le Djebel Bel Haoul culmine à 1161 m vers X = 215,3 ; Y = 163,1 (feuille de Zegla au 1/50 000). La coupe a été levée le long de la route Zegla - Marhoum (coupe 4, fig. 42). On distingue de bas en haut les ensembles lithologiques précédemment définis (fig. 45) :

- le membre (a) (40 m) ; il s'agit essentiellement des marnes verdâtres et jaunâtres admettant des intercalations de calcaires marneux dolomitisés ;

- le membre (b) débute ici par une assise dolomitique (6-10 m) et se poursuit par des bancs métriques de dolomies à stratifications obliques (notamment au sommet), bioclastiques à certains niveaux ;

- le membre (c) (30 m) est constitué d'une alternance de marnes et de dolomies en dalles épaisses de quelques centimètres.

**- Coupe du Djebel Tenfeld**

La coupe (coupe 5, fig. 42) est orientée NW-SE sur le versant nord du Djebel Tenfeld (au Nord du point coté 1319 vers X = 236,4, Y = 168,15, feuille de Zegla au 1/50 000). On y reconnaît (fig. 45) :

- le membre (a) (20-30 m) composé essentiellement des marnes intercalées de quelques bancs centimétriques de dolomies ;

- le membre (b), réduit à 6 m de dolomies massives ;

- le membre (c) (20 m) correspondant à une alternance de marnes et de dolomies en dalles décimétriques. Un banc de calcaires graveleux, moins dolomitisé, renferme de nombreuses Milioles associées à *Cayeuxia sp.* , des Ostracodes et des débris de Gastéropodes.

**Attributions stratigraphiques**

Les associations de microfossiles reconnues dans les différentes coupes par Coumes et Macoin, et notamment la coexistence de *Choffatella decipiens* et "*Orbitolina conoidea-discoidea*", ont permis à Auclair et Biehler (1967) d'attribuer un âge aptien à la partie supérieure de la formation. A la partie inférieure de celle-ci, Macoin (*in* Macoin et *al.* , 1970) signale la présence d'*Orbitolinopsis capuensis* (de Castro) associé à *Choffatella decipiens, Pseudocyclammina hedbergi* et *Neotrocholina aff. valdensis* qui indiquent encore le Barrémien.

Notre propre analyse permet de proposer avec des arguments supplémentaires, un âge conforme à ces datations et d'étalonner ainsi certaines espèces d'Ostracodes.

- la base du membre (a) demeure encore barrémienne puisqu'elle contient *Paleodictyoconus* gr. *cuvillieri* (Foury), Orbitolinidé qui ne dépasse pas la limite supérieure de l'étage (Peybernès, 1976) ;

- au sommet de (a), *Salpingoporella dinarica* marque le passage Barrémien-Bedoulien (Conrad, Masse et Peybernès, 1984). Dans le membre (a) sont également présentes trois espèces d'Ostracodes décrites par Bischoff (1963) dans l'Aptien supérieur du Liban : *Cythereis (Rehacythereis) btaterensis btaterensis, Cythereis (Rehacythereis) btaterensis interstincta* et *Cythereis (Rehacythereis) btaterensis torifera.* Ces taxons sont associés à *Schuleridea cf. derooi sensu* Damotte et Rey signalé dans l'Aptien inférieur de l'Estremadura (Portugal) (Damotte et Rey, 1980). Le fait que cet assemblage d'Ostracodes soit recueilli dans des sédiments attribués au Barrémien, lui confère une extension stratigraphique plus grande que ce qui était admis.

- le membre (b) est bédoulien ; il correspond à la sous-zone à *Praeorbitolina cormyi* (incluse dans la zone à *Palorbitolina lenticularis*) "qui caractérise à la fois la zone à Forbesi (sommet du Bédoulien inférieur) et les deux zones du Bédoulien supérieur sans atteindre le sommet de l'étage" (selon Peybernès et Förster, 1987).

Le membre (b) renferme aussi *Cythereis (Rehacythereis) btaterensis immunicostata* qui est une forme déjà décrite par Bischoff dans l'Aptien supérieur du Liban.

*La présence de cette espèce dans le Bédoulien moyen (?) situe son apparition plus tôt que l'on ne l'admettait.*

- le membre (c) ne peut pas être daté avec précision. La continuité de sédimentation avec le membre précédent lui confère logiquement un âge bédoulien supérieur à gargasien.

## 2.2- Stratigraphie séquentielle et corrélations avec les cycles eustatiques.

Les enseignements apportés par l'ensemble des données bibliographiques et de terrain permettent de retracer l'évolution verticale et horizontale de la sédimentation pendant l'intervalle Barrémien-Aptien, à l'échelle des Monts de Daïa. L'analyse quantitative des faciès par l'Analyse Factorielle des Correspondances et la méthode des Nuées Dynamiques (Peybernès, Ciszak, Cugny et Damotte, 1984) nous avaient précédemment conduit à définir les principales associations paléontologiques et à situer celles-ci dans leur contexte paléoécologique.

### *- Séquences de dépôt dans les Grès de Berthelot*

La Formation des grès de Berthelot correspond dans sa plus grande partie à un vaste prisme fluvio-deltaïque déposé sur la plate-forme dans un dispositif de progradation. Les séquences mineures de comblement, associent les successions d'échelle décamétrique, quelquefois incomplètes, incluant des dolomies, des marnes gréseuses (ou argileuses) interprétées comme des vases prodeltaïques, et des grès (souvent ferrugineux) à stratifications obliques souvent couronnés par une surface durcie.

L'empilement de ces séquences est interrompu à plusieurs niveaux de la formation par des calcaires oolithiques, graveleux et bioclastiques qui pourraient représenter le cortège sédimentaire de l'intervalle transgressif d'une séquence de dépôt ; ceci conduirait à considérer un de ces dispositifs séquentiels progradants, soit comme un prisme de bas niveau marin, soit comme un prisme de haut niveau marin.

Dans la première hypothèse, les termes inférieurs de la formation représentés au Djebel Fekkarine (Auclair et Biehler, 1967, p. 23) par des grès surmontés par une alternance de dolomies, de marnes grises ou vertes et de grès (associés en séquences mineures positives d'inondation), pourraient constituer, avec l'assise dolomitique de base (corrélée aux "calcaires graveleux, oolithiques et zoogènes" de la région d'El Gor), le prisme de bas niveau marin et l'intervalle transgressif d'une première séquence de dépôt. L'épaisseur très variable de cet ensemble de base et le biseau stratigraphique constaté par Auclair et Biehler (*op. cit.*) en direction de l'Est, évoque une disposition en *on-lap* vers le haut-fond de Tiffrit.

La partie supérieure de la formation, au Djebel Cheguiga, montre le ralentissement de la sédimentation terrigène qui exprime soit le tarissement, soit l'éloignement des aires nourricières. En revanche le cortège sédimentaire qui réunit en séquences positives des marnes et des calcaires oolithiques ou graveleux, à Foraminifères benthiques et à Algues, traduit une tendance à l'ouverture du milieu de dépôt.

***Corrélations avec les cycles eustatiques***

Ainsi on peut mettre en évidence plusieurs séquences de dépôt qu'il est toutefois difficile de dénombrer du fait de la dolomitisation secondaire qui affecte les calcaires des prismes rétrogradants ; par ailleurs le manque de repères paléontologiques empêche toute corrélation stricte avec les cycles eustatiques de Haq et *al.* (1987).

## - *Séquences de dépôt dans les Calcaires de Zigyne*

L'analyse des successions lithologiques et du contenu organique des termes de la série des Calcaires de Zigyne dans la coupe du Djebel Cheguiga nous permet d'en proposer une organisation séquentielle. Cette dernière est complétée par les corrélations lithostratigraphiques tentées avec les autres coupes des Monts de Daïa (fig. 45).

### • *Séquence de dépôt du Barrémien supérieur (S1)*

- La limite inférieure de la séquence, au Djebel Cheguiga, n'est pas nécessairement celle qui est considérée classiquement comme limite de la formation et qui coïncide avec une discontinuité d'autant peu marquée qu'elle sépare deux paraséquences de même polarité et développées dans un environnement comparable. En revanche, cette limite serait à rechercher à la base ou au sommet des "grès terminaux" (Djebel El Haoul, Djebel Tenfeld) de la Formation des grès de Berthelot qui, comme dans la série du Djebel El Aouïedj (Auclair et Biehler, 1967, p. 23) surmontent "une zone à nombreux niveaux calcaires" apparemment de haute énergie.

- Le cortège de bordure de plate-forme est probablement représenté par les faciès de vasières prodeltaïques encore un peu sableuses qui, au-dessus de la discontinuité basale, dans le Djebel Cheguiga, font place assez rapidement à des faciès de vasières carbonatées de moyenne énergie où prolifèrent les Choffatelles, les Annélides et surtout les Algues. Cette évolution traduit toutefois une tendance à l'ouverture du milieu.

- L'intervalle transgressif (15-20 m), occupe l'ensemble des séquences mineures de rétrogradation associant des calcaires oolithiques ou gréseux, et les marnes de la base du membre (a).

- Le prisme de haut niveau marin, très réduit (5 m), réunit les séquences de progradation marnes --> dolomies qui coiffent l'intervalle calcaro-gréseux à Algues précédent, au dessus d'un hard-ground ferrugineux. Il serait beaucoup plus développé vers

l'Est (Dj. Tenfeld) où dominent à ce niveau stratigraphique, des séquences essentiellement marneuses.

***Corrélation avec les cycles eustatiques***

Compte tenu de l'âge barrémien des séquences sommitales des Grès de Berthelot et de la présence de *Paleodictyoconus cuvillieri* qui indique encore le Barrémien pour la base des Calcaires de Zigyne, il est logique de corréler cette séquence avec le cycle eustatique de 3ème ordre ZB 3.4 (Haq et *al.* , 1987) fonctionnant pendant le Barrémien supérieur.

***• Séquence de dépôt du passage Barrémien - Bédoulien Inférieur (S2)***

- Le cortège sédimentaire de l'intervalle transgressif se réduit à quelques mètres visibles dans la coupe du Djebel Cheguiga et comporte encore quelques bancs de calcaires gréseux. Latéralement, dans la série du Djebel Bou Zoulaï, il inclut au-dessus de la surface de ravinement (SR) interprétée comme une limite de séquence de dépôt, les alternances calcaires/marnes organisées en séquences mineures transgressives. L'enchaînement de ces séquences mineures traduit une évolution globale des dépôts depuis un milieu infralittoral interne, de lagon, mais proche d'un domaine de haut-fond où prolifèrent les Dasycladacées (Cylindroporelles, Salpingoporelles), vers des dépôts de barre récifale à Madréporaires et à Orbitolines remaniées.

Le dernier banc calcaire bioclastique à cachet récifal (B12) est couronné par un hard-ground assimilé à une discontinuité de montée rapide des eaux.

- Le prisme de haut niveau marin est bien développé dans le Djebel Cheguiga (15 m) ; il correspond à des vases carbonatées de type lagon, colonisées par des Choffatelles et des Algues. Latéralement vers l'Est, ce cortège sédimentaire inclut essentiellement des marnes avec de très rares passées calcaires.

***Corrélation avec les cycles eustatiques de 3ème ordre***

Cette séquence de dépôt renferme dans le prisme de haut niveau marin *Salpingoporella dinarica* fréquente dans l'Albo-Aptien (Bassoulet et *al.* , 1978). Cette présence apporte un argument non négligeable qui permet de corréler la séquence avec le cycle eustatique ZB 3.5 correspondant au passage Barrémien-Bédoulien.

La séquence est interrompue par une discontinuité qui sépare les dépôts de basse énergie et relativement proximaux du membre (a) des dépôts de haute énergie et distaux du membre (b) sus-jacent. Cette discontinuité précède donc un changement des conditions de la sédimentation conduisant à une remontée du niveau des eaux sur la plate-forme côtière ; elle

coïnciderait avec la discontinuité majeure de type 1 datée de 112 Ma sur la charte eustatique (Haq et *al.* , 1987).

### • *Séquence de dépôt du Bédoulien (S3)*

Elle réunit sur une épaisseur de 35 à 40 m le membre (b) et la partie inférieure du membre (c).

- Le prisme de bas niveau correspondrait à l'assise dolomitique de la base du membre (b) ;

- Le cortège transgressif est essentiellement constitué par des calcaires de haute énergie (stratifications obliques, granoclassement) qui sont, ici, des dépôts de barre sableuse (à oolithes et Orbitolines remaniées). Dans cet environnement bien oxygéné prolifèrent notamment les Orbitolinidés, seuls ("orbitolinite") ou associés à une riche faune d'Echinides, de Milioles et à des Dasycladacées. Les niveaux graveleux et oolithiques renferment des débris abondants d'une faune diversifiée, remaniée sur place ou en provenance de milieux proches (Djebel Cheguiga) ; on observe latéralement (Djebel Bou Zoulaï) des faciès à cachet récifal plus marqué, avec des Polypiers et des Bryozoaires.

L'amincissement progressif de ce prisme en direction de l'Est traduit une disposition en *on-lap* vers le "horst" de Tiffrit ;

- Le prisme de haut niveau marin (25 m) inclut, toujours au Djebel Cheguiga, deux séquences mineures déposées pendant une phase de régression ; elles associent des marnes et des calcaires intertidaux en dalles se terminant, pour la plupart, par des surfaces durcies. La rareté de la biophase suggère des conditions peu favorables au développement de la vie (hypersalinité ?).

### *Corrélation avec les cycles eustatiques de 3ème ordre*

Le membre (b) identifié par *Praeorbitolina*, est assimilé à la zone à *Forbesi* (Bédoulien II, selon Peybernès, 1976) ; cette zone est corrélée sur la charte de Haq et *al.* (1987) avec l'intervalle transgressif d'une séquence sédimentée lors du cycle eustatique ZB 4.1 (Bédoulien moyen à Gargasien inférieur).

Ce résultat confirme la nature de la discontinuité de base de la séquence ("SB 112"), correspondant à une chute brutale du niveau de la mer au delà de la bordure de la plate-forme côtière ; la discontinuité sommitale, de type 2, serait alors celle nouvellement datée de 109 Ma (Vail, inédit).

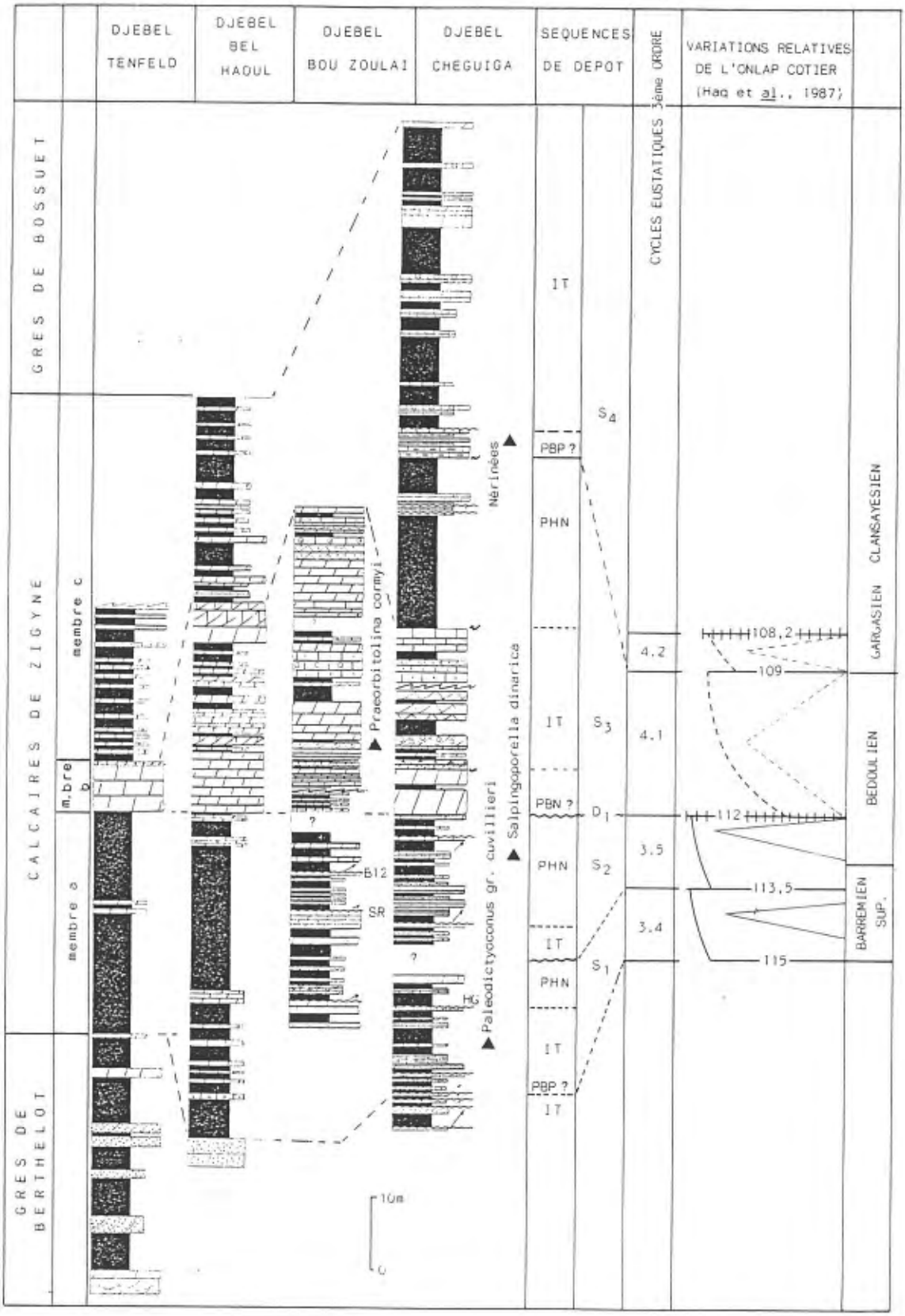



Fig. 45- Corrélations stratigraphiques de l'Aptien dans les Monts de Daïa : cortèges sédimentaires et correspondances avec les cycles eustatiques

• ***Séquence de dépôt du Gargasien inférieur (S4)***

Tronquée apicalement ; elle occupe la partie supérieure du membre (c).

- Le cortège de bordure de plate-forme pourrait correspondre aux calcaires rubéfiés à Nérinées. La surface supérieure du dernier banc présente un hard-ground ferrugineux assimilé à une surface de transgression ;

- l'intervalle transgressif est constitué par les termes sus-jacents organisés en paraséquences décamétriques. Les calcaires oolithiques correspondent, en base de séquence, à une reprise de la sédimentation ; ils sont suivis par des calcaires et des marnes à Echinides et à Gastéropodes qui traduisent un approfondissement sensible du milieu de dépôt dans un domaine qui reste relativement interne. L'ensemble est interprété comme un intervalle transgressif dont on ne connait pas les termes ultimes.

***Corrélation avec les cycles eustatiques de 3ème ordre***

Cette séquence n'a pu être précisément datée ; nous la mettons logiquement en corrélation avec le cycle eustatique ZB 4.2 qui s'étend sur le Gargasien.

La limite supérieure de la séquence correspond à une discontinuité ; celle-ci précède l'apparition brutale des faciès fluvio-deltaïques de la Formation des grès de Bossuet sus-jacente. S'il n'y a pas de lacunes, elle peut être éventuellement corrélée avec la discontinuité eustatique nouvelle (Vail, inédit) de type 1, intra-clansayésienne (108,2 Ma).

## 2.3- Conclusion

- La Formation des grès de Berthelot s'étend du Valanginien probable au Barrémien inférieur. Dans cet intervalle, les séquences de dépôt n'ont pu être reconnues ; toutefois cette sédimentation fluvio-deltaïque, liée aussi à un contexte tectonique local, s'est développée au cours des six cycles eustatiques que comporte la charte eustatique (Haq et *al.* , 1987) entre les discontinuités datées à 121,5 Ma et 115 Ma. Eventuellement les termes argilo-gréseux sommitaux pourraient localement représenter le prisme de bordure de plate-forme de la séquence de dépôt inférieure des Calcaires de Zigyne.

- La Formation des calcaires de Zigyne s'organise en quatre séquences de dépôt successives séparées par des discontinuités ; ces séquences se sont développées pendant les quatre cycles eustatiques que comporte la charte (Haq et *al.* , 1987) dans l'intervalle Barrémien supérieur-Clansayésien, âge présumé de la formation. Seule la séquence datée par

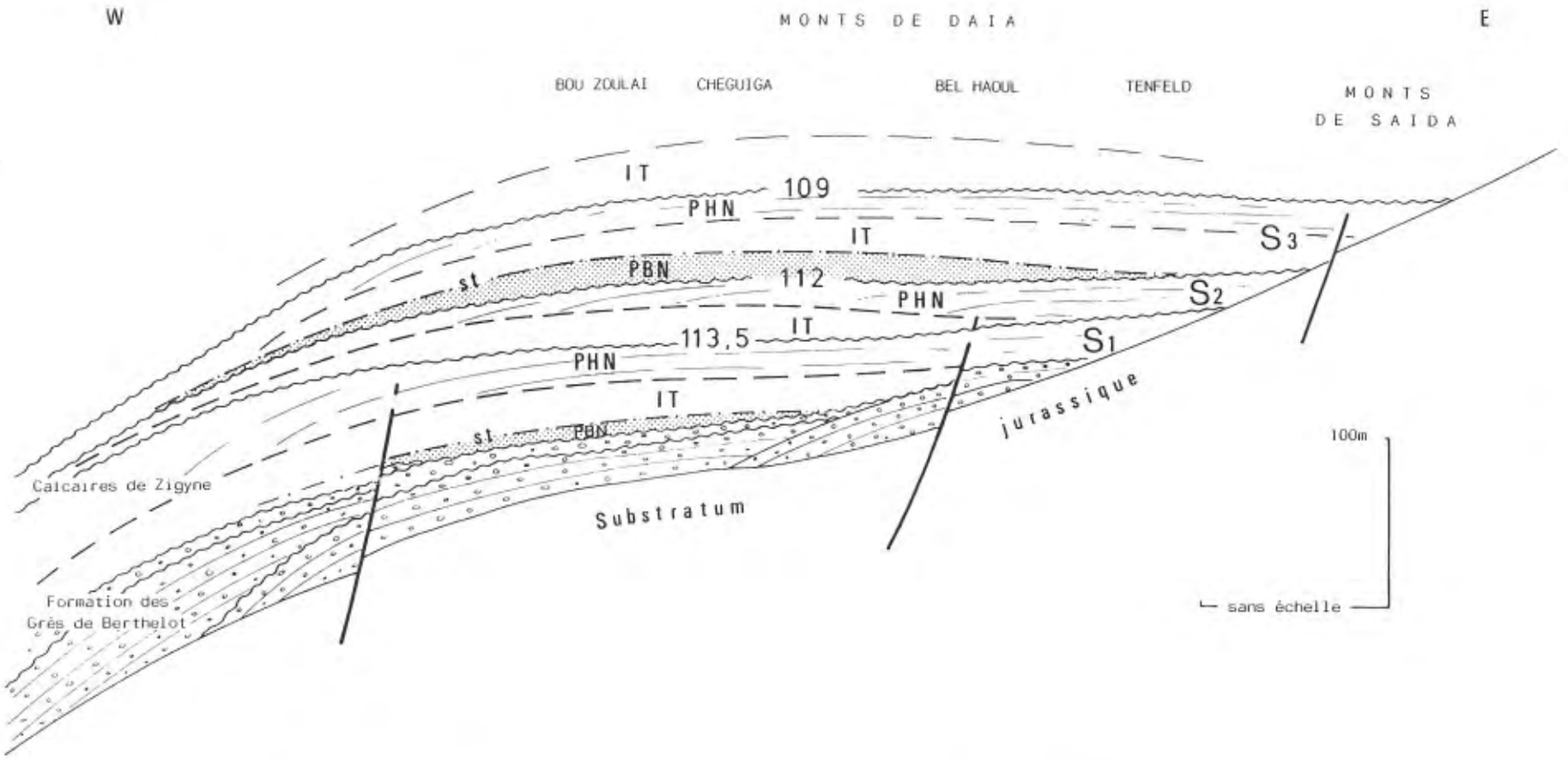



Fig. 46- Cortèges sédimentaires dans le Crétacé inférieur du domaine prétellien oranais ; exemple : les Monts de Daïa

la présence de *Praeorbitolina cormyi* dans le cortège de l'intervalle transgressif [membre (b)] est parfaitement corrélée avec le cycle de troisième ordre ZB 4.1 (Bédoulien) ; ce résultat permet de faire coïncider la limite inférieure de la barre calcaire intraformationnelle d'extension régionale (de plus en plus dolomitisée vers l'Est) avec une discontinuité majeure de baisse brutale du niveau des eaux datée à 112 Ma (intra-Bédoulien inférieur).

- L'ensemble des formations des Grès de Berthelot et des Calcaires de Zigyne présente dans les Monts de Daïa une nette polarité géographique des milieux de dépôt (fig. 46) mise en évidence par :

- une réduction progressive de l'épaisseur des Grès de Berthelot de l'Ouest vers l'Est, au dessous d'une assise carbonatée supposée isochrone (Auclair et Biehler, 1967) ;
- la présence de faciès plus distaux vers l'Ouest et le Sud-Ouest, et de faciès plus proximaux vers l'Est :

. au Sud-Ouest (Djebel Bou Zoulaï), la série des Calcaires de Zigyne comporte essentiellement des dépôts carbonatés de plate-forme, rétrogradants ; les environnements les plus distaux y sont représentés par des faciès de barre récifale, mais aussi de plate-forme externe, colonisée par des Orbitolines, des Polypiers, des Bryozoaires et des Echinodermes.

. à l'Est (Djebel Tenfeld), les Calcaires de Zigyne ne sont plus représentés que par des termes essentiellement argileux de plate-forme interne peu profonde et peu peuplée du fait probablement d'une trop forte salinité ; ils ne correspondent qu'à la sédimentation du seul prisme de haut niveau marin des séquences eustatiques définies plus à l'Ouest.

*Ce dispositif suggère l'existence d'un haut-fond à l'aplomb du "horst de Tiffrit" lequel, par ailleurs, paraît empêcher à ce moment toute sédimentation dans le secteur plus oriental des Monts de Frenda.*

# B- DOMAINE TELLIEN

## B.1- PARAUTOCHTONE TELLO-RIFAIN

### 1- Série stratigraphique

La série du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des Massifs côtiers oranais fut soigneusement analysée au début du siècle par Doumergue à qui l'on doit la découverte de nombreux gisements d'Ammonites. Auparavant, Ficheur (1898) avait signalé des Orbitolines sur la crête dominant au Nord, le port d'Arzew.

Par la suite, Fenet (1975) s'appuyant sur ces arguments paléontologiques confirme l'existence du Barrémien (déjà préssenti par Doumergue en de nombreux points des massifs côtiers) et de l'Aptien inférieur à Orbitolines, dans les Monts d'Arzew où il avait déjà mis en évidence (Fenet et Macoin, 1969) la présence d'un Tithonique élevé-Berriasien à Calpionelles. Il propose (Fenet, 1975, p. 52) un découpage lithostratigraphique de la série éocrétacée en 4 termes :

- un terme A, schisteux et légèrement gréseux d'âge néocomien,
- un terme B carbonaté et calcschisteux, Barrémien,
- un terme C carbonaté et schisteux, Aptien inférieur,
- un terme schisto-quartzitique, Albo-Aptien.

A la lumière de l'ensemble des données stratigraphiques déjà acquises lors des travaux précédents et à partir d'observations personnelles et d'hypothèses, la série du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des "massifs à schistosité" oranais peut s'établir de la façon suivante, avec de bas en haut (fig. 47) :

1 - des ***dolomies*** jaunâtres, massives, limoniteuses, cristallines, présentant une structure stromatolithique ondulée (dolomies laminaires).

Ce faciès affleure en de nombreux points du massif du Murdjadjo et dans le massif de Madakh. Ces dolomies constituent des lambeaux tectoniques le plus souvent isolés par l'érosion.

Dans le Djebel Santa Cruz (relief qui domine à l'Ouest la ville d'Oran), des dolomies de ce type apparaissent interstratifiées dans la coupe désormais classique du Bois des Planteurs décrite par Fenet (1975, fig. 70) et par Benest (1985, p. 330). Leur position par rapport aux "schistes oxfordiens" n'est toutefois pas très claire ; la seule présence de blocs de "roches vertes", dans un matériel schisteux mylonitisé, entre les deux formations, évoque plutôt un contact anormal qu'une continuité stratigraphique (Benest, 1985, p. 332).

| | AIN TEMOUCHENT (GUARDIA, 1975) | MASSIF D'ORAN et MONTAGNE DES LIONS (FENET, 1975) | FENET 1975 | MONTS D'ARZEW |
|---|---|---|---|---|
| ALBIEN | Série pélito-gréseuse (Faciès flysch) | ? | Terme D | Schistes et quartzites à mouchetures de limonite |
| APTIEN<br>Bédoulien | | | Terme C | (Flysch d'Arzew)<br>. Pélites calcareuses à très rares passées gréseuses<br>. Calcschistes orangés et calcaires en plaquettes microgréseux à certains niveaux (40 m)<br>. Schistes calcareux à intercalation d'un conglomérat étiré (10 m)<br>. Alternance de pélites ocres et de grès quartzites roux (150 m)<br>. Calcaires dolomitiques rubanés admettant des bancs de conglomérats à galets étirés, des microbrèches et des calcaires bréchiques (40 m) |
| BARREMIEN | | Calcschistes à Ammonites<br>Bancs de calcaires et de grès roux | Terme B | . Pélites satinées verdâtres à lentilles rares de quartzites (100m) |
| HAUTERIVIEN<br>VALANGINIEN | (Calc.) | Alternance de schistes et de quartzites roux | Terme A | Alternance de schistes et de quartzites roux |
| BERRIASIEN | | Alternance de calcschistes et de calcaires en dalles ou en plaquettes à Calpionella alpina Lorenz | | Calcschistes orangés à galets calcaires (Calpionella alpina) (FENET, 1975) |
| sup.<br>TITHONIQUE<br>inf. | (Calc.) | Alternance de calcschistes et de calcaires en dalles ou en plaquettes à Pretintinopsella sp., Globochaete sp. | | Calcschistes jaunes orangés à intercalations de calcaires en plaquettes |
| KIMMERIDGIEN | (Calc.) | Dolomies rubanées du Djebel Santa Cruz (ELMI et BENEST, 1978) | | |
| CALLOVO-OXF. | ? | Complexe schisto-gréseux | | |

Fig. 47- Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur du parautochtone tello-rifain (tableau récapitulatif)

Rangées dans le Dogger par Fenet (1975) sur la foi d'une texture cristalline qui rappelle celle des calcaires rubanés de cet âge, ces dolomies pourraient avec le même argument être assignées au Lias. Toutefois Benest propose de rattacher ces dolomies laminaires du Santa Cruz au Kimméridgien par comparaison avec les Dolomies de Tlemcen (Elmi et Benest, 1978 ; Benest, 1985). Elles témoigneraient ainsi, pour ces derniers auteurs, de la persistance, au Jurassique supérieur, des conditions de sédimentation semblables à celles de l'Avant-pays tellien.

2- une épaisse série de ***calcschistes*** bleutés plus ou moins indurés, alternant avec des calcaires en dalles ou en plaquettes, sublithographiques, incluant localement des débris d'Echinodermes.

Un niveau de ces calcaires, dans le Murdjadjo, a fourni à Fenet (1975, p. 36), outre des Radiolaires, *Pretintinnopsella sp.* et *Globochaete sp.* d'âge tithonique moyen au moins.

Plus à l'Ouest, près d'El Ançor, un faciès du même type contient *Calpionella alpina* Lorenz et *Calpionella* gr. *elliptica* (Le Hegarat et Remane, 1968) qui indiquent le passage Tithonique supérieur-Berriasien inférieur.

3- une ***alternance de schistes*** grisâtres (dominants) ***et de grès-quartzites*** roux en petits bancs décimétriques à métriques. Cette formation rythmique, de type flyschoïde, achève la série du Massif d'oran.

Des Ammonites pyriteuses récoltées au Sud de la Ferme Bues (vers X = 175,5, Y = 268,9, feuille des Andalouses au 1/50 000), telles *Phylloceras aff. tethys* d'Orb. (dét. J. Mattei *in* Ciszak, Bandet, Gonord, et Rolet, 1985) indiqueraient la présence de l'Hauterivien (probable). Cette attribution est globalement conforme à l'âge néocomien précédemment proposé par Fenet (1975, p. 57). Ces Ammonites, mal conservées, restent toutefois les seuls indicateurs d'un âge pour le moins approximatif.

La stratigraphie séquentielle ne serait pas significative dans ce matériel intensément déformé. Cependant, on pourrait interpréter cet ensemble rythmique détritique à cachet turbiditique comme la sédimentation d'un bas niveau marin [avec réserve pour les séquences pélitiques épaisses qui représenteraient éventuellement le cortège sédimentaire d'un haut niveau marin (?)] ; il conviendrait alors de l'intégrer à une (ou deux) séquence(s) de dépôt limitée(s) par une discontinuité majeure de type 1 (au sens de Vail). Or dans l'intervalle stratigraphique correspondant au Néocomien (*s.l.*) et au dessus de la zone à *Calpionella elliptica* (du Berriasien inférieur), la charte de Haq et *al.* (1987) ne mentionne que deux discontinuités successives de ce type : l'une dans le Berriasien supérieur (SB 128,5 Ma), l'autre dans le Valanginien (SB 126 Ma).

Dans le cas extrême où cette formation comporterait deux séquences de dépôt amalgamées, la sédimentation se serait effectuée pendant les cycles eustatiques ZB 2.1 et ZB 2.2 ; l'âge de ce "flysch néocomien" en serait alors précisé : Berriasien supérieur à Valanginien inférieur inclus.

4- un ensemble de ***calcschistes bleutés*** à grisâtres à intercalations de calcaires en plaquettes ou en dalles centimétriques, et moins fréquemment de petits bancs de grès. Il s'agit du terme B de Fenet.

Au pied des Montagnes Grises, près de Sidi Ben Yebka (Monts d'Arzew), les calcaires renferment de nombreux débris d'Echinodermes ; les pélites ont livré à Doumergue et à Fenet des Ammonites qui caractérisent le Barrémien inférieur (Fenet, 1975, p. 53-54).

A Aïn Franin (vers X = 209,8, Y = 280,5, feuille d'Oran au 1/50 000) des schistes grisâtres, légèrement rubéfiés, alternant avec de petits bancs calcaires et de dolomies limoniteuses, sont charriés sur le substratum paléozoïque du Djebel Khar (*cf.* carte géologique du Djebel Khar, fig. 10, et fig. 48). Cet affleurement signalé par Doumergue (Doumergue et Ficheur, 1913) comme un gisement d'Ammonites barrémiennes nous a livré, avec des Ammonites déformées, *Aptychus angulocostatus* (dét. M. Durand-Delga, U.P.S. Toulouse III), indiquant l'Hauterivien supérieur-Barrémien.

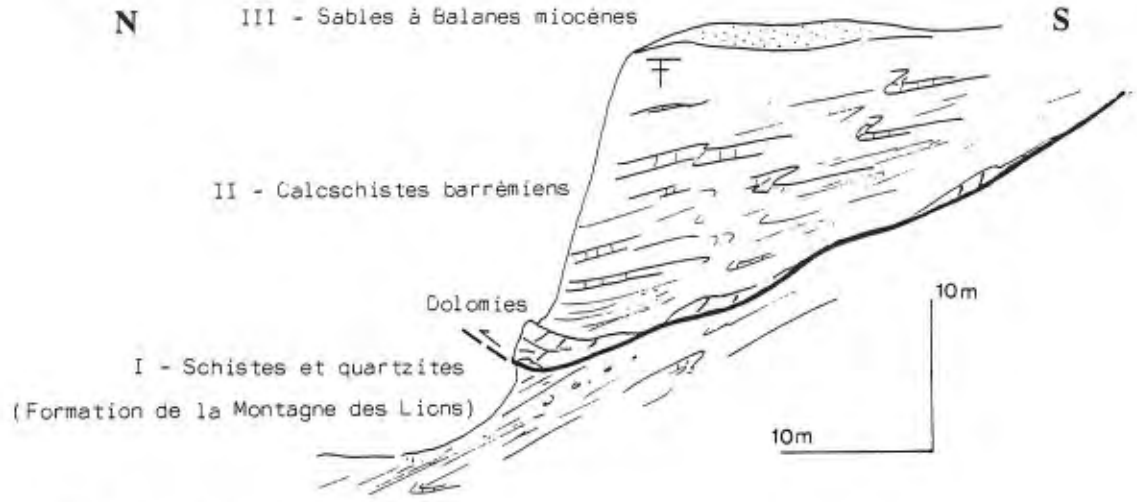
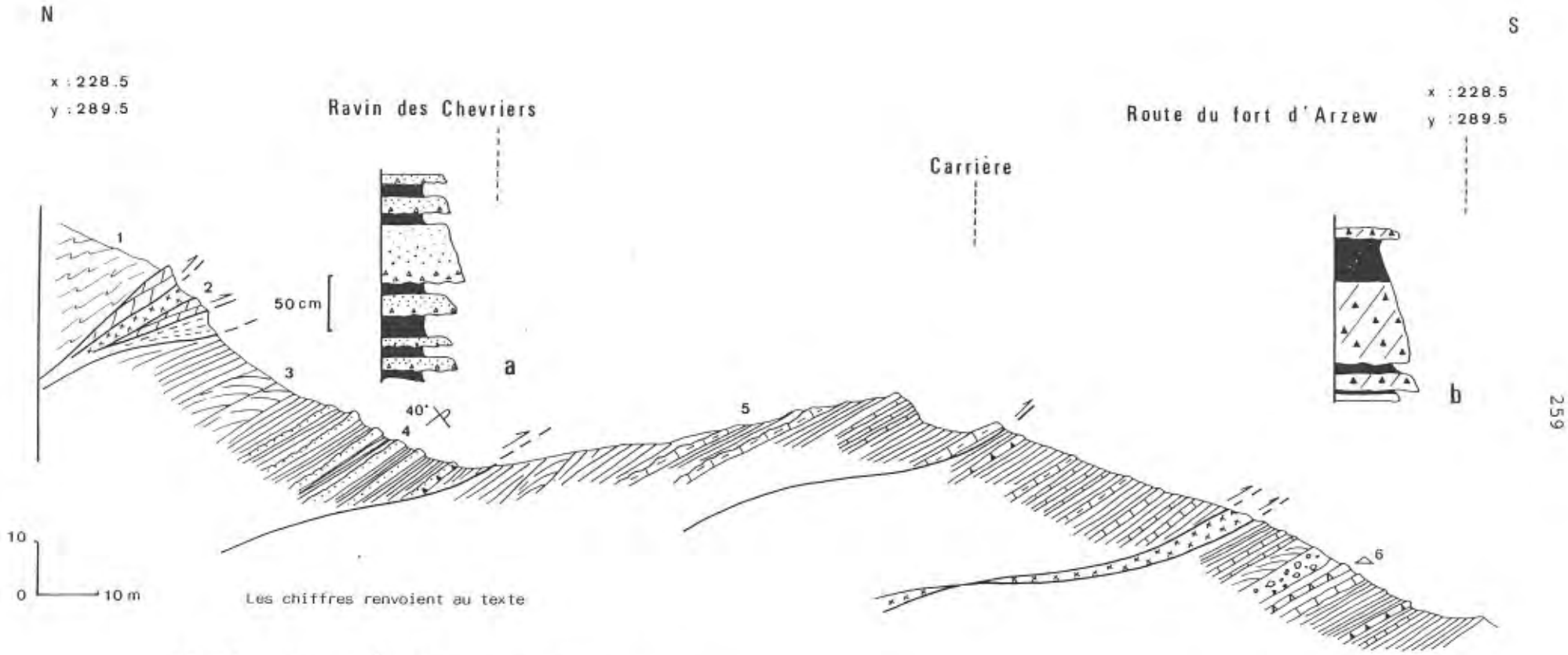



Fig. 48 - Ecaille du Barrémien d'Aïn Franin

5- un ***flysch carbonaté,*** microconglomératique et schisteux (terme C de Fenet).

Les affleurements étudiés se situent sur la pente méridionale du Djebel Sraïoum (dans les Monts d'Arzew) où Ficheur avait signalé, dès 1898, des Orbitolines retrouvées depuis par Fenet (1975, p. 55). Une coupe méridienne longue de 300 m, effectuée le long du Ravin des Chevriers (feuille d'Arzew au 1/50 000) nous montre (Ciszak et Peybernès, 1986, et




a) Turbidites gréseuses $T^{a-d}$, à Ammonites barrémiennes
b) Turbidites calcaires à Orbitolines bédouliennes et Floridées remaniées

Fig. 49- Coupe du Ravin des Chevriers (d'après CISZAK et PEYBERNES, 1986)

fig. 49) une succession de termes à pendage inverse vers le Nord de 40°. La série est tectonisée et écaillée vers le sud. On y reconnaît depuis le Nord :

- (1) des schistes rubéfiés, jaunes, à auréoles rougeâtres dans le plan de stratification ;

- (2) une zone tectonisée (10 m environ), à mylonites et copeaux de dolomies rousses asociées à des marnes jaunes ;

- (3) des schistes argileux gris (15 m), à stratifications obliques ;

- (4) un terme rythmique (20 m), à caractère flysch affirmé, anchimétamorphique, organisé en séquences décimétriques constituées de grès roux-quartzites (turbidites gréseuses T abcd) et de pélites schisteuses en interlits peu épais (quelques centimètres) gris sombre ;

- (5) un ensemble écaillé de schistes jaunâtres argileux admettant des bancs centimétriques de calcaires marneux ; ces schistes présentent des stratifications entrecroisées et deviennent plus carbonatés vers le sommet ;

- (6) un terme rythmique où alternent des calcaires microbréchiques et microconglomératiques gris sombre à noirs, des marnes schisteuses noires rendues jaunâtres par l'altération et des calcaires sublithographiques finement cristallins, azoïques.

Les microconglomérats sont constitués par un ciment sparitique limoniteux et des éléments hétérométriques qui sont des lithoclastes anguleux de nature détritique, éruptive ou calcaire (micrite à *Acicularia*, *Ethelia alba* et *Charentia*), et des bioclastes d'Orbitolines [*Palorbitolina lenticularis* (Blum), *Mesorbitolina parva* Douglass], de Floridées thalloïdes (*Kymalithon*, *Archaeolithothamnium rude* Lem.), d'Echinides, de Polypiers et de Bryozoaires (Ciszak et Peybernès, 1986). Cette biophase s'ajoute à *Paleodictyoconus sp.* , *Choffatella decipiens et Pianella* signalés dans ces niveaux par Fenet (*op. cit.*).

Les termes précédents, de (1) à (5), sont corrélés avec les formations carbonatées et calcschisteuses ayant livré plus à l'Est des Ammonites barrémiennes (feuille d'Arzew au 1/50 000, 1° édition, et *cf.* Fenet, 1975, fig. 16).

Toutefois le caractère flysch (au sens sédimentologique), nouvellement reconnu, de ces faciès pélito-gréseux et microconglomératiques exprime des conditions de sédimentation différentes de celles qui régissent les dépôts carbonatés datés du Barrémien inférieur (comme plus à l'Ouest à Sidi Ben Yebka). Ils correspondent vraisemblablement à la sédimentation d'un prisme de bas niveau marin lié à une baisse brutale du niveau de la mer au-delà de la bordure de la plate-forme côtière, laquelle se traduit par une discontinuité de type 1 (au sens de vail). Cette discontinuité pourrait coïncider avec celle datée de 112 Ma (Bédoulien) sur la charte de Haq et *al.* (1987).

*Cette hypothèse situerait le dépôt des flyschs d'Arzew globalement dans l'Aptien inférieur et rendrait ces flyschs équivalents de la barre dolomitique repère, à la base du terme (b) des Calcaires de Zigyne.*

Dans le terme (6) l'association, bien que remaniée, de *Palorbitolina lenticularis et Mesorbitolina parva* montre que la base du Gargasien au moins serait atteinte, le reste de la biophase étant surtout cantonnée dans la fourchette stratigraphique Barrémien-Bédoulien.

*Cette attribution est en accord avec l'âge aptien inférieur proposé par Fenet.*

La plus grande partie de la route du "Fort du Nord" d'Arzew recoupe cette unité particulièrement déformée, découpée en de nombreuses écailles au contacts mylonitisés ou jalonnés de brèches tectoniques (fig. 50).

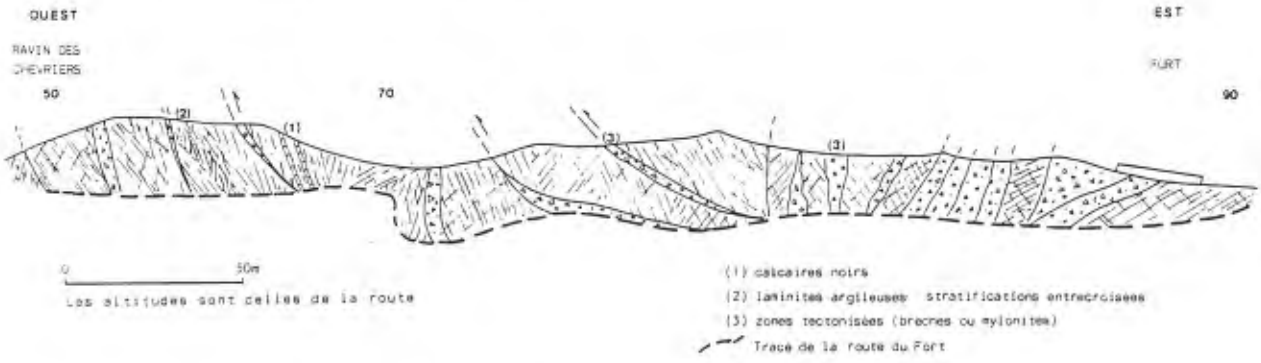



Fig. 50 - Coupe le long de la route du Fort du Nord (Arzew)

6- un ***ensemble schisto-quartzitique*** (terme D de Fenet, 1975, p. 56) ; il s'agit d'un ensemble rythmique associant des schistes pélitiques gris et des bancs métriques à plurimétriques de quartzites roux en surface, blancs à la cassure et présentant des mouchetures de limonite.

Le faciès des quartzites à mouchetures ferrugineuses, typique des massifs à shistosité est attribué à l'Aptien supérieur-Albien par Fenet (*op. cit.*), à l'Albien par Guardia (1975, p. 124) qui fait référence aux travaux de Lepvrier (1971), Blès (1971) et Andrieu (1971).

Le caractère flyschoïde de ce corps sédimentaire détritique le désigne aussi comme un prisme de bas niveau marin. Ce dépôt se développe à la suite d'une baisse du niveau des eaux marquée par une discontinuité de type 1 (*sensu* Vail). Celle-ci correspondrait à celle datée à 107,5 Ma sur la charte de Haq et *al.* (1987), c'est à dire au début de l'Albien inférieur ; ce qui confirme en les précisant les attributions antérieures.

**En résumé**

Dans les massifs à schistosité, l'ensemble du Crétacé inférieur est donc représenté. Les formations qui lui sont rapportées se développent sur une épaisseur estimée à 2.000 m.

Les faciès sont essentiellement schisteux ; à dominante carbonatée au Tithonique-Berriasien inférieur, au Barrémien inférieur et à l'Aptien inférieur (*p.p.*) ; à dominante pélito-gréseuse (type flysch) au Berriasien supérieur-Valanginien inférieur, au Bédoulien et à l'Albien inférieur.

## 2- Evolution de la sédimentation

Dans la zone de dépôt des formations du "parautochtone" oranais, la sédimentation s'effectue, dès le Jurassique terminal, sur la partie distale d'une plate-forme carbonatée. Le développement dès le Berriasien supérieur, au moins, de dépôts pélito-gréseux turbiditiques de type flysch traduit la formation d'un bassin subsident (probablement en transtension).

Au Barrémien inférieur la sédimentation tend à redevenir carbonatée, de plate-forme ouverte.

A l'Aptien inférieur, cette zone est de nouveau le siège d'une sédimentation de type flysch, d'abord à turbidites gréseuses puis à turbidites calcaires. L'existence de ces turbidites, marquant vraisemblablement les bas niveaux marins, est une donnée nouvelle. Elle précise le type de sédimentation prévalant dans le domaine paléogéographique du "parautochtone", là où, d'après Fenet (1975, p. 57), les "conglomérats et microbrèches fréquentes" n'indiquaient qu'une "certaine instabilité".

La série s'achève à l'Albien inférieur par le retour des dépôts flyschoïdes suggérant une nouvelle phase d'approfondissement du sillon.

Remarquons que cette sédimentation éocrétacée est liée à des mouvements tectoniques (de caractère distensif) mais aussi aux variations eustatiques enregistrées plus au Sud sur la plate-forme carbonatée tlemcénienne.

## 3- Le Crétacé inférieur de la bordure occidentale des Monts d'Arzew-

Les terrains affleurant sur la bordure occidentale côtière des Monts d'Arzew (secteur de l'Aïn Defla) étaient attribués au Crétacé inférieur indifférencié (Fenet, 1975 ; carte géol. d'Arzew au 1/50 000, 2ème édition). Cette indétermination provenait de l'extrême rareté des marqueurs stratigraphiques au sein de ce matériel recristallisé et impliqué dans des structures tectoniques complexes.

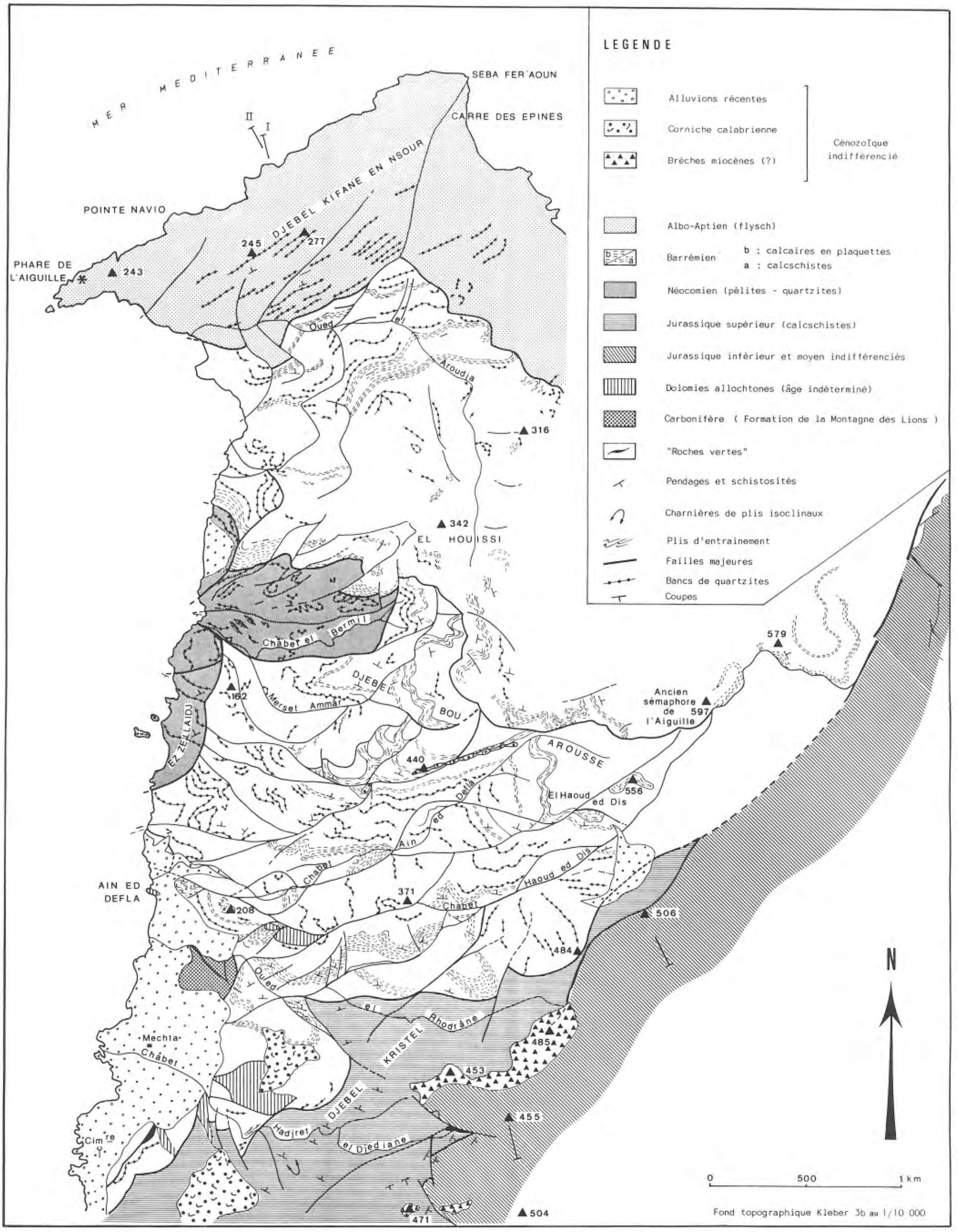



Fig. 51 - Carte géologique de la partie côtière occidentale du massif d'Arzew

Localement (chemin littoral du Phare de l'Aiguille), des "microbrèches calcaires à petits éléments déformés rappelant les Orbitolines d'Arzew" rappellent à Fenet (1975, p. 55) des faciès du "terme C carbonaté et schisteux" daté par lui de l'Aptien dans le Ravin des Chevriers.

Une étude cartograhique détaillée de ce secteur au 1/10 000, nous a révélé l'existence de faciès variés, impliqués dans une succession de plis isoclinaux de grande amplitude à plan axial plongeant vers le Nord (fig. 51).

## a) Etude stratigraphique

### - Analyse lithologique

L'analyse des faciès reconnus le long d'une transversale méridienne, depuis la Pointe Sebaa Ferraoun, et la reconstitution de leur succession logique permettent de reconnaître les formations éocrétacées et jurassiques déjà partiellement datées dans les massifs d'Arzew et d'Oran ; nous les noterons de (1) à (6) du Nord au Sud (coupe I, fig. 53), ce sont :

(1) - une alternance rythmique de pélites grises et de bancs métriques à plurimétriques de quartzites blancs à mouchetures ferrugineuses, et à patine rousse. Cet ensemble forme essentiellement le Djebel Kifâne En Nsour ; il est probablement épais de plusieurs centaines de mètres ;

(2) - un ensemble de calcschistes gris bleuté, intercalé de quelques petits bancs de quartzites gris ou roux. L'ensemble comporte vers le sommet, une (deux?) barre(s) de 20 à 40 m d'épaisseur de calcaires lithographiques incluant des niveaux microbréchiques, délités en plaquettes ou en dalles décimétriques. L'épaisseur de cet ensemble n'est pas mesurable ;

(3) - une alternance de pélites argilo-gréseuses grisâtres ou verdâtres et de bancs métriques de grès-quartzites roux ; cette formation est ravinée par le Chabet El Bermil ;

(4) - un ensemble dessinant une synforme complexe dont le fond est creusé par les Chabets Aïn Defla et Haoud Ed Dis. La série en grande partie continue s'observe du Sud-Ouest vers le Nord-Est, le long de la pente sud du relief coté 440 ; elle montre :

- (4a) des pélites satinées argileuses et argilo-gréseuses, verdâtres et ocres, finement feuilletées ; vers le sommet, elles deviennent franchement carbonatées, plus compactes et renferment des concrétions de limonite (100 m visibles) ;
- (4b) une barre (10-15 m) de calcaires dolomitiques cristallins (fig. 52). Ces calcaires se présentent en dalles décimétriques (0,20-0,50 m) associées en épais bancs métriques (2-5 m), parfois séparées par des interlits de pélites de teinte ocre. Leur structure est fréquemment microrythmique.

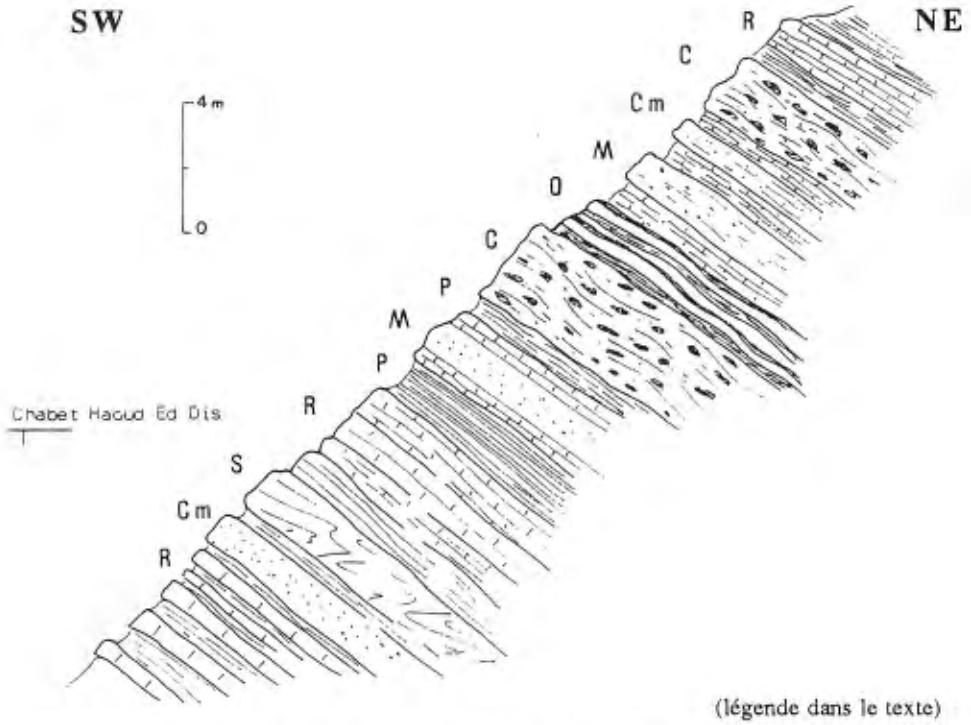
On y distingue : des calcaires sublithographiques finements rubanés, à lamines généralement parallèles (R) ou très contournées (S) comme c'est le cas vers la base ; des calcaires microbréchiques (Cm) ; des microbrèches (M) et vers le haut de l'assise, deux bancs métriques (2-3 m) de conglomérats (C). Ces conglomérats à ciment calcaire renferment des éléments hétérométriques (jusqu'à 30 cm) étirés, disposés en de larges bandes ondulées séparées par des zones microbréchiques ; parmi les éléments dominent les dolomies, les quartzites et les schistes, parfois associés à des silex et des rognons de limonite. Enfin certains bancs (O) ne montrent que des alternances de larges lamines ondulées de calcaires à grains fins (couleur claire) et de calcaires microbréchiques (et bioclastiques?), à grains de limonite (plus sombres). Ces faciès s'ordonnent en séquences métriques granodécroissantes ;

- (4c) une alternance de pélites argileuses, ocre, tendres, finement feuilletées, et de bancs pluridécimétriques de quartzites grisâtres souvent limoniteux. Ce terme (150 m d'épaisseur, environ) s'achève par un ensemble (10 m) de calcschistes et de calcaires rubanés délités souvent en plaquettes et admettant une passée conglomératique ;

- (4d) des calcaires rubanés très schistosés, ocre (présence d'oxydes de Fer), agencés en dalles décimétriques ou en plaquettes très fines. Ces calcaires, en grande partie dolomitisés, sont associés à des calcschistes bleu-noir.

Cette série s'achève par des pélites gris bleuté à rares intercalations de grès ;

(5) - une épaisse formation de calcschistes jaune orangé admettant des calcaires en plaquettes ou en dalles ;




(légende dans le texte)

Fig. 52 - Reconstitution shématique des "calcaires rubanés" du Chabet Haoud Ed Dis

(6) - des calcaires marmoréens ; il s'agit de calcaires cristallins, rubanés à certains niveaux, rouges ou roses à la cassure et tachetés de limonite. Ils se présentent en gros bancs homogènes ou se délitent en dalles pluridécimétriques.

#### - Attributions stratigraphiques

L'absence d'organismes rend hypothétique la datation précise de ces formations ; seule la comparaison avec les séries jurassiques et éocrétacées du parautochtone tello-rifain peut nous éclairer sur leur position stratigraphique :

- la formation schisto-quartzitique du Kifâne En Nsour (1) présenterait un faciès typique des formations albo-aptiennes connues dans le "sillon tellien" (selon Fenet, 1975, p. 56) ;

- le terme schisteux et carbonaté (2) représenterait le Barrémien (*s.l.*) (selon Fenet, 1975, p. 53) ; par ailleurs, il comporterait l'affleurement à microbrèches que Fenet propose de rapprocher avec les calcaires barrémo-aptiens d'Arzew (Fenet, 1975, p. 55) ;

- l'ensemble pélito-gréseux (3) est comparable au Néocomien décrit dans le Massif d'Oran et d'Arzew ;

- l'ensemble carbonaté et gréseux (4) présente comme le terme (2) de nombreuses analogies avec le terme flyschoïde barrémo-bédoulien daté (Ciszak et Peybernès, 1986) au Ravin des Chevriers ; mais dans ce cas, seuls les intervalles (4a), (4b), (4c) seraient présents dans le terme (2) ;

- le terme (5) représenterait le Jurassique supérieur (Tithonique *s.l.*) sous le même faciès que dans le Massif d'Oran (Murdjadjo) et dans les Montagnes Grises (Fenet, 1975) ;

- les calcaires marmoréens (6) de ce secteur pourraient appartenir au Lias comme le propose Fenet (1975, carte géol. hors texte) par analogie avec les calcaires du Djorf Halia.

### b) Etude tectonique

#### - Style de la déformation

La cartographie originale au 1/10 000 de ces faciès met en évidence l'existence de deux unités structurales superposées et séparées par un contact anormal plat (coupes, fig. 53, loc. fig. 51).

a) L'unité supérieure est essentiellement occupée par les formations éocrétacées (1) et (2) :

- Au Nord, la série schisto-quartzitique (1) paraît continue avec un pendage relativement uniforme de 60° à 70° vers le Nord et une direction des bancs à N 50-60. Cette

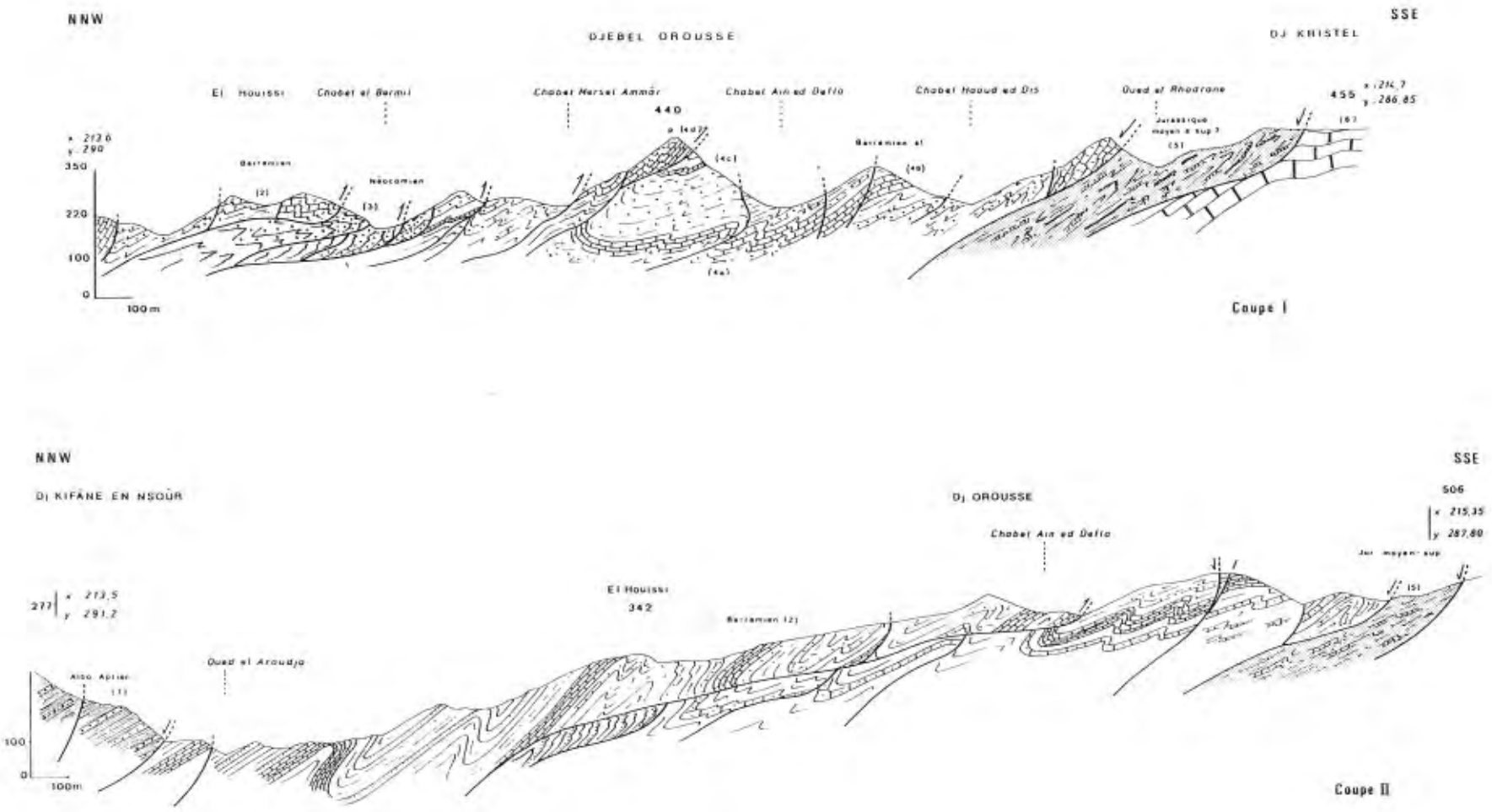



Fig. 53- Coupes géologiques à travers la partie côtière occidentale du massif d'Arzew

direction correspond grossièrement à celle d'une schistosité de flux. Par ailleurs, les bancs de quartzites sont découpés perpendiculairement à cette direction, soulignant une schistosité de fracture à N 140. Le contact avec l'ensemble (2) du Barrémien probable, est tectonique et paraît s'aplatir vers l'Est ;

- L'ensemble (2), est très déformé comme le témoignent notamment les affleurements de grès, très ponctuels, lenticulaires ou en tronçons très plissés ; les plis métriques à axes verticaux sont fréquents sur la crête d'El Houissy. Cet ensemble est par ailleurs, parcouru par des failles que soulignent des mylonites ocres très minéralisées, bien visibles dans le paysage.

Cette unité chevauche largement l'unité inférieure vers le Sud. Le front de chevauchement est occupé surtout par des calcaires en plaquettes qui dessinent localement des plis semblables décamétriques superposés comme en amont du Chabet Aïn Defla ; ces calcaires peuvent aussi s'épaissir anormalement soit par des redoublements de séries soit par la juxtaposition de plis isoclinaux.

Le contact chevauchant est matérialisé par des brèches minéralisées ou par des encroûtements ferrugineux (chemin du Sémaphore de l'Aiguille).

b) L'unité inférieure est déformée en plis isoclinaux de grande amplitude dont le plan axial plonge vers le Nord de 30 à 50°. Ces plis sont tronçonnés en écailles parallèlement à ces plans axiaux.

b1) La déformation souple

- Au Nord, les alternances schisto-gréseuses "néocomiennes" (3) constituent la charnière anticlinale écaillée d'un pli-faille déversé vers le Sud. L'intensité de la déformation se traduit dans les grès à la fois par des plis en échelon, métriques à hectométriques dont la surface axiale peut prendre une direction quelconque. L'étirement des flancs détermine localement l'isolement des charnières et la formation de masses lenticulaires, quelquefois alignées.

- L'ensemble (4) du Barrémien probable dessine un synforme isoclinal de grande amplitude déversé vers le Sud ; seul le flanc normal subsiste affecté de plusieurs plis d'échelle hectométrique, eux-mêmes écaillés vers le Sud.

L'intensité de la déformation se traduit dans les calcaires par une recristallisation totale, par le débit en petits bancs ou en plaquettes parallèlement à une schistosité de flux N 90 à N 115, et par l'étirement des galets dans les conglomérats. Dans les quartzites on observe fréquemment des réseaux de fentes en échelon à remplissage de silice ; près du Chabet Haoud Ed Dis, certains petits bancs de quartzites dessinent des plis d'entraînement décimétriques sur les flancs desquels s'imprime une crénulation voisine de N 90.

La barre calcaire de la crête 440 et du Djebel Haoud Ed Dis, qui constituerait le terme carbonaté le plus récent de la formation "barrémienne" est très déformée par des plis décamétriques pincés d'axe N 140.

Cet ensemble (4) s'appuie au Sud sur les calcschistes "jurassiques" par l'intermédiaire d'un accident majeur à dernier rejeu normal qui fait disparaitre la série néocomienne (3).

- Les calcschistes (5) jurassiques du Djebel Kristel sont affectés de plis isoclinaux hectométriques déversés vers le Sud. Ces plis sont soulignés par les bancs calcaires interstratifiés dans les calcschistes, et bien visibles sur le versant méridional du Chabet Hadjiret El Djediâne.

La schistosité a été mesurée à N 70 dans le secteur de l'Oued El Rhodrâne et à N 120 dans celui du Chabet Hadjiret dans les calcschistes à pendage de 50° en moyenne vers le Nord. A proximité de la source du Chabet Hadjiret les calcschistes présentent une schistosité de direction N 30 et un pendage de 45-50° vers le Sud, la même que celle des calcaires contre lesquels ils sont appuyés et donc sous lesquels ils semblent passer. Ces changements de direction de la schistosité dans les calcschistes relèvent des manifestations d'une tectogenèse postérieure aux plissements synschisteux.

b2) La déformation cassante

Deux familles de failles majeures sillonnent le secteur :

- les fractures à N 60 qui limitent les écailles découpées dans les formations jurassiques et crétacées.

Il s'agit d'accidents tangentiels à pendages vers le Sud ; sigmoïdes pour la plupart, ils tendent, en profondeur, à emprunter les plans de schistosité confondus avec les plans de stratification, et se verticalisent généralement en surface.

Ces accidents sont souvent jalonnés par des brèches minéralisées (oxydes de fer) mais aussi par des dolomies bréchiques noires (cote 484) ou des masses de "roches vertes" (source du Chabet Hadjiret) ; ces deux faciès faisant partie du cortège conglomératique des olistostromes sénoniens (ex-"Complexe triasique", *cf.* chap. II).

- des accidents N 10-20 qui recoupent les structures N 60.

Il présentent aussi une composante tangentielle à rejeu inverse. Les mouvements dont ils sont issus ont induit la remontée du socle paléozoïque ; c'est le cas au Nord de la Mechta d'Aïn Defla où un accident de ce type fait reposer sur les calcschistes présumés du Barrémien, des congomérats, des quartzites et des pélites violacés du faciès carbonifère caractéristique de la Formation de la Montagne des Lions.

Les plans de rupture sont minéralisés ou jalonnés par des brèches souvent dolomitisées ; au dessus du cimetière de Kristel, il s'agit de "roches vertes" qui soulignent le contact tectonique avec d'épaisses barres de quartzites.

Toponymie de la feuille d'ARZEW au 1/50 000.
D'après B. FENET 1975 et carte géologique au 1/50 000 d'ARZEW, 2ème édition.

SEBAA FERAAOUNE

M E D I T E R R A N E E

K E F E N N S O U R

243

POINTE DE L'AIGUILLE

M E R

Oued Aaroudia

184

Oued Mereiaa Hamar

Oued

Ravin des Grottes

D J E B E L B O R O U S S E

581

365

630

Montagnes Grises

- SIDI BEN YEBKA

Chaab el Ber Mil

Ancien Sémaphore de l'Aiguille

597

162

440

Defla

558

AIN ED DEFLA

Chabet Ain

Oued

Houdiss

K R I S T E L

D J E B E L

Chabet Rhodrane

485

455

531

Guessa

Imta

Mechta

Oued Hadira

Oued

Diediane

468

Oued Sidi Med Ben Omar

Oued

Bled Tafrent

490

LEGENDE

Chevauchements

Contacts entre les écailles

Coupes

0 1km

Alluvions récentes

Formations post-crétacées
b. Pliocène ("Calabrien") ;
a. Miocène ? (brèches)

Albo-Aptien (schistes - quartzites)

Barrémien (calcaires - calcschistes)

Néocomien (schistes - quartzites)

Crétacé inférieur indifférencié dont Barrémien ( ∓ )

Jurassique supérieur (Calcschistes oranges)

Jurassique moyen (à sup. ?)
(b. schistes ; a. dominante calcaire)

Lias (calcaires marmoréens)

Dolomies allochtones d'âge indéterminé (Jurassique ou Crétacé)

Carbonifère
"Formation de la Montagne des Lions"

"Roches vertes"

Fig. 54 - Carte géologique simplifiée de la partie occidentale du massif d'Arzew

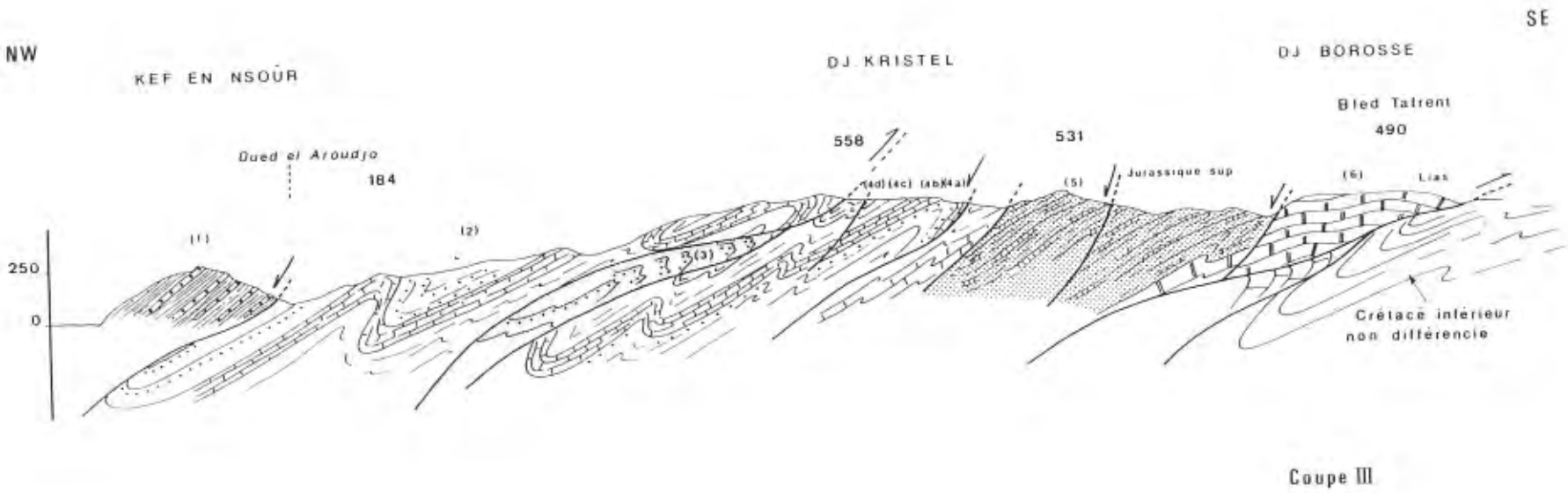



Fig. 55- coupe géologique à travers la partie occidentale du massif d'Arzew

### - Implications sur la structure des Monts d'Arzew

#### Interprétation de Fenet (1975)

Le massif d'Arzew serait constitué, selon cet auteur (p. 176-179), par un substratum éocrétacé, écaillé, considéré comme autochtone relatif des formations jurassiques ; celles-ci représentant "l'allochtone métamorphique carbonaté". Cette structure lui est suggérée en plusieurs points du massif, et notamment dans les Montagnes Grises, par la position topographiquement élevée des calcaires rapportés au Lias reposant par un contact plat sur un empilement de lames tectoniques (selon lui, "non enracinées"). Le contenu des ces "lames", "en apparente continuité", est rapporté à un Jurassique d'autant plus récent qu'elles sont topographiquement plus basses ; auparavant Doumergue (Doumergue et Ficheur, 1913) interprétait ce dispositif par une série inverse.

#### Nouvelle hypothèse

Le style tectonique du secteur côtier occidental tel que nous l'interprétons à partir d'une cartographie détaillée peut être étendu à tout le massif d'Arzew. Il est marqué notamment par l'enracinement de toutes les lames tectoniques en relation avec le plissement isoclinal puis l'écaillage des terrains crétacés vers le Sud (fig. 55, loc. fig. 54, coupe III). Il est logique de penser que les calcschistes et les calcaires jurassiques ont été impliqués eux aussi dans le même mouvement ; cette hypothèse est illustrée par la coupe méridienne (fig. 56, loc. fig. 54, coupe IV) exposée sur le versant occidental du Djebel Orousse à hauteur du Chabet Rhirâne (Ravin des Grottes).

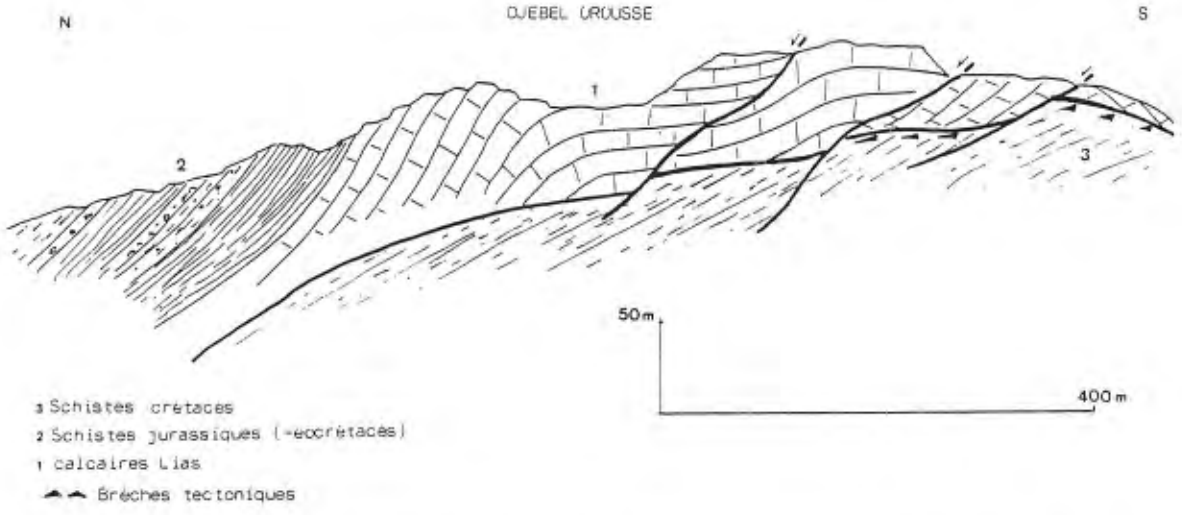



Fig. 56 - Coupe géologique interprétative à travers la terminaison occidentale du Djebel Orousse

Latéralement vers l'Est, dans les Montagnes Grises, la série jurassique renversée et écaillée nous paraît former le flanc inverse d'un pli isoclinal couché, de grande amplitude, faillé, à fond crétacé daté du Barrémien dans le secteur de Sidi Ben Yebka (fig. 57, loc. fig. 54, coupe V).

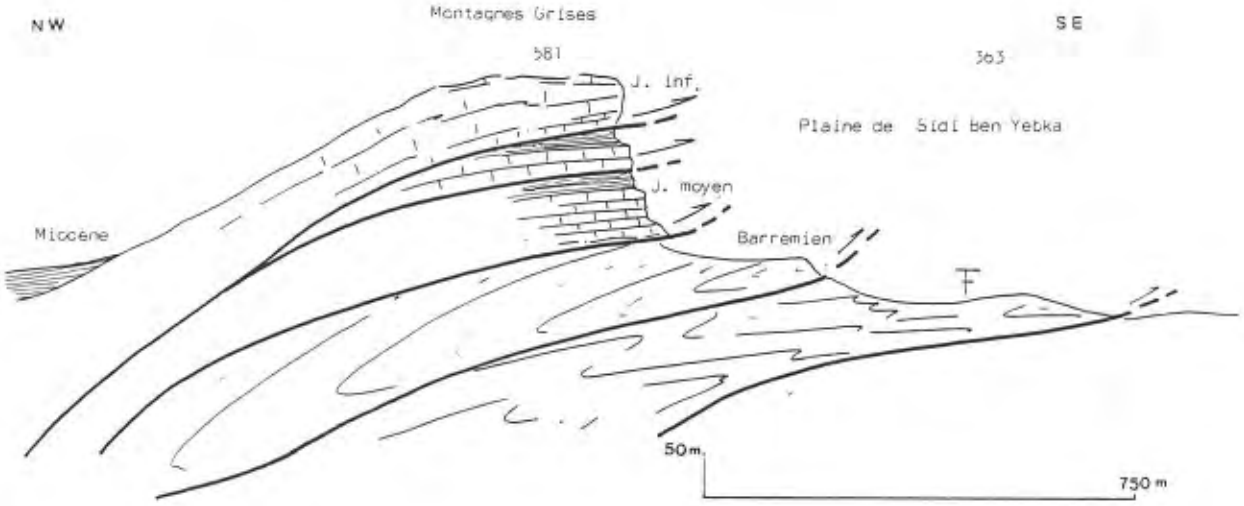



Fig. 57 - Coupe géologique interprétative à travers les Montagnes grises

Dans cette hypothèse, seules certaines "klippes de calcaires" formant la crête des Djebels Orousse et Borosse ne correspondraient qu'à des lambeaux désolidarisés de leur racine par l'érosion et "flottant" sur des formations à dominante schisteuse dont l'âge (jurassique ou crétacé) et la géométrie de détail restent à préciser (fig. 58). Le déplacement de ces masses "allochtones" (sortes d' "écailles-nappes") ne serait pas très important, de l'ordre du kilomètre, en tous cas beaucoup moins que les "15 km au minimum" que propose Fenet (1975, p. 179).

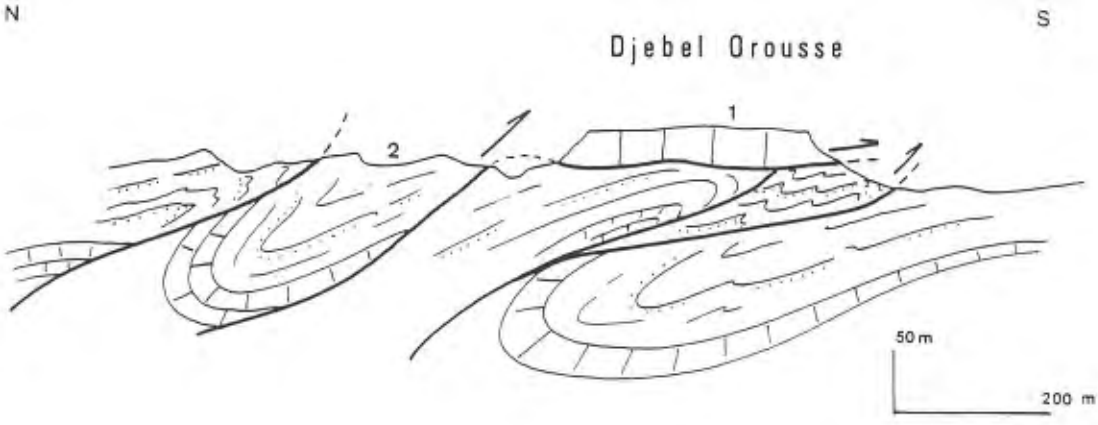



Fig. 58 - Position éventuelle des calcaires liasiques dans la structure des Monts d'Arzew (1 : Lias ; 2 : Jurassique supérieur/Crétacé inférieur)

## c) Conclusions

- Lithostratigraphie

L'étude cartographique du secteur côtier de la Pointe de l'Aiguille a permis de reconnaître plusieurs unités lithostratigraphiques attribuables respectivement au Néocomien, au Barrémien, à l'Aptien voire à l'Albo-Aptien, par comparaison avec les formations déjà connues et datées dans les massifs à schistosité oranais.

- Style tectonique

Cette étude met en évidence le style tectonique de cette région, style que l'on peut étendre à tout le Massif d'Arzew et qui prévaut dans les massifs côtiers. Il se manifeste par des plis isoclinaux de grande amplitude déversés et écaillés vers le Sud. Ces structures orientées autour de N 60 ont été acquises lors d'une phase tectonique majeure accompagnée d'une schistosité de flux parallèle à la stratification.

- Mécanismes de la déformation

Le mécanisme dominant de la déformation est l'aplatissement dont les effets varient selon les faciès principaux (étirement des galets dans les conglomérats, forme lenticulaire des grès-quarzites, feuilletage des schistes, des calcaires et des quartzites, plis d'écoulement dans les calcaires, etc.). L'aplatissement a été accompagné ou suivi par des phénomènes de cisaillement responsables de l'écaillage puis du chevauchement du matériel schisteux, celui-ci ayant pu entraîner avec lui les masses calcaires du Jurassique inférieur ou moyen. Ces calcaires coupés de leurs racines lors du déplacement, ou postérieurement par l'érosion, constitueraient actuellement les "klippes" des Djebels Orousse et Borosse. Ces masses "flottantes" trouveraient dans cette hypothèse une origine relativement proche.

- Les déformations postérieures

Les structures à N 60 sont déformées selon la direction N 140 lors d'une seconde phase plicative à schistosité de fracture. Il apparaît enfin une fracturation de direction N 20 parallèle aux grandes transversales sénestres qui découpent le domaine tellien et prétellien (Elmi, 1970). Celle-ci fait surgir au sein des "schistes d'Arzew" une extrusion de Paléozoïque rappelant celui de la Montagne des Lions. Cet affleurement témoigne de la vraie nature du substratum du Parautochtone schisteux dont la Montagne des Lions [où l'on retrouve, par ailleurs, ces mêmes directions structurales (Ciszak, 1987)] serait le seul élément apparent.

Tous ces résultats ne contredisent pas fondamentalement ceux de Fenet (1975) ; ils posent le problème de la position des masses calcaires jurassiques (et, par extension, de "l'allochtone carbonaté"), et de l'âge de leur mise en place.

## B.2- ALLOCHTONE TELLIEN

### 1- Série stratigraphique (fig. 40)

#### - Néocomien

- Allochtone à "affinité rifaine" et Unité albo-cénomanienne

Le Néocomien est attribué à une formation pélito-gréseuse qui prend localement les caractères d'un flysch.

Cet ensemble est globalement azoïque. Le Valanginien du "matériel Hillil" est indiqué par des Foraminifères benthiques (Delteil, 1974, p. 31).

- Unité Chouala

Il s'agit essentiellement de marnes plus ou moins argileuses à intercalations de calcaires marneux (Monts de la Mina) ou admettant localement des passées gréseuses (Monts du Tessala).

Tous les étages ont été reconnus dans les affleurements des Monts de la Mina grâce à des Ammonites pyriteuses (Delteil, 1974, fig. 13) ; dans les Tessala, l'Hauterivien basal est daté par plusieurs espèces de *Lenticulina* et de *Dorothia* (Fenet, 1975, p. 62).

#### - Barrémien

- Allochtone à "affinité rifaine"

Guardia (1975) mentionne des calcaires argileux, à Ammonites et *Aptychus*, du Crétacé inférieur, que l'on pourrait selon lui, logiquement, rapporter au Barrémien.

- Allochtone à "affinité tellienne"

Il est représenté par des marnes ou par des alternances marno-calcaires, situées notamment au passage avec l'Hauterivien. Ce faciès marno-calcaire serait largement étendu au Néocomien-Barrémien des nappes "Chouala" jusque dans l'Ouarsenis (Polvêche, 1960).

Le Barrémien inférieur est bien daté par de nombreux taxons d'Ammonites pyriteuses (Fenet, 1975, p. 58 ; Guardia, 1975, p. 130) dont certaines marquent également l'Hauterivien supérieur.

Le Barrémien supérieur est caractérisé, lui aussi, par une riche population d'Ammonites.

#### - Aptien - Albien

- Allochtone à "affinité rifaine"

Il s'agit d'un ensemble rythmique de pélites et de grès-quartzites à "mouchetures de limonite" (Guardia, 1975, p. 124).

La formation est rapportée à l'intervalle Aptien - Albien moyen, par comparaison de faciès avec le "flysch albo-aptien" décrit dans les Ketama et les nappes rifaines (Andrieu, 1971), ou plus à l'Est dans le Bou Maad (Lepvrier, 1970) et l'Atlas de Blida (Blès, 1971). Dans l'Unité d'El Mokrane, le faciès est plus carbonaté bien que conservant les caractères d'un flysch ; l'Albien inférieur y est reconnu par des Foraminifères benthiques (Guardia, 1975, p. 127).

- Unité albo-cénomanienne

Il s'agit d'une épaisse série gréso-pélitique de type flysch (Fenet, 1975, p. 60).

Un débris de *Desmoceratidae* serait le seul élément de datation de l'Aptien - Albien inférieur à moyen.

Vers le sommet apparaissent des niveaux calcaires et des intercalations marneuses à Radiolaires et Hedbergelles de l'Albien moyen ; ces alternances se généralisent vers le sommet de la série et annoncent le passage de l'Albien supérieur au Vraconien à Ticinelles et Rotalipores.

- Unité Chouala

La série albo-aptienne est constituée de marnes verdâtres plus ou moins pélitiques intercalées localement de calcaires marneux, et plus rarement de bancs gréseux (Tessala).

Les sédiments sont datés par des Ammonites et par des microfaunes planctoniques (Hedbergelles).

## 2- Conclusion : paléogéographie du domaine tellien au Crétacé inférieur

Dès la fin du Jurassique, le domaine externe tellien fonctionne comme un bassin subsident. On y reconnait deux grands domaines de sédimentation :

- un ***domaine méridional*** qui réunit les zones paléogéographiques du parautochtone, des unités à "affinité rifaine" (au sens de Guardia, 1975) et de l'Unité albo-cénomanienne (unité à "affinité tellienne" au sens de Guardia, 1975). Il correspond dans cet "orogène éocrétacé" à une "zone interne" où se développent des dépôts de type flysch au Néocomien et à l'Aptien - Albien. Enfin, ce domaine résulte de l'extension vers le Nord et vers le Sud de l'aire effondrée (patrie des unités à "affinité rifaine") qui, au Tithonique, recevait déjà une sédimentation détritique de ce type.

- un ***domaine septentrional*** (patrie de l'Unité Chouala), plus "externe" où se forme au dessus de la série épicontinentale jurassique, une sédimentation essentiellement argileuse.

La présence locale dans l'ensemble marneux (à faciès distaux) de l'Unité Chouala, de faciès de plateforme carbonatée (calcaires oolithiques, graveleux, calcaires lumachelliques, calcaires à Orbitolinidés de l'Aptien - Albien inférieur) dans les Tessala et les Beni Chougrane, suggère, dans cette zone paléogéographique, l'existence de haut-fonds peut-être assimilables pour certains à des crêtes de blocs basculés engendrés par les contraintes transtensives.

Cette tectogenèse se traduirait aussi, selon nous, par l'élargissement de l'aire de dépôt des flyschs et l'arrivée de matériel silici-clastique plus ou moins grossier dans l'unité paléogéographique "Chouala".

# CRETACE MOYEN ET SUPERIEUR

# SOMMAIRE


SEQUENCES DE DEPÔT DANS L'INTERVALLE ALBIEN - SENONIEN 283

A- DOMAINE PRETELLIEN 283

1- Séquences de dépôt mésocrétacées (Albien, Cénomanien et Turonien) 283
a) Domaine prétellien occidental 283
b) Domaine tlemcénien oriental 283
b.1) Monts de Daïa 283
- Analyse stratigraphique 284
• Formation des grès de Bossuet (Albien) 284
• Formation carbonatée du Djebel Tenfeld (Cénomanien 285
- Stratigraphie séquentielle 292
• Séquences de dépôt dans les Grès de Bossuet 292
• Séquences de dépôt dans la Formation du Djebel Tenfeld 293
b.2) Monts de Frenda 296
- Analyse stratigraphique 296
• Formation des argiles de Sidi Ouadah (Albien probable) 298
• Formation du Djebel Cheurfa (Cénomanien) 299
• Formation de l'Oued Freaou (Turonien) 304
- Stratigraphie séquentielle 307
• Séquences de dépôt de la Formation du Djebel Cheurfa 307
• Séquence de dépôt de la Formation de l'Oued Freaou 310

2- Dépôts néocrétacés (Sénonien) 312
a) Domaine prétellien occidental 313
b) Domaine tlemcénien oriental 313
- Série stratigraphique 313
• Formation de Melakou (Santonien probable) 313
• Formation des Djeddars (Sénonien supérieur) 314
- Analyse séquentielle 314

3- Conclusion : Evolution de la sédimentation dans l'intervalle Albien-Sénonien, dans le domaine prétellien oranais 316

B- DOMAINE TELLIEN 318

1- Dépôts mésocrétacés (Vraconien à Turonien) 318
- Distribution dans les unités tello-rifaines 318
- Nouvelles données sur le Crétacé moyen (Albien-Turonien) de la série du Pic Tafaraoui 320
- Conclusion 323

2- Dépôts néocrétacés (Sénonien) 324
- Distribution dans les unités tello-rifaines 324
- Série néocrétacée dans l'allochtone tellien 326
a) Massifs à dominante marneuse ; exemple : le secteur du Pic Tafaraoui 326
b) Massifs à schistosité 331
b.1) Massif d'Oran 331
b.2) Région de Beni-Saf 334
- Séquences de dépôt dans le Maastrichtien du domaine tellien oranais 336
3- Conclusion 340

# SEQUENCES DE DEPOT DANS L'INTERVALLE ALBIEN - SENONIEN

## A- DOMAINE PRETELLIEN

### 1- Séquences de dépôt mésocrétacées (Albien, Cénomanien et Turonien)

Les affleurements dont l'âge s'échelonne de l'Albien au Turonien dans le domaine prétellien occidental oranais sont localisés sur le versant nord du chaînon du Fillaoussène ; dans le domaine prétellien méridional (domaine tlemcénien), ils se répartissent dans les Monts de Daïa, à l'Ouest, et dans les Monts de Frenda, à l'Est, de part et d'autre des Monts de Saïda où ils n'ont pas été reconnus.

#### a) Domaine prétellien occidental

Guardia (1975) y définit un "groupe marno-calcaire du Crétacé supérieur" (Cénomanien à Santonien) dans lequel il distingue le Cénomanien (marneux) et le Turonien (représenté par une barre calcaire). La présence de l'Albien n'est pas clairement établie. La microfaune incluant des taxons benthiques et planctoniques (Hedbergelles, Rotalipores) témoigne d'un milieu de sédimentation peu profond et subsident communicant avec une mer ouverte située plus au Nord.

#### b) Domaine tlemcénien oriental

La série mésocrétacée débute par des dépôts terrigènes de milieu fluvio-deltaïque. Au dessus, viennent des dépôts de plate-forme carbonatée dont les faciès sont communs et uniformes pour l'ensemble du domaine présaharien oranais. Nous l'étudierons d'abord dans les Monts de Daïa, puis dans les Monts de Frenda.

#### b.1) Monts de Daïa

Les données bibliographiques de base concernant la stratigraphie de cette partie du Crétacé des Monts de Daïa figurent dans les travaux de Auclair et Biehler (1967). Nos

propres investigations permettent d'apporter des renseignements micropaléontologiques et sédimentologiques complémentaires (Peybernès, Ciszak, Cugny et Damotte, 1984), de retracer l'enchaînement séquentiel des divers termes de la série et de reconstituer l'évolution des paléoenvironnements.

Nous tenterons d'interpréter ces changements verticaux à la lumière des concepts de stratigraphie séquentielle (Vail et *al.* , 1987).

## - Analyse stratigraphique

La série mésocrétacée de la région comporte essentiellement deux formations successives respectivement désignées par Auclair et Biehler (1967) : Formation des grès de Bossuet et Formation carbonatée du Djebel Tenfeld ; ces formations couvrent l'intervalle stratigraphique Albien-Cénomanien.

L'existence du Turonien est mentionnée par Flamand (1911) sur la partie septentrionale du plateau de Bossuet ; Lucas (1954, p. 84) précise que ce Turonien n'a été reconnu que par la présence de la seule *Ostrea rouvillei* qui est jugée peu caractéristique de cet étage que nous n'avons pas identifié dans les Monts de Daïa.

### • Formation des grès de Bossuet (Albien)

#### Définition

Les Grès de Bossuet (*sensu* Auclair et Biehler) correspondent à un ensemble argilo-gréseux rouge qui affleure bien dans la région du village de Bossuet (actuellement Dhaya), au Sud de Telagh.

#### Limites

La limite inférieure est située à la base du premier banc gréseux qui couronne la Formation des calcaires de Zigyne.

La limite supérieure selon Auclair et Biehler (1967), correspond à la surface supérieure du dernier banc de grès.

Nous proposons de placer cette limite supérieure à l'apparition des premiers niveaux marneux lumachelliques de la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld.

#### Epaisseur

Elle est évaluée à une centaine de mètres dans le secteur de Bossuet (Djebel Bou Zoulaï, Djebel Cheguiga) et se réduit progressivement vers l'Est ; elle est de l'ordre du mètre au Djebel Tenfeld au-delà duquel la formation se biseaute et disparaît.

**Composition lithologique**

Des argiles ocres ou violacées alternent avec des grès rougeâtres fins ou grossiers, à ciment dolomitique. Les grès sont parfois conglomératiques et à dragées de quartz ; ils présentent localement des stratifications obliques ou entrecroisées. Vers le sommet de la formation, les argiles deviennent varicolores (verdâtres et jaunâtres) et admettent des intercalations de petits bancs de dolomies gréseuses.

**Attribution stratigraphique**

Les grès sont azoïques. Néammmoins de rares tests de Lamellibranches, moules de Gastéropodes et dents de Poissons sont signalés par Auclair et Biehler. L'absence de marqueur stratigraphique empêche de dater cette formation avec précision. Un âge albien est proposé par Auclair et Biehler en raison de sa position entre deux formations datées : les Calcaires de Zigyne barrémo-aptiens, et la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld cénomanienne, avec laquelle les Grès de Bossuet sont en apparente continuité. Compte tenu de cette disposition géométrique et de l'âge présumé de la base de la Formation du Djebel Tenfeld, nous avons aussi rapporté les Grès de Bossuet à l'Albien.

• **Formation carbonatée du Djebel Tenfeld** (Albien terminal (?) à Cénomanien)

**Description**

Nous avons conservé l'appellation originelle de cette formation dont nous rappellerons d'abord la constitution dans sa localité-type, puis nous en décrirons de l'Ouest vers l'Est les coupes du Djebel Cheguiga, du Djebel Mouidane et du versant nord du Djebel Tenfeld (loc. fig. 42).

**- Coupe synthétique d'après Auclair et Biehler (1967)**

Au Djebel Tenfeld où elle a été définie, la formation, en grande partie dolomitisée, est subdivisée par ses auteurs en trois membres que nous noterons A, B et C (fig. 60), au-dessus des Grès de Bossuet :

- un membre A (50 m), composé de marnes à Ostréidés et de lumachelles, admettant une intercalation de calcaire crayeux, rognoneux, à gros Gastéropodes (Strombidés) ;

- un membre B (120 m) correspondant à un complexe dolomitique à interlits marneux ; il débute par une barre de 6 m d'épaisseur et s'achève par des bancs massifs (50 m) ;

- un membre C (140 m) formé par des marnes à Alvéolinidés (*Ovalveolina* et *Praealveolina*) ; il renferme notamment un "niveau repère de calcaires blancs à Astartes", d'extension régionale, et comporte à 5 m au dessus du membre B deux minces bancs à rubanements siliceux.

Les organismes, relativement abondants, sont regroupés par Macoin en plusieurs associations (biozones), (fig. 60). Toutefois la faune n'est pas jugée significative par les auteurs ; seule la présence d'*Ovalveolina sp.* et de *Praealveolina sp.* dans l'ensemble C indiquerait selon eux, le Cénomanien.

**- Coupe du Djebel Cheguiga** (fig. 59)

Sur la feuille du Telagh au 1/50 000, la coupe orientée NW-SE, est effectuée sur le versant du Djebel Cheguiga, vers X = 206, Y = 163,5 MTU, et complète celle du Crétacé inférieur précédemment décrite. La série (70 m) montre les deux membres A et B en apparente continuité.

a) un membre A (60 m), dans lequel on distingue :

- un terme (a) (35-40 m), remarquable par l'abondance des Ostréidés au sein de marnes bleutées légèrement gréseuses et incluant des petits bancs lumachelliques de calcaires marneux.

Un niveau marneux (TMX) a livré une riche association d'Ostracodes dont certaines nouvelles espèces ont été crées par Damotte (1984) dans cette localité, sur notre matériel : *Asciocythere tennfeldensis* Damotte (pl. 7, fig. 4-6), *Dolocytheridea berberica* Damotte (pl. 7, fig. 8-10), *Platycythereis telaghensis* Damotte (pl. 8, fig. 21-24), associés à *Eocytheropterons? sp.* TMX (pl. 9, fig. 31-33) ;

- un banc lumachellique (b) de 1 m d'épaisseur couronnant le terme (a). Il s'agit d'un calcaire crayeux, blanc, constitué presque uniquement par des Strombidés dont *Harpagodes incertus* d'Orb. (dét. D. Mongin) ;

- un terme (c) (20 m environ), ensemble de marnes grises à Ostréidés beaucoup moins fréquentes que précédemment dans le terme (a), qui comporte successivement :

- une barre massive (2 m) de calcaires beiges à grains fins, très riche en grands Lituolidés représentés par *Pseudochoffatella algeriana* Peybernès, Ciszak et Calvez (pl. 10, fig. 10-12 et pl. 11) qui est une espèce récemment décrite dans cette localité (Peybernès, Ciszak et Calvez, 1984). Ces Lituolidés sont associés à *Cuneolina* gr. *pavonia-parva*, à des Algues (dont *Neomeris cretacea* Steinman et *Marinella lugeoni*), à des tubes d'Annelides, des radioles et des plaques d'Echinides, et des Ostracodes ;

- des calcaires micritiques à tubes d'Annelides, Ostracodes et Echinodermes ;

- des calcaires micritiques en voie de dolomitisation, à Milioles et petits Gastéropodes.

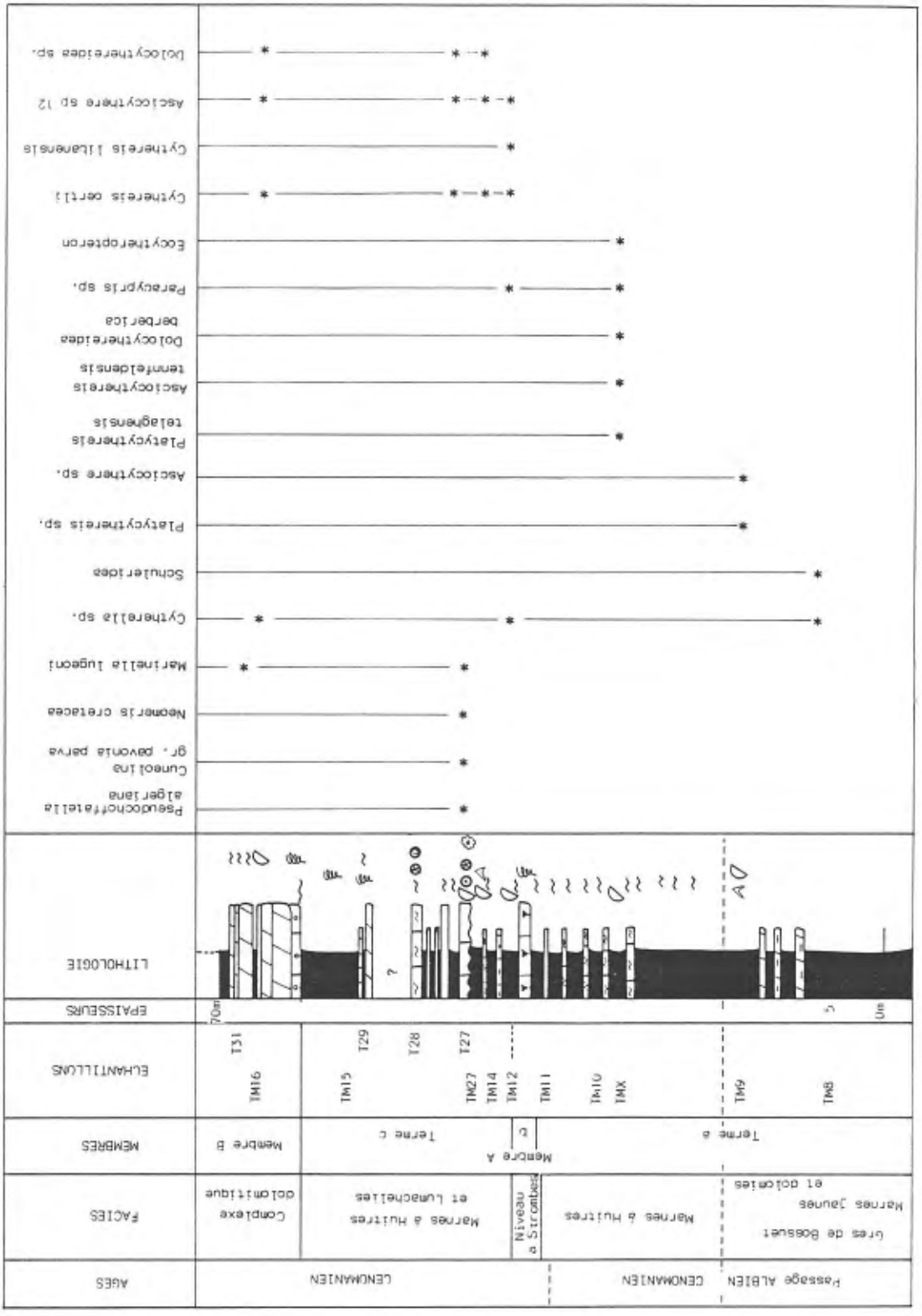



Fig. 59 - Le Cénomanien dans le Djebel Cheguiga

Les marnes (TM 12, 14, 27) contiennent des Ostracodes : *Cythereis (Rehacythereis) cf. libanensis* (Bischoff) (pl. 8, fig. 17), *Cythereis (R.) aff. oertlii* (Bischoff) (pl. 8, fig. 18), *Asciocythere sp.* 12 (pl. 7, fig. 7), *Dolocytheridea sp.* 14 (pl. 7, fig. 11), *Cytherella sp.*, *Paracypris sp.* (dét. R. Damotte) et des dents de poissons.

b) un membre B (8-10 m), formé essentiellement de dolomies massives, qui renferme encore *Marinella lugeoni* (T 31). Les interlits marneux présentent des fragments d'Ostréidés et quelques Ostracodes mal conservés d'espèces déjà récoltées dans le niveau TM 14 sous-jacent et *Cytherella sp.* Il constitue le sommet de la série ici affleurante.

**- Coupe du Djebel Mouidane** (fig. 60)

Sur la feuille de Zegla au 1/50 000, la coupe SE-NW a été observée sur le versant sud du Djebel Mouidane (cote 1339, vers X = 213, Y = 163,7 MTU). La formation affleure sur 120 m comptés à partir du sommet des couches versicolores de la formation des Grès de Bossuet. Il s'agit essentiellement d'un ensemble où alternent des marnes et des dolomies. On y reconnaît les unités lithologiques déjà définies dans la coupe synthétique du Djebel Tenfeld.

- Le membre A (65 m) comporte la succession suivante :

. des marnes claires vert-jaunâtre (25 m), entrecoupées vers la base de lumachelles très dures et de dalles de dolomies à surface supérieure ferrugineuse déterminent des séquences métriques de rétrogradation. Un banc lumachellique moins dolomitisé contient des Nérinées, des Ostréidés, des fragments d'Echinodermes et de Bryozoaires ainsi qu'une association de Lituolidés (*Pseudochoffatella algeriana, Charentia sp.*) et des Algues (*Acicularia sp.* , *Boueina*) :

. un terme à dominante dolomitique admettant des interlits marneux (10 m) ;

. un terme à dominante marneuse (30 m), jaunâtre, alternant vers le sommet avec des dolomies massives ou en dalles. La macrofaune relevée dans un des bancs plus calcaire réunit des Gastéropodes (Cérithidés) et des Cardiidés ;

- Le membre B est représenté par une assise dolomitique (5-8 m) ;

- Le membre C (35 m) est constitué de marnes à fragments épais d'Ostréidés, alternant dans les 10 derniers mètres avec des calcaires lumachelliques à Huîtres et Gastéropodes.

Un banc de calcaires blancs, zoogène, couronne la série. La macrofaune comporte sutout des Lamellibranches, à valves brisées ou sous forme de moules internes (Astartidés, Inocérames, Ostréidés) et des Echinodermes (Crinoïdes et Echinides). Le microfaciès est une micrite à grains de quartz (10-20%) contenant des Ostracodes et des bioclastes divers. Ce

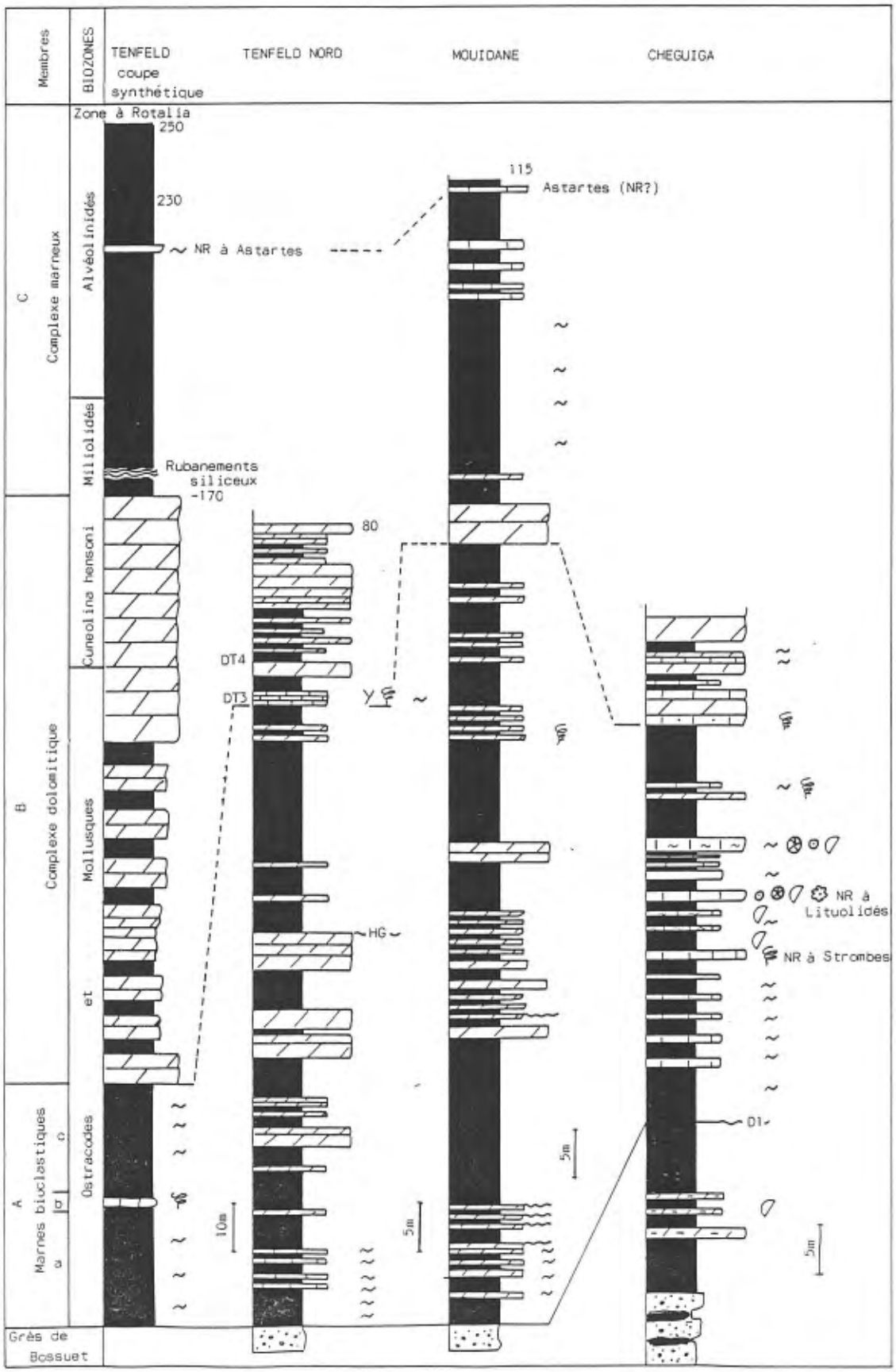



Fig. 60- Essai de corrélations stratigraphiques du Cénomanien dans les Monts de Daïa

banc pourrait représenter le "niveau repère à Astartes", d'extension régionale, indiqué par Auclair et Biehler (1967).

**- Coupe du Djebel Tenfeld, versant nord** (fig. 60)

La coupe NS est levée sur le versant nord du Djebel Tenfeld jusqu'à la cote 1319 (feuille de Zegla au 1/50 000, X = 236,2, Y = 168,25 MTU). Elle porte sur une centaine de mètres d'affleurements qui sont loin de représenter les 310 m de la formation estimés par Auclair et Biehler sur le versant sud. Au-dessus des Grès de Bossuet, la série peut être découpée de la façon suivante :

- un membre A au sein duquel se succèdent :

. 20 m de marnes verdâtres entrecoupées de 4 bancs lumachelliques à Ostréidés ;

. 20 m environ de marnes dolomitiques et des dolomies massives, associées en séquences métriques négatives s'achevant par un hard-ground ferrugineux ;

. un intervalle à dominante marneuse (25 m) avec deux petits bancs calcaires vers le sommet (DT3, DT4) renfermant des fragments de Lamellibranches (Ostréidés et Astartidés) et de Gastéropodes ; les lames minces montrent *Marinella lugeoni*, des Ostracodes et des clastes de Bryozoaires dans un ciment micritique.

- un membre B (15 m environ) montre des dolomies massives en gros bancs ou en dalles entrecoupées d'interlits marneux centimétriques.

**Essai de corrélations stratigraphiques** (fig. 60)

Des trois coupes précédemment décrites, seule celle du Djebel Mouidane permet de retrouver les faciès des trois ensembles lithostratigraphiques mis en évidence par Auclair et Biehler dans le Djebel Tenfeld, et cela sur 1/3 environ des 300 m (?) que compterait la "formation carbonatée". Par ailleurs, on peut constater :

- l'homogénéité des dépôts d'une coupe à l'autre ;

- la présence de niveaux repères à l'échelle des Monts de Daïa ; il s'agit d'une part des calcaires rognoneux à Strombidés, situés à l'Est comme à l'Ouest du massif à 25 m environ du mur du membre A, et d'autre part des calcaires blancs à Astartidés dans le membre C,

- la dolomitisation qui paraît affecter les niveaux de plus en plus anciens de l'Ouest vers l'Est. Ainsi, la coupe du Djebel Cheguiga peut servir de référence pour le membre A, grâce aussi à l'abondance de nouvelles espèces d'Ostracodes et à l'existence de grands Lituolidés comme *Pseudochoffatella algeriana*.

**Age de la formation** (Albien supérieur - Cénomanien moyen)

Les membres A et B coïncident en grande partie (135 m sur 170 m) avec la "biozone à Ostracodes et Mollusques" de Macoin (1965, *in* Auclair et Biehler, 1967). Oertli (Notice de la feuille de Zégla au 1/50 000, 1967) propose un âge "albien possible" pour cette unité biostratigraphique, basé sur la présence des deux espèces de *Cythereis* et notamment *C. cf. btaterensis immunicostata* décrite par Bischoff dans l'Aptien supérieur du Liban [et déjà recueillie dans le membre (b) des Calcaires de Zigyne].

La coupe du Djebel Cheguiga permet d'apporter plus de précisions sur l'âge du membre A :

- dans le terme (a), les "marnes lumachelliques à Ostréidés" renferment de nouvelles espèces d'Ostracodes non retrouvées ailleurs dans des séries bien datées ; il s'agit d'*Asciocythere tennfeldensis* Damotte, *Dolocytheridea berberica* Damotte et *Platycythereis telaghensis* Damotte. Nous avons proposé (Peybernès, Ciszak, Cugny et Damotte, 1984) de rapporter sans preuves décisives ce terme au Cénomanien en précisant qu'il pourrait inclure aussi l'Albien supérieur (*p.p.*) ;

- le banc calcaire (b) contient *Harpagodes incertus* d'Orb. , Gastéropodes que l'on retrouve dans le stratotype du Mans et dans les coupes bien datées du Cénomanien de Syrie et de Tunisie (Mongin, *in* litt.),

- le terme (c) renferme *Cythereis (Rehacythereis) cf. libanensis* et *C. (R.) aff. oertlii*, deux formes voisines des espèces décrites par Bischoff dans l'Albien et à la base du Cénomanien du Liban (Damotte, 1984). Ces deux taxons sont maintenant reconnus dans le Cénomanien du domaine prétellien en Algérie.

Le membre B ("complexe dolomitique") rappelle les grandes assises dolomitiques présahariennes connues en Tunisie (Cherchi et Schroeder, 1976), ou atlasiques décrites au Maroc (Canérot, Durand-Delga, Peybernès, Rahhali et Rey, 1984), représentant le Cénomanien déjà élevé.

Le membre C recouvre la "zone à *Ovalveolinea sp.* et *Prealveolina sp.*" définie par Macoin (1967). Ces deux Foraminifères que nous n'avons pas retrouvés, apparaissent dès la partie moyenne de l'étage. Nous proposons donc de rattacher ce membre au Cénomanien moyen, supérieur non exclu, sur ces considérations uniquement paléontologiques.

## - Stratigraphie séquentielle et corrélations avec les cycles eustatiques

La sédimentation mésocrétacée dans les Monts de Daïa correspond, à l'Albien, au flux important de matériel terrigène vraisemblablement entretenu par un réseau fluviatile dense, puis à l'installation progressive d'un régime marin au cours duquel se reconstitue la plate-forme carbonatée.

### • *Séquences de dépôt dans les Grès de Bossuet* (Albien)

#### *Environnements*

La Formation des grès de Bossuet traduit une première phase de sédimentation, à la fois soumise aux fluctuations eustatiques à l'échelle globale et contrôlée par des mouvements distensifs qui affectent le bassin externe tellien.

Les grès rouges à stratifications obliques et à dragées de quartz représentent des environnements fluviatiles ou médiodeltaïques. Les argiles vertes à chenaux microconglomératiques sont interprétées comme des dépôts de plaines d'inondation ou de marais maritimes (Peybernès, Ciszak, Cugny et Damotte, 1984). Ces dépôts s'effectuent sur une vaste plate-forme homoclinale s'abaissant vers le Nord où l'éloignement du rivage se traduit par des traces de glauconie (signalées par Auclair et Biehler, 1967) dans les grès de la base de la formation.

#### *Cortèges sédimentaires*

Les séquences de dépôt n'ont pas été mises en évidence. Toutefois on peut penser que les cortèges de bas niveau marin (vraisemblablement les mieux exprimés, à l'échelle de la série) se sont développés en même temps que les séquences turbiditiques albiennes dans le bassin tello-rifain plus septentrional.

#### *Discontinuités*

Les limites lithologiques de la formation coïncident avec une modification des conditions de dépôt ; il s'agit de discontinuités :

- à la base, la discontinuité qui interrompt la séquence supérieure de dépôt des Calcaires de Zigyne est de type 1 (au sens de Vail) ; elle traduit une baisse brutale du niveau de la mer qui se manifeste par l'arrêt de la sédimentation carbonatée et la reprise d'une sédimentation silici-clastique d'origine fluviatile. Elle serait datée de 108,2 Ma sur la charte de Haq et *al.* (1987).

- au sommet, il s'agit d'une discontinuité de type 2 ; son âge 96,5 Ma (sur la charte de Haq et *al.* , 1987) est déduit de l'organisation séquentielle des dépôts de la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld. Elle interrompt la séquence de dépôt correspondant au cycle eustatique ZC 2.1. Cette séquence serait, au Djebel Cheguiga, constituée par le prisme de haut niveau marin dont le cortège sédimentaire comporte au-dessus des derniers bancs gréseux de la formation, des dolomies gréseuses et des argiles subcontinentales organisées en séquences mineures de comblement. Dans ce schéma, la limite "historique" de la Formation des grès de Bossuet (*sensu* Auclair et Biehler, 1967) "placée au sommet du dernier banc gréseux" ne coïnciderait pas avec une limite de séquence de dépôt.

### • *Séquences de dépôt dans la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld*

L'intégration des données précédentes montre que les trois membres qui constituent la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld forment apparemment trois séquences de dépôt successives (figure 61) :

- Les deux premières séquences (S1 et S2) sont définies à partir des observations acquises dans le Djebel Cheguiga où la série cénomanienne correspond globalement au membre des "marnes bioclastiques" (A) de la "formation carbonatée" au Djebel Tenfeld ; elles traduisent les fluctuations eustatiques dans un domaine toujours très proximal, nettement infralittoral (Peybernès, Ciszak, Cugny et Damotte, 1984) ;

- la troisième (S3) est interprétée d'après les corrélations lithostratigraphiques qu'il est possible d'établir entre les parties supérieures des quatre coupes précédentes, à l'échelle des Monts de Daïa.

#### - *La séquence de dépôt S1*

Elle associe les termes (a), (b) et les premiers niveaux de (c) ; elle évolue sur une plate-forme proximale dans la zone subtidale, où les conditions paléoenvironnementales favorisent la prolifération des Ostréidés alors que le fond est meuble et argileux ;

- le cortège transgressif correspond aux alternances calcaires bioclastiques / marnes lumachelliques à Ostréidés et à Ostracodes du terme (a), associés en séquences mineures calcaires --> marnes avec un fond durci à la surface des calcaires. Ces paraséquences traduisent une tendance générale transgressive.

Il est couronné par le calcaire crayeux à Strombidés [terme (b)] que la présence constante à l'échelle régionale permet d'assimiler à un intervalle condensé isochrone ;

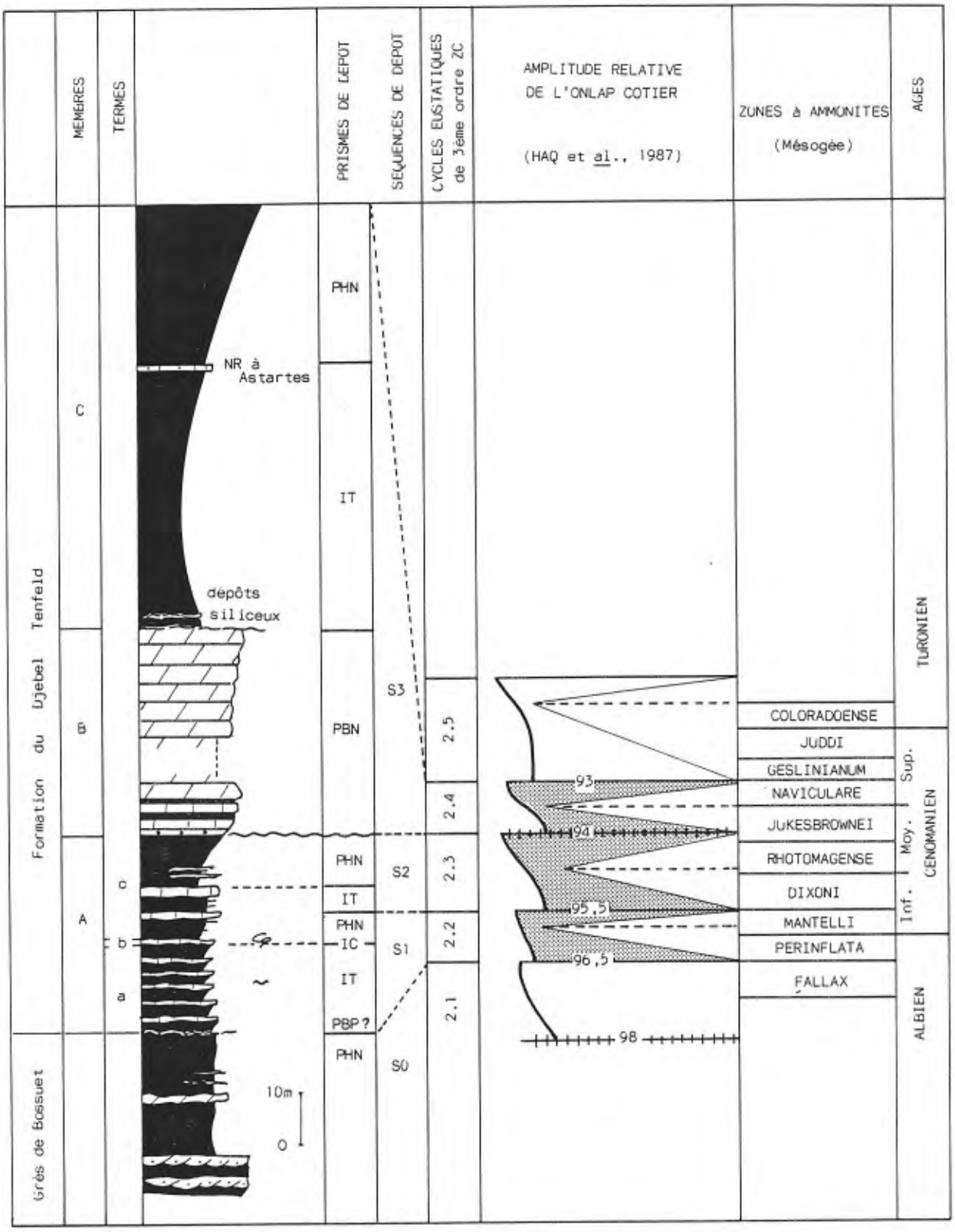



Fig. 61 - La Formation carbonatée du Djebel Tenfeld; cortèges sédimentaires et corrélations avec les cycles eustatiques

- le cortège de haut niveau marin comporte l'intervalle argileux sus-jacent, à la base du terme (c) ; nous le limiterons par une discontinuité située sous la barre des calcaires à grands Lituolidés.

### *- La séquence de dépôt S2*

Elle est formée par la partie supérieure du terme (c) :

- l'intervalle transgressif est formé par les séquences mineures : calcaires bioclastiques (ou à stratifications obliques) --> marnes, où dominent les faciès bordiers de haute énergie ; dans les calcaires, la biophase est riche en Algues et en Echinides et suggère l'installation d'une mer ouverte ;

- les dernières passées argileuses au sommet du membre A font éventuellement partie d'un prisme de haut niveau marin.

### *- La séquence de dépôt S3*

- le prisme de bas niveau marin d'une troisième séquence de dépôt réunit les séquences mineures marno-calcaires au sommet de la série du Cheguiga ; ces séquences ont été aussi identifiées dans les dolomies achevant la série "Tenfeld-Nord" (fig. 60) corrélées avec le "complexe dolomitique" (membre B). Ces séquences se sont mises en place dans des conditions infralittorales de haute énergie favorables à la prolifération d'une macrofaune à Lamellibranches, Gastéropodes et Bryozoaires associée à des Foraminifères benthiques (Cunéolines) et à des Algues. Il s'achève, au Djebel Tenfeld par une succession (50 m) de bancs massifs de dolomies, à rares intercalations de niveaux calcaires (Auclair et Biehler, 1967).

- L'intervalle transgressif correspond aux alternances marnes-calcaires lumachelliques à Ostréidés de la base du membre C, au Djebel Mouidane ; celui-ci inclurait aussi, les niveaux siliceux du Djebel Tenfeld.

Le maximum de recouvrement par la mer est atteint, selon nous, lors du dépôt des calcaires blancs à Astartes, ce niveau repère, isochrone à l'échelle régionale, étant interprété comme l'intervalle condensé ;

- le prisme de haut niveau marin est représenté par la partie supérieure du "complexe marneux" (membre C) dans la coupe synthétique du Djebel Tenfeld. La sédimentation traduit une évolution vers des environnements médiolittoraux (calcaires graveleux) ou même lagunaires (calcaires argileux fétides) (Auclair et Biehler, 1967) ; seule l'apparition des Rotalidés dans les niveaux supérieurs suggère des communications faciles avec la mer ouverte (rampe homoclinale).

**• Corrélations avec les cycles eustatiques de 3ème ordre**

En l'état actuel des connaissances qui rendent compte d'un étalonnage biostratigraphique insuffisemment précis, il n'est pas aisé de mettre en corrélation les séquences de dépôt définies dans le Djebel Cheguiga avec les cycles eustatiques de la charte de Haq et *al.* (1987). Toutefois les auteurs (Auclair et Biehler, 1967 ; Peybernès, Ciszak, Cugny et Damotte, 1984) s'accordent à reconnaître l'âge cénomanien de la "série carbonatée du Djebel Tenfeld" et n'excluent pas un début de sédimentation dès l'Albien supérieur. Dans cette hypothèse, la séquence inférieure S1 se serait déposée lors du cycle de troisième ordre ZC 2.2 (celui qui débute juste avant la limite Albien-Cénomanien) , et la séquence S2 lors du cycle ZC 2.3 (Cénomanien inférieur à moyen) de la charte de Haq et *al.* (1987).

*En conséquence, ce serait la discontinuité de type 2 datée à 96,5 Ma qui limiterait la Formation des grès de Bossuet ; l'âge cénomanien inférieur des calcaires à Strombidés coïncidant avec l'intervalle condensé de la séquence S1 serait précisé à 95,75 Ma.*

La séquence S3, tronquée apicalement, se serait déposée pendant le cycle ZC 2.4 (Cénomanien moyen à supérieur) ; elle est séparée de S2 par une discontinuité majeure de type 1 datée à 94 Ma placée à la base du "complexe dolomitique" (membre B).

## b.2- Monts de Frenda

Welsch (1890) y a soigneusement décrit de nombreuses coupes et établi un découpage lithostratigraphique du Crétacé moyen fondé sur des associations d'Ostréidés.

Nous avons proposé récemment (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986) une interprétation de l'évolution séquentielle et paléoenvironnementale de la sédimentation mésocrétacée dans ce secteur. Les travaux de Vail et *al.* (1987) nous conduisent maintenant à affiner certains aspects de cette interprétation.

### - Analyse stratigraphique

Le Crétacé moyen des Monts de Frenda est décrit à partir de coupes relevées dans le Djebel Cheurfa, dans l'Oued Louhou et dans la vallée de l'Oued Mina (au marabout de Sidi-Ouadah), respectivement à l'Ouest, dans la partie centrale et à l'Est du massif (fig. 62).
Il comporte trois formations superposées :

- la Formation des argiles de Sidi Ouadah (Albien probable) (15-100 m) ;
- la Formation du Djebel Cheurfa (Cénomanien) (150-160 m) ;
- la Formation de l'Oued Freaou (Turonien inférieur et moyen) (100-110 m).

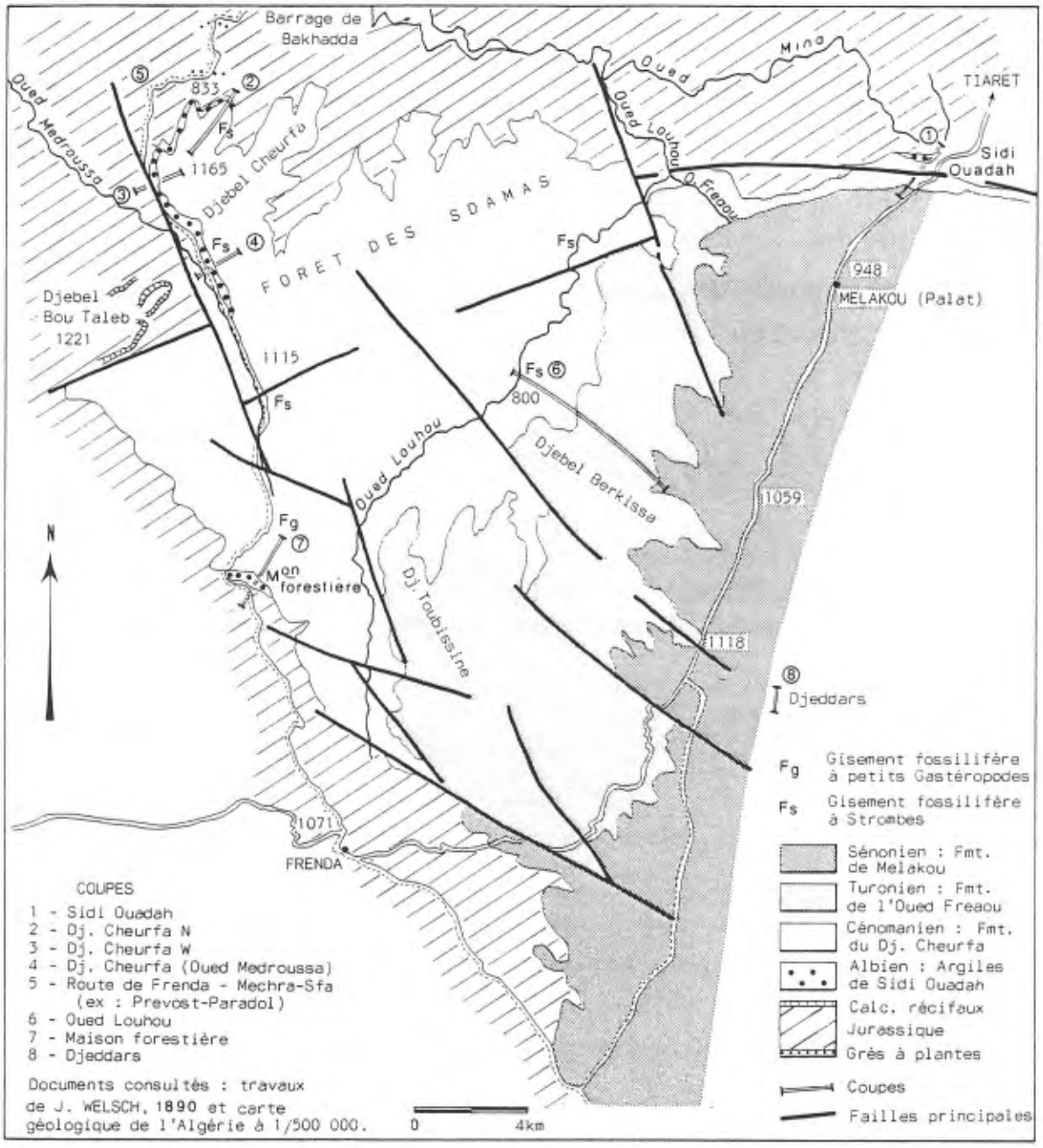



Fig. 62- Carte géologique simplifiée des Monts de Frenda

## • Formation des argiles de Sidi Ouadah (Albien)

### Définition

Cette formation porte le nom du marabout de Sidi Ouadah, sur l'ancienne route Tiaret - Frenda, dans le secteur duquel elle affleure particulièrement bien (feuille de Prévost-Paradol au 1/50 000; vers X = 370,5, Y = 222 MTU). Nous l'avons aussi observée le long de coupes levées sur le flanc nord (vers X = 444,5, Y = 224,5) et sur le flanc ouest du Djebel Cheurfa (fig. 62).

### Limites

La limite inférieure, sur le flanc nord du Djebel Cheurfa (coupe 2, fig. 62) est un hard-ground ferrugineux couronnant un niveau de calcaires rouges à Nérinées qui constitue le sommet d'une assise à oncolithes datée du Berriasien moyen (cf. précédemment) ; ailleurs, elle est peu nette, c'est une surface en apparente conformité avec les Marno-calcaires de l'Oued Mina du Berriasien inférieur (Ghali, 1985). Sa limite supérieure est une discontinuité soulignant la base des marnes lumachelliques cénomaniennes sus-jacentes.

### Epaisseur

Elle est évaluée à 100 m environ dans la localité-type, de 20 à 40 m dans les autres affleurements;

### Lithologie

- Dans la coupe de Sidi Ouadah (coupe 1, fig. 62), il s'agit d'une alternance de pélites plus ou moins argileuses grises, à lie-de vin, et de grès grossiers ou fins, de teinte claire vers la base, ocres et roux vers le sommet, à stratifications parallèles ou obliques ;

- Sur le flanc nord du Djebel Cheurfa (coupe 2, fig. 62), on observe de bas en haut ; des pélites lie-de-vin (2-3 m), des grès rouges à stratifications parallèles (2 m), des pélites versicolores (10 m), des grès rouges à stratifications obliques.

Les pélites admettent des petits bancs gréso-dolomitiques et une mince intercalation de calcaire blanc crayeux, fin, qui renferme dans un fond micritique à structures fenestrées, de nombreux Ostracodes lisses, des oogones de Charophytes, des Algues avec *Terquemella sp.* , et *Marinella lugeoni* Pfender ;

- le long du versant ouest du Djebel Cheurfa (coupes 3 et 4, fig. 62), il s'agit de quelques bancs de grès roux et d'argiles rouges, organisés en séquences métriques de type fluviatile, débutant par des horizons à graviers.

### Attribution stratigraphique

L'absence de marqueurs stratigraphiques ne permet pas de datation précise ; Welsch (1890) attribue ces "couches argilo-gréseuses bariolées, de position douteuse" au "Gault inférieur ou à l'Aptien".

Ghali (1984), puis Benest et Ghali (1985), mettent cette formation en corrélation avec les Argiles de Ghriss déjà attribuées au Berriasien moyen, et la considèrent comme en continuité stratigraphique sur les Marno-calcaires de l'Oued Mina datés du Tithonique-Berriasien inférieur.

Nous (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986) rapportons les Argiles de Sidi Ouadah à l'Albien en nous fondant sur la similitude séquentielle et paléoenvironnementale avec les Grès de Bossuet des Monts de Daïa, et sur la coupure nette observée avec le Tithonique-Berriasien sous-jacent (discontinuité majeure déjà observée par Welsch (1890, p. 147). Signalons aussi la présence d'une lentille calcaire à *Marinella lugeoni*, microorganisme connu à partir de l'Hauterivien.

### • Formation du Djebel Cheurfa (Cénomanien)

#### Description

La formation est décrite à partir de la coupe de Sidi Ouadah (au marabout de Sidi Ouadah), la plus complète, qui sert donc de référence, et des coupes annexes du Djebel Cheurfa et de l'Oued Louhou.

**- Coupe de Sidi Ouadah** (localisation, fig. 62, coupe 1)

Au dessus de la Formation des argiles de Sidi Ouadah, la Formation du Djebel Cheurfa présente de grandes similitudes avec la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld. Nous la découpons en quatre unités lithologiques (fig. 63).

a) le membre A, à dominante marneuse, comprend :

- le terme (a), 90 m, correspondant à un intervalle marneux dont les dix derniers mètres, les mieux exposés, admettent des intercalations minces de calcaires grumeleux blanchâtres, lumachelliques ;

Nous avons recueilli, dans les marnes, *Platycythereis cf. telaghensis* et *Asciocythereis tennfeldensis* Damotte. Ce terme se superpose à la zone à *Ostrea praelonga* (Sharpe) de Welsch (1890, p. 107).

- un petit (0,50 m) banc crayeux, terme (b), pétri de Strombidés ;

- le terme (c), 15-20 m, est un ensemble lumachellique de marnes jaunâtres et de marno-calcaires gréseux à Ostréidés (zone à *Ostrea conica auct.* , de Welsch, 1890). Il renferme aussi de petits bancs de calcaires mudstones à Serpulidés, fragments de Gastéropodes, d'Echinodermes, associés à *Pseudochoffatella algeriana* Peybernès, Calvez et Ciszak, *Cuneolina* gr. *pavonia-parva*, *Marinella lugeoni* Pfender, *Neomeris cretacea* Steinmann

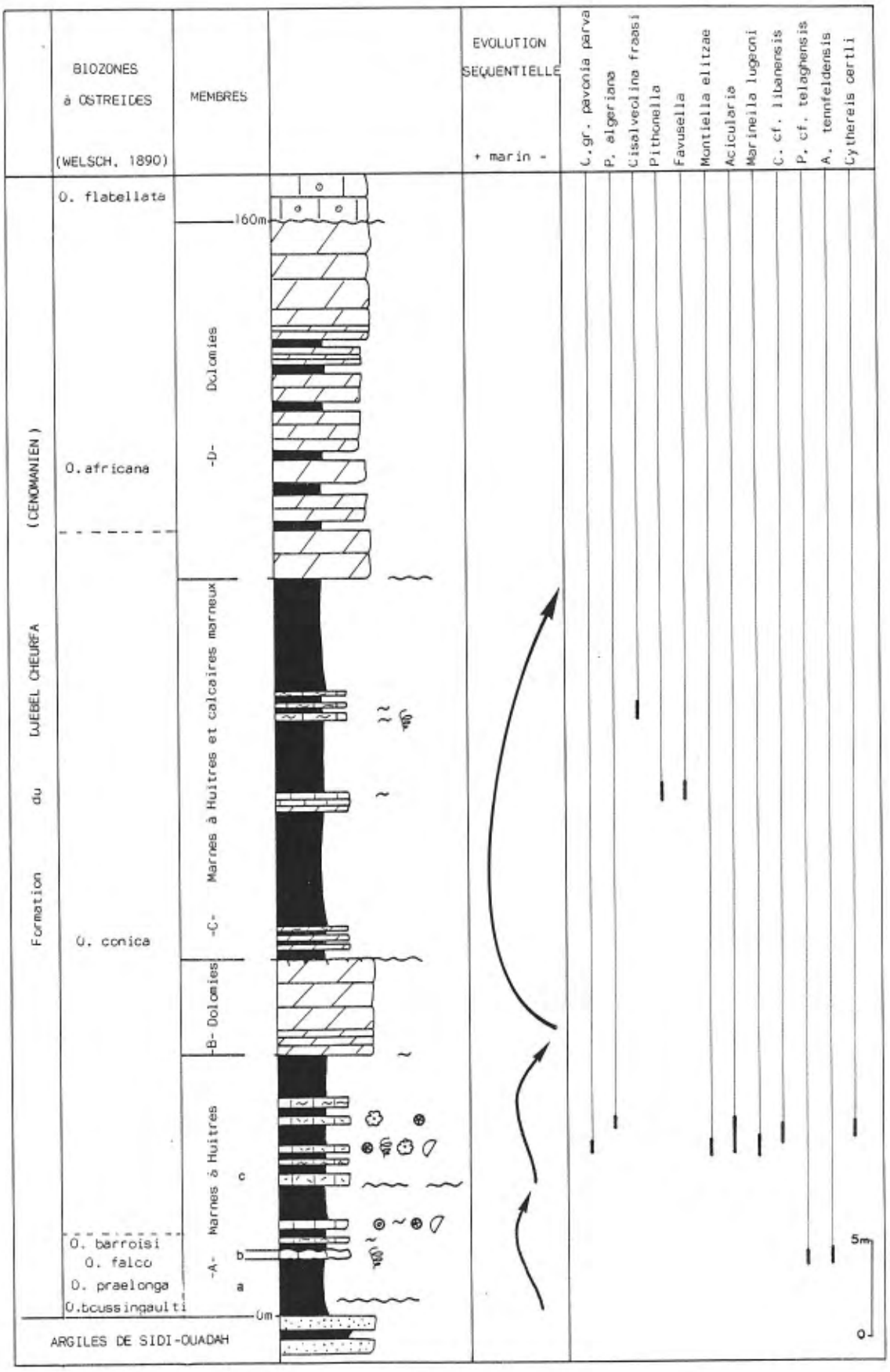



Fig. 63 - La Formation du Djebel Cheurfa dans la coupe de Sidi-Ouadah

et *Acicularia sp.* Les marnes ont livré *Cythereis cf. oertlii* Bishoff et *Cythereis cf. libanensis* Bishoff.

b) le membre B (5-6 m) azoïque présente de gros bancs de dolomies rousses à la base, des dolomies massives jaunes au sommet couronnées par une surface durcie.

c) le membre C (20-25 m) correspond à des marnes à Ostréidés [zone à *Ostrea conica* de Welsch (1890)] et des lumachelles qui deviennent de plus en plus dolomitiques. Un banc induré renferme *Cisalveolina fraasi* (Reichel) et des taxons de mer ouverte tels que des Pithonelles et *Favusella sp.*

d) le membre D (20-30 m), intensément dolomitique, ne contient aucune faune. On y reconnaît successivement : une première barre de dolomie (2,5 m) ; une alternance, de 10 à 15 m d'épaisseur, de marnes bleues, jaunes ou lie-de-vin et de petits bancs de dolomies (zone à *Ostrea africana* Lamk. de Welsch, 1890) ; une seconde barre de dolomies massives puis en dalles limitées par une discontinuité. Cette discontinuité sommitale est soulignée par une surface de ravinement sous un horizon calcaire très riche en débris organiques, notamment des Bivalves (zone à *O. Flabellata* d'Orb. de Welsch, 1890), et des calcaires oolithiques à cachet externe.

**- Coupes du Djebel Cheurfa**

Sur le flanc nord du Djebel Cheurfa (localisation, fig. 62, coupe 2), on retrouve au dessus de la Formation des argiles de Sidi Ouadah une succession lithologique comparable (fig. 64).

a) le membre A (30 m environ) est ici constitué par :

- le terme (a), 15-20 m ; ce sont des marnes à Ostréidés comportant de minces intercalations de lumachelles gréseuses et un banc de calcaire massif, mudstone bioclastique à *Acicularia sp.* , *Marinella lugeoni*, Gastéropodes et Echinodermes.

Au sommet s'observent deux petits bancs (3 m) de calcaires noduleux, à Strombidés, séparés par un interlit décimétrique marneux ; ils constituent le terme b ;

- le terme (c) (8 m) ; il s'agit de marnes admettant une intercalation de calcaires wackestones, en dalles, qui contiennent outre des Orbitolinidés indéterminables, *Charentia cuvillieri* Neumann, *Mayncina d'orbignyi* Neumann, *Montiella elitzae* (Bakalova), *Acicularia sp.* , *Neomeris cretacea* Steinmann, *Trinocladus tripolitanus* Raineri, *Marinella lugeoni Pfender*, des Gastéropodes et des radioles d'Oursins.

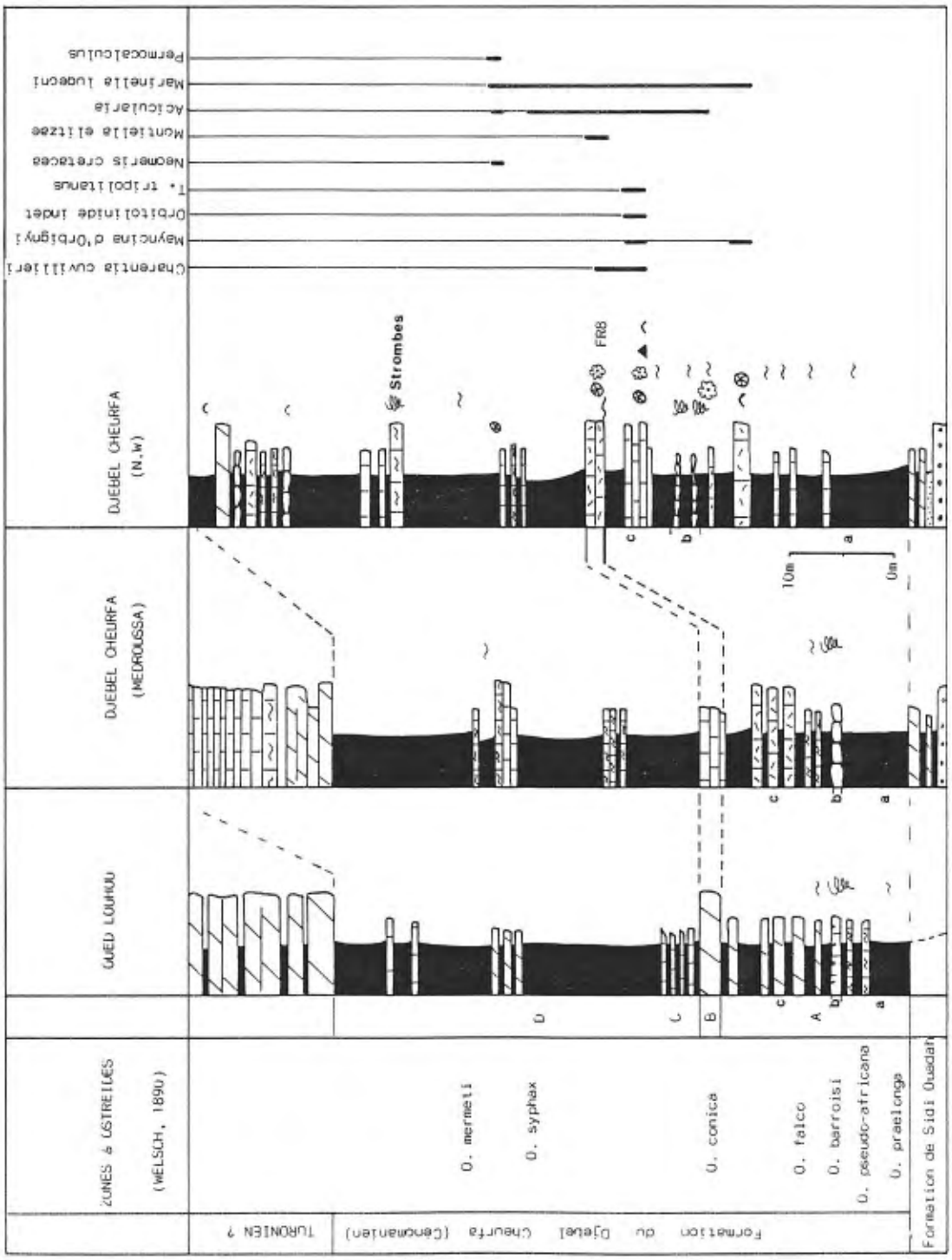



Fig. 64 - Comparaisons entre les coupes de la Formation du Djebel Cheurfa (Cénomanien)

b) le membre B (2-3 m) se limite à une barre massive de calcaires fins (biopelmicrites) à Dasycladacées, *Charentia cuvillieri* Neumann et débris d'Echinides (niveau FR 8) ;

c) le membre C (40-45 m) est un complexe de marnes bleues, à Ostréidés, présentant des intercalations de calcaires marneux associés en petits bancs souvent lumachelliques : à la base, ils renferment des Dasycladacées ; dans la partie moyenne, on y trouve des Strombidés et des débris d'Echinides ; au sommet, ce sont des calcaires packstones à Textulariidés et débris d'Echinides. Les marnes fournissent des Exogyres bien conservées et des Pectinidés ;

d) le membre D : latéralement vers le Sud (flanc ouest du Djebel Cheurfa, loc. fig. 62, coupe 3) une masse dolomitique (15-20 m) couronne l'intervalle marneux C et forme la crête du Djebel Cheurfa. On y reconnaît des dolomies en dalles claires suivies par des calcaires marneux bleus parfois lumachelliques, dolomitisés et se débitant en plaquettes centimétriques (10 m).

- **Coupe de l'Oued Louhou** (loc. fig. 62, coupe 6)

Au coeur du Djebel Cheurfa, les versants est et ouest de la vallée de l'Oued Louhou présentent les mêmes faciès qui s'enchaînent dans une succession analogue à celle du Djebel Cheurfa. En nous appuyant sur l'excellente description de Welsch (1890, p. 131), nous en proposons le découpage schématique suivant (fig. 64) :

a) le membre A, constitué par :

- le terme (a) (quelques mètres) ; ce sont des marnes bleutées, à Ostréidés (*Ostrea praelonga* Sharpe, *Ostrea boussingaulti* d'Orb. , etc.), creusées par l'Oued Louhou et surmontées par une assise calcaire pétrie de Strombidés. Cette dernière assise qui constitue le terme (b), variant de quelques centimètres à un mètre d'épaisseur, se retrouve dans la même position au sein du membre A, avec une régularité constante, sur plusieurs kilomètres de part et d'autre de l'Oued Louhou ; on peut la considérer comme un intervalle condensé isochrone.

- le terme (c) est une alternance de marnes jaunes et de petits bancs calcaires grumeleux lumachelliques (base de la zone à *Ostrea conica* , de Welsch, 1890) ;

b) le membre B ; il s'agit de calcaires massifs ou en dalles (10-20 m) (zone à *O. Conica*, de Welsch, 1890) ;

c) les membres C et D (35-40 m) sont marnes bleues, à jaunâtres, interrompues par des calcaires marneux dolomitisés dans la partie moyenne ; Welsch (1890) y reconnaît les zones à *O. flabellata* (signe le membre D dans la coupe de Sidi Ouadah), *O. syphax* Coq. et *O. mermeti* Coq. (Cénomanien supérieur) ;

d) la série s'achève par des calcaires en dalles ou en plaquettes en grande partie dolomitisés (une dizaine de mètres) ; Welsch (1890, p. 132) les rapporte sans preuves au Turonien.

- **En amont de l'Oued Medroussa** (loc. fig. 62, coupe 7), la route de Frenda à Mechra-Sfa (ex-Prévost-Paradol) recoupe successivement vers le Nord, les Argiles de Sidi Ouadah, puis la Formation du Djebel Cheurfa largement dolomitisée. Les marnes alternant avec des dolomies rendent le découpage de la série, malaisé ; on y relève toutefois, au sommet, de nombreux petits bancs lumachelliques et notamment un banc repère (Fg), centimétrique à petits Gastéropodes turriculés, quasiment jointifs.

#### Attribution stratigraphique

La Formation du Djebel Cheurfa est attribuable, comme la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld, au Cénomanien, mais débuterait déjà dans le Vraconien. Cette attribution est confortée par les nombreuses analogies que l'on peut relever entre les deux séries ; ainsi, cette formation est constituée par la superposition d'unités lithologiques comparables à celles du Djebel Tenfeld et témoignent des mêmes conditions de dépôt :

- le membre A (marnes bioclastiques) a gardé la même épaisseur (60 m) dans les Monts de Daïa et dans les Monts de Frenda. On y reconnaît les mêmes faciès distribués dans les trois termes successifs : les marnes à *Platycythereis cf. telaghensis* et *Asciocythereis tennfeldensis* [terme (a)], et le calcaire à Strombidés [terme (b)] qui constitue donc un niveau repère à l'échelle régionale ; les marnes à *Cythereis cf. oertlii* et *Cythereis libanensis* alternant avec des calcaires à *Pseudochoffatella algeriana* et *Neomeris cretacea* [terme (c)] ;
- le membre B correspond aussi à un complexe dolomitique ;
- le membre C intègre les marnes supérieures à Alvéolinidés, avec *Cisalveolina fraasi* (Reichel) dans les Monts de Frenda, qui signe le Cénomanien supérieur ;
- le membre D, dolomitique, n'apparaît pas dans le Djebel Tenfeld.

### • Formation de l'Oued Freaou (Turonien)

#### Définition

Le nom de cette formation (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986) provient de celui d'un affluent de l'Oued Louhou à la cote 686 (X = 360,7, Y = 221,25 ; sur la feuille de Prévost-Paradol au 1/50 000).

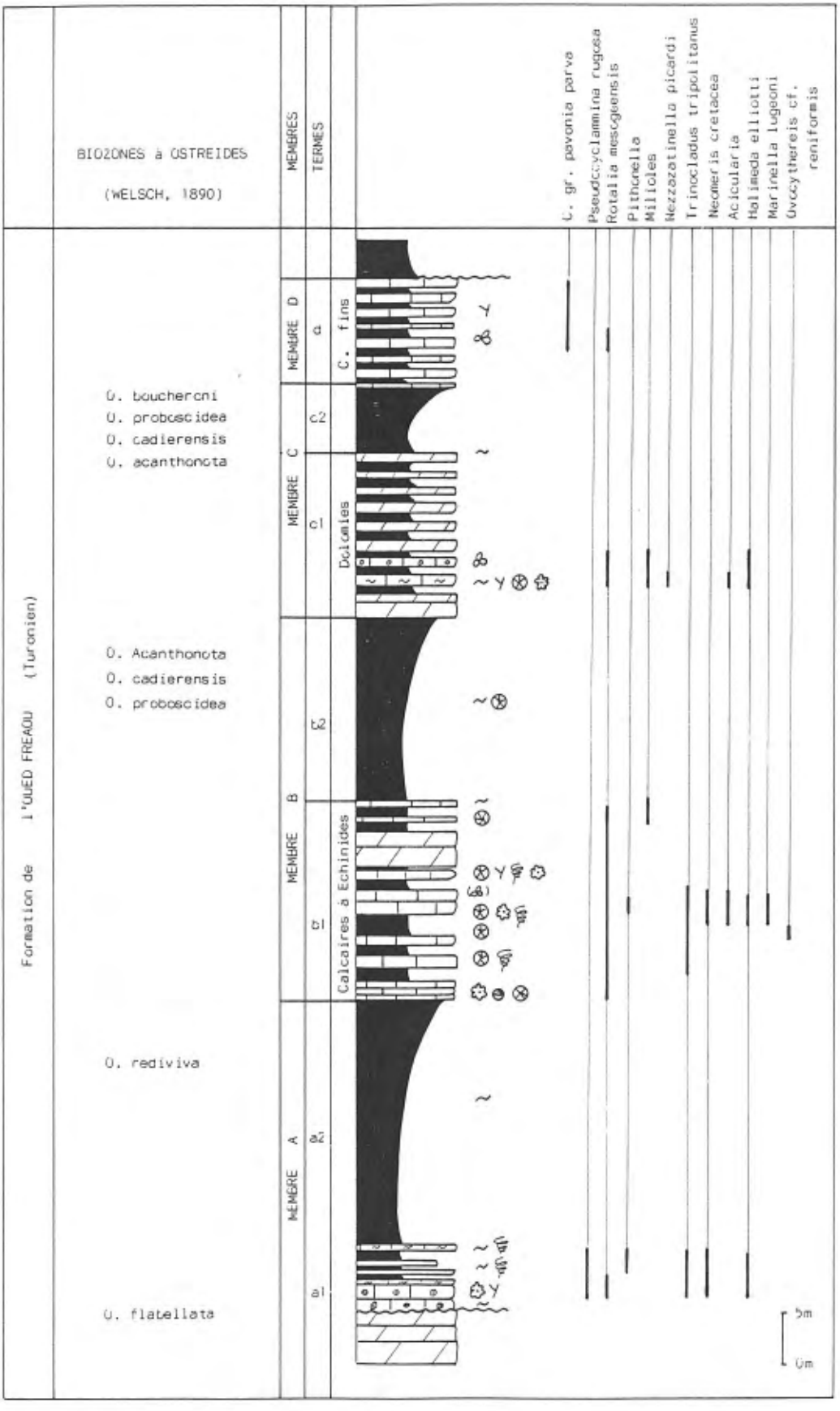



Fig. 65- La Formation de l'Oued Freaou (Turonien) dans la coupe de Sidi-Ouadah

**Limites**

Nous faisons débuter la Formation de l'Oued Freaou dans la coupe-type de Sidi-Ouadah (loc. fig. 62, coupe 1), par une surface de ravinement qui interrompt les dolomies cénomaniennes de la Formation du Djebel Cheurfa (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986).
La limite supérieure est une surface de discordance sous le Sénonien de Palat.

**Epaisseur**

Cette succession est parfaitement constante en faciès et en épaisseur (une centaine de mètres) sur l'ensemble du rebord occidental du plateau de Palat.

**Composition lithologique**

Dans ses travaux, Welsch (1890, p. 145) décrit pour les terrains concordants situés au dessus du "Cénomanien" et qu'il attribue au Turonien, la succession suivante :

- assise T1 : marnes jaunes à *Ostrea rediviva* Coq ;

- assise T2 : calcaires marneux à *Cerithium pustuliferum* Bayle, renfermant des lentilles récifales à "*Spherulites sharpei*" Bayle ; les Echinodermes (*Echinobrissus pseudominimus* Peron et Gauthier, *Cyphosoma delamareii* Bayle et *Hemiaster fourneli* Desh. sont nombreux à tous les niveaux ;

- assise T3 : marnes à *Ostrea proboscidea* d'Arch. et *Ostrea cadierensis* Coq. passant latéralement à des dolomies ;

- assise T4, épaisse de 50-80 m, à dolomies massives.

Nous distinguons pour cette formation quatre membres (A, B, C, D) déterminant sept termes successifs alternativement à dominante calcaire puis marneuse (fig. 65).

**Attribution stratigraphique**

Pour Welsch (1890), les marnes à *Ostrea rediviva* (membre A) relèveraient du Turonien inférieur mais pourraient débuter dans le Cénomanien supérieur ; les marnes de l'assise T3 (membre B) seraient attribuées au Turonien inférieur, et l'assise T4 (membres C et D) au Turonien supérieur.

La microfaune identifiée dans les calcaires (fig. 65) apportent quelques indications supplémentaires (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986) :

- Dans le terme (a1), *Halimeda elliotti* Conard et Rioult est une Udotéacée décrite dans le Turonien inférieur et moyen des Alpes maritimes ; elle est accompagnée de *Trinocladus tripolitanus* Raineri qui est une Dasycladacée connue dans le Cénomanien - Turonien de Lybie, et de *Pseudocyclammina rugosa* d'Orb. qui ne dépasse généralement pas le Cénomanien.

- Dans le membre B, *Ovocytheridea cf. reniformis* est un Ostracode du Turonien.

Ces données paléontologiques nous autorisent à attribuer les membres A, B, C, D au Turonien, cependant le terme de base (a1) pourrait encore relever du Cénomanien supérieur.

## - Stratigraphie séquentielle et corrélations avec les cycles eustatiques

### • *Séquences de dépôt dans la Formation du Djebel Cheurfa*

Les dépôts cénomaniens dans les Monts de Frenda s'organisent en séquences qui répondent aux fluctuations eustatiques déjà pressenties dans le domaine plus occidental des Monts de Daïa.

L'évolution verticale de la sédimentation est interprétée à partir de la série de Sidi Ouadah (fig. 66) et des corrélations stratigraphiques sont tentées entre les coupes du Cénomanien à l'échelle des Monts de Frenda (fig. 64).

### - *Séquences de dépôt S1 et S2*

Les termes du membre A forment deux séquences de dépôt selon le même schéma que les séquences définies dans le membre correspondant de la coupe du Djebel Cheguiga (fig. 61) :

- La séquence S1 s'articule autour du niveau repère à Strombidés [terme (b)] interprété comme un intervalle condensé pour son extension à l'échelle régionale ;

- La séquence S2 débute par les calcaires bioclastiques à grands Lituolidés et à Algues, alternant avec les argiles à Ostréidés et à Ostracodes dans un dispositif rétrogradant ;

Dans les deux séquences prédomine le cortège sédimentaire de l'intervalle transgressif ; le prisme de haut niveau marin ne s'exprime que par une séquence pélitique très réduite (5-10 m).

La limite supérieure de la séquence S2 est située sous l'assise dolomitique (membre B). Elle coïncide avec un changement brutal des conditions de la sédimentation, avec le retour du dépôt des calcaires dans un environnement de haute énergie accompagné et suivi d'une diminution nette de la fréquence des Ostréidés.

### - *Séquence de dépôt S3*

Elle associe les membres B, C et D ;

- le prisme de bas niveau marin correspond aux dolomies massives jaunâtres (membre B) interprétées comme l'équivalent latéral des calcaires à Algues dans le Djebel Cheurfa (coupe Cheurfa NW, niveau FR8, fig. 64). Il est interrompu par une surface durcie ferrugineuse qui coïnciderait avec une surface de transgression.;

- l'intervalle transgressif occupe le membre à dominante pélitique C où alternent des marnes et des petits bancs de calcaires marneux. La limite supérieure est située sous la

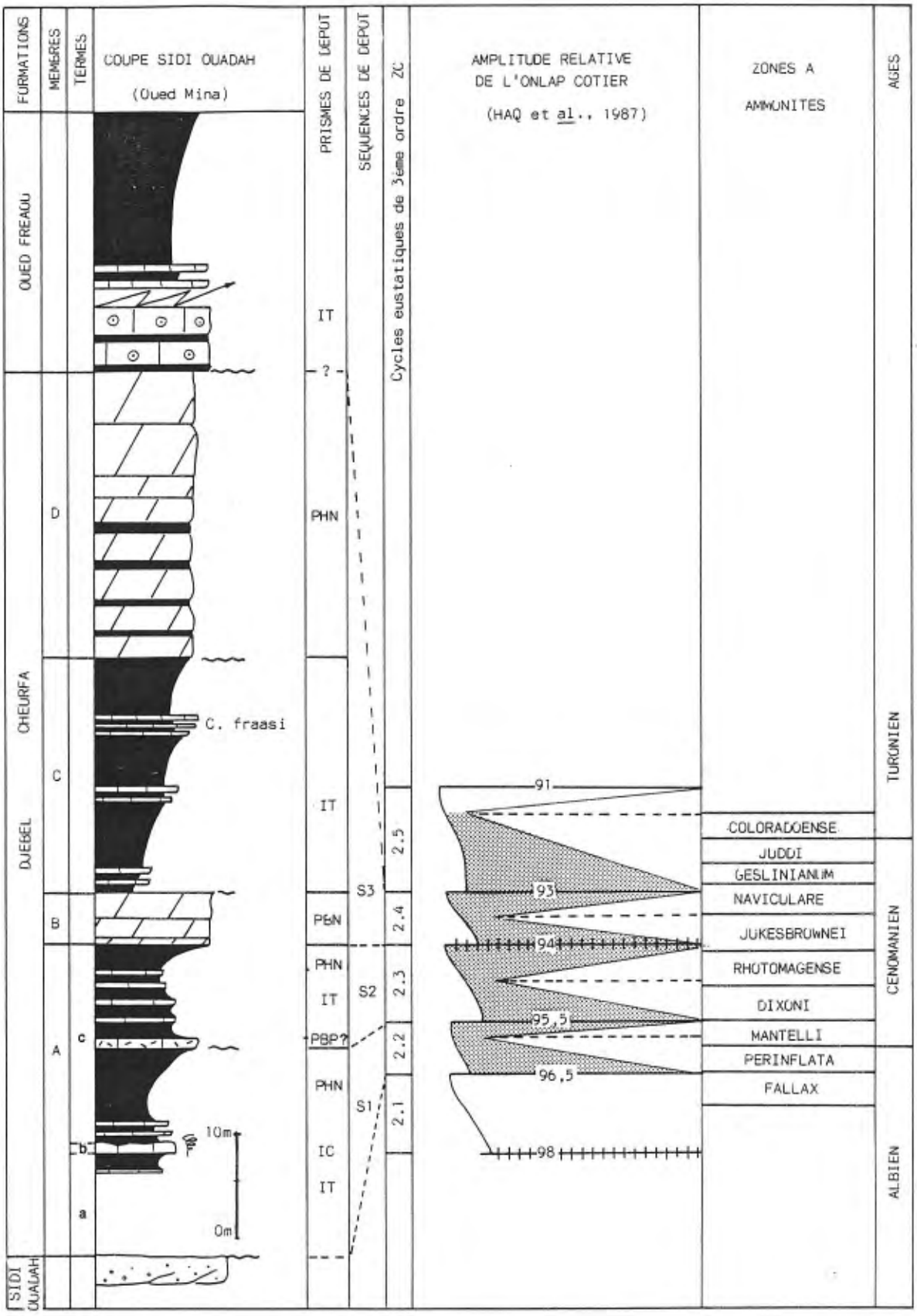



Fig. 66 - La Formation du Djebel Cheurfa ; cortèges sédimentaires et corrélations avec les cycles eustatiques

première assise du complexe dolomitique supérieur D, toutefois l'intervalle condensé pourrait éventuellement correspondre au dépôt du calcaire à Strombidés et à Echinides de la "partie moyenne" du membre C dans la coupe du Djebel Cheurfa [Djebel Cheurfa (NW), fig. 64] ;

- le prisme de haut niveau marin correspond au membre dolomitique D corrélé avec les calcaires bioclastiques de la partie supérieure de la série du Djebel Cheurfa (fig. 66). Ce membre est organisé en paraséquences associant des dolomies (calcaires) et des marnes avec disparition progressive des marnes vers le haut et l'apparition de séquences carbonatées amalgamées. Ce dispositif (calcaires strato-croissants puis jointifs) est comparable à celui d'un prisme de haut niveau marin

Cette séquence de dépôt s'achève sous une discontinuité exprimée par une surface de ravinement précédant le dépôt d'un calcaire bioclastique à oolithes rattaché à la série turonienne sus-jacente.

Cette séquence est datée du Cénomanien supérieur par la présence de *Cisalveolina fraasi* (Reichel).

### *Corrélations avec les cycles eustatiques de 3ème ordre*

Les dépôts de la bordure nord des hautes Plaines oranaises ne comportent pas de marqueurs paléontologiques permettant de les relier indiscutablement à l'un ou à l'autre des cycles eustatiques de Haq et *al.* (1987) ; à l'exception toutefois du membre C de la série de Sidi Ouadah, que la présence de *Cisalveolna fraasi* situe dans le Cénomanien supérieur et nous permet de suggérer les corrélations suivantes :

- la séquence S1 (base du membre A) correspondrait , comme nous l'avons vu, à la séquence vracono-cénomanienne mise en place pendant le cycle de troisième ordre ZC 2.2 de la charte eustatique. Elle est séparée des Argiles de Sidi Ouadah sous-jacentes par la discontinuité de type 2 datée à 96,5 Ma ;

- la séquence S2 (partie supérieure du membre A) se serait déposée lors du cycle eustatique suivant : ZC 2.3 du Cénomanien inférieur au Cénomanien moyen ; sa limite inférieure correspond à une discontinuité de type 2 datée à 95,5 Ma, sa limite supérieure (sous l'assise dolomitique) coïncide avec la discontinuité de baisse brutale du niveau de la mer au-delà de la bordure de la plate-forme côtière (type 1) datée à 94 Ma ;

- la séquence S3 est corrélée avec le cycle eustatique ZC 2.4. Elle est précisément datée du Cénomanien supérieur par *Cisalveolina fraasi* dans le cortège de l'intervalle transgressif.

*L'âge du deuxième niveau à Strombidés, dans les Monts de Frenda, serait fixé dans le Cénomanien supérieur et daté à 93,5 Ma sur la charte eustatique de Haq et al. (1987).*

### • *Séquence de dépôt de la Formation de l'Oued Freaou*

#### *Cortèges sédimentaires*

L'organisation séquentielle de la Formation de l'Oued Freaou est interprétée à partir de l'analyse des successions lithologiques et du contenu paléontologique des divers termes dans la coupe-type de Sidi Ouadah (fig. 65).

Les termes sont agencés en 4 séquences grano- et strato-décroissantes d'approfondissement qui ont valeur de paraséquences.

Ces quatre séquences sont voisines quant à leur organisation et à leur contenu paléontologique ; elles traduisent l'évolution d'un milieu de plus en plus ouvert (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986) :

#### - *La séquence F1*

Cette séquence correspond au membre A (35-40 m).

Elle débute par des faciès de barre externe représentés par des calcaires bleus, grainstones à oolithes et gravelles pétris de Lamellibranches, et disposés en deux dalles. Ils correspondent au terme (a1), de 6 à 10 m d'épaisseur.

Les microorganismes sont remaniés et constituent le nucleus des oolithes : *Rotalia mesogeensis* Tronchetti, *Pseudocyclammina rugosa* d'Orb., *Halimeda elliotti* Conard et Rioult, *Trinocladus tripolitanus* Raineri et *Neomeris cretacea* Steinmann, associés à des Bryozoaires.

Au dessus d'une faille qui donne localement une inversion de pendage que Welsch (1890) interprétait comme une discordance, la partie supérieure de l'assise calcaire comporte de petits bancs lumachelliques à fragments d'Ostreidés, de Gastéropodes, d'Echinodermes et de Bryozoaires ; l'un d'eux, plus marneux contient aussi *Pseudocyclammina aff. rugosa* et des Pithonelles.

La séquence s'achève par des marnes jaunes [terme (a2), 20-30 m], à Echinides et Ostreidés ; il s'agit de "l'assise T1 à *Ostrea rediviva*" de Welsch.

#### - *La séquence F2*

Cette séquence englobe le membre B (30-35 m).

Elle est constituée :

- à la base, par des calcaires [terme (b1), 20-30 m], en dalles ou en plaquettes, progressivement dolomitisés (ils forment "l'assise T2" de Welsch).

Les premiers bancs présentent un faciès micritique, de lagon, avec de nombreuses Aciculaires, *Trinocladus tripolitanus, Rotalia mesogeensis* et des Serpulidés.

Les bancs les plus récents sont oolithiques ou graveleux et renferment *Neomeris cretacea, Halimeda elliotti*, des Cunéolines, et de nombreux bioclastes d'Echinodermes, de Bryozoaires et de Gastéropodes (Cérithes).

Au sommet, un calcaire sublithographique a fourni des Milioles, *Rotalia mesogeensis*, des Cunéolines ; de petits interlits marneux nous ont livré des Ostracodes dont *Ovocytheridea cf. reniformis* Van Den Bold, 1964 (dét. R. Damotte).

Un tel dispositif traduit l'évolution de dépôts infralittoraux en domaine restreint vers des dépôts de haute énergie, d'affinité récifale (Rudistes) dans un environnement de plate-forme distale (organismes planctoniques).

- au sommet, par 15 à 20 m de marnes jaunes ("assise T3" de Welsch) à nombreux débris d'Echinodermes.

- ***La séquence F3***

Cette séquence correspond au membre C (15-20 m)

Elle comporte de bas en haut :

- une assise calcaire où se succèdent des calcaires micritiques à Milioles, *Rotalia mesogeensis*, *Nezzazatinella picardi* (Henson), *Halimeda elliotti* et *Cuneolina* gr. *pavonia-parva* d'Orb. ; des calcaires lumachelliques à Ostreidés, puis des calcaires oolithiques à Milioles ; les derniers bancs sont dolomitisés ;

- des marnes jaunes (terme (c2), 5-6 m) renfermant *Ostrea boucheroni* Coq. et *Cyprina acutecarinata* Coq. , associés aux Ostréidés précédemment identifiés dans le membre B (Welsch, 1890).

- ***La séquence F4*** correspond au membre D (10-15 m) ;

Il s'agit d'une alternance de bancs de calcaires à grains fins, de quelques centimètres d'épaisseur, à *Rotalia mesogeensis* et *Cuneolina* gr. *pavonia-parva*, et d'interlits marneux, sédimentée sur la partie distale de la plate-forme.

Cette dernière séquence est couronnée par une discontinuité coïncidant avec une discordance cartographique déjà signalée par welsch (1890).

**En résumé**

La Formation de l'Oued Freaou correspond à l'empilement de 4 séquences de même polarité, illustrant pour les plus complètes (F2 et F3) l'évolution de dépôts infralittoraux de type lagon, vers des dépôts circalittoraux argileux par l'intermédiaire d'une sédimentation de barre "externe" ; l'existence d'une relation permanente avec la mer externe est attestée par la présence d'organismes planctoniques (Pithonelles, Rotalidés) dès les premiers niveaux.

Dans les séquences supérieures (F3 et F4), la fréquence des Foraminifères planctoniques et des Bryozoaires augmente sensiblement dans les bancs calcaires ; elle traduit à l'échelle de la formation, l'évolution des dépôts dans un environnement de plate-forme carbonatée de plus en plus distale.

*La Formation de l'Oued Freaou constitue par conséquent une séquence majeure, hectométrique transgressive et présente tous les caractères du prisme sédimentaire aggradant d'une seule séquence de dépôt.*

***Limites de la séquence de dépôt***

- La limite inférieure correspond à une discontinuité coïncidant avec une surface de ravinement au sommet des termes dolomitiques supérieurs de la Formation du Djebel Cheurfa, interrompant ainsi le cortège sédimentaire du prisme de haut niveau de la séquence de dépôt du Cénomanien supérieur (cycle eustatique ZC 2.4). Cet arrêt de sédimentation précède un changement brutal de la sédimentation qui, de plate-forme proximale, devient une sédimentation de plate-forme distale.

Cette discontinuité coïncide aussi avec le non-dépôt des termes inférieurs de la première séquence élémentaire transgressive (F1) ; ce hiatus traduit une reprise de la sédimentation hétérochrone sur la plate-forme, caractéristique d'un dispositif en *on-lap* du prisme transgressif.

- La limite supérieure est une surface de discordance précédant le développement d'un nouvel épisode transgressif d'âge santonien probable.

***Corrélation avec les cycles eustatiques de 3ème ordre***

Le manque de marqueurs stratigraphiques probants empêche toutes corrélations précises avec les cycles eustatiques. Il est toutefois logique de faire coïncider cette séquence avec le cycle eustatique de 3ème ordre ZC 2.5 qui établit le passage du Cénomanien au Turonien (fig. 65), du seul fait de la présence de *Pseudocyclammina rugosa* dans le terme de base (a1) ; cette corrélation rend crédible l'identification des dolomies sommitales de la série précédente au cortège de haut niveau marin de la séquence correspondant au cycle eustatique ZC 2.4 (Cénomanien supérieur).

## 2- Dépôts néocrétacés (Sénonien)

Le Crétacé supérieur affleure bien sur la bordure du Djebel Fillaoussène (région de Nédroma) (Guardia et Sigal, 1971) ; en revanche il est absent du domaine prétellien au Sud des Monts du Tessala. A l'Est, il occupe la partie occidentale du Plateau du Sersou où il repose indifféremment sur le Crétacé moyen ou sur le Jurassique.

La série stratigraphique ne dépasse pas le Sénonien inférieur avec des faciès de bassin dans les Traras et de plate-forme dans la région de Tiaret où ils anoncent l'émersion définitive des Hautes Plaines oranaises (Kieken, 1962).

### a) Domaine prétellien occidental

Dans le massif des Traras, Guardia (1975, p. 91) distingue au dessus de "la barre calcaire turonienne", une épaisse formation marneuse à passées calcaires, qui renferme, selon lui, une microfaune très riche en Foraminifères planctoniques du Coniacien supérieur, voire du Santonien. L'auteur ne signale pas de formations plus récentes ; toutefois il interprète la limite supérieure comme une surface d'érosion.

### b) Domaine tlemcénien oriental (Monts de Frenda)

Le Sénonien n'a pas fait l'objet de notre part d'une étude systématique mais d'analyses ponctuelles dans la région de Melakou (ex-Palat). Les données acquises confirment pleinement les travaux de Welsch (1890, p. 176).

Nous proposons de découper la série lithostratigraphique établie par cet auteur en deux formations, de préciser l'âge de ces formations et d'interpréter l'évolution sédimentologique et paléogéographique locale pendant cette période.

#### - Série stratigraphique

Le Crétacé supérieur de la région des Monts de Frenda est découpée en deux formations successives : la Formation de Melakou et la Formation des Djeddars (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986).

#### • Formation de Melakou

Les marnes qui la composent occupent le plateau de Melakou (ex-Palat) sur la bordure occidentale du plateau du Sersou.

- Sa limite inférieure, au toit des dolomies terminales de la Formation de l'Oued Fréaou, coïncide aussi avec une discordance cartographique sur les terrains jurassiques (Welsch, 1890, p. 179).

- Son épaisseur est évaluée à une centaine de mètres.

- La formation correspond à "l'assise S1" de Welsch, constituée selon cet auteur, par des marnes crayeuses ou sableuses, à niveaux carbonatés plus indurés et, localement, à évaporites. Latéralement vers l'Est (bassin de l'Oued Mina), ces marnes admettent de nombreuses intercalations de poudingues ("assise S'1" de Welsch).

- Welsch propose un âge Sénonien inférieur ou Santonien. Nos propres données renforcent cette attribution ; ainsi les marnes silteuses à l'entrée nord du village de Melakou ont livré des Ostracodes : *Protobuntonia numidica* Grekoff, *Ovocytheridea cf. producta*

Grekoff, *Cythereis cf. ovum* Grekoff, *Cytherella sp. et Krithe sp.* (dét. R. Damotte), *Brachycythere ekpo* Reyment, *Limburgina cf. selloumensis* Vivière *nomen nudum*, *Parakrite ? sp.* (dét. B. Andreu, UPS, Toulouse) qui s'ajoutent aux nombreux Ostréidés (*Ostrea semiplana* Sow. , *Ostrea peroni* Coq.), Gastéropodes, Bivalves (*Cardium*), Echinodermes (*Echinobrissus*) découverts par Welsch lors de la construction du village de Palat en 1888. Les Ostracodes recueillis indiquent au moins le Coniacien, et plus sûrement le Santonien (B. Andreu, comm. orale).

### • Formation des Djeddars

Constituée essentiellement par des évaporites, elle correspond à "l'assise S2" de Welsch et fait suite, en concordance, à la formation précédente. Epaisse de 80 m environ, cette formation néocrétacée occupe la plupart des petits reliefs du plateau de Melakou dont celui sur lequel sont bâties les ruines romaines des Djeddars (X = 364,5, Y = 202,80 MTU, sur la feuille de Palat au 1/50 000). Les pentes de cette butte nous montrent la succession suivante, de bas en haut :

- marnes argileuses versicolores (50-60 m) alternant avec des masses lenticulaires d'évaporites blanches ou des argilites gypseuses colorées ;

- dolomies rousses en bancs décimétriques (15-20 m) ;

- dolomies massives, en bancs épais, qui achèvent ici, la série néocrétacée et couronnent les buttes-témoins.

### - Analyse séquentielle

Au Sénonien inférieur, une nouvelle séquence majeure de comblement se développe dans les Monts de Frenda. Elle montre l'évolution de dépôts infralittoraux subsidents vers des dépôts évaporitiques supralittoraux (sebkha ?). On peut la décomposer en deux séquences d'ordre inférieur, décamétriques, S1 et S2 :

- la séquence S1 coïncide avec la Formation de Melakou ; elle évolue dans un domaine très côtier soumis aux influences terrigènes (présence de détritiques fins ou grossiers, en remplissage de chenaux) et à des phénomènes d'évaporation.

- la séquence S2 correspond à la Formation des Djeddars ; cette séquence dont on ne connaît pas les termes supérieurs suit une évolution probablement régressive dans la zone tidale à supratidale.

Un manque de datation précise empêche un découpage en séquences de dépôt.

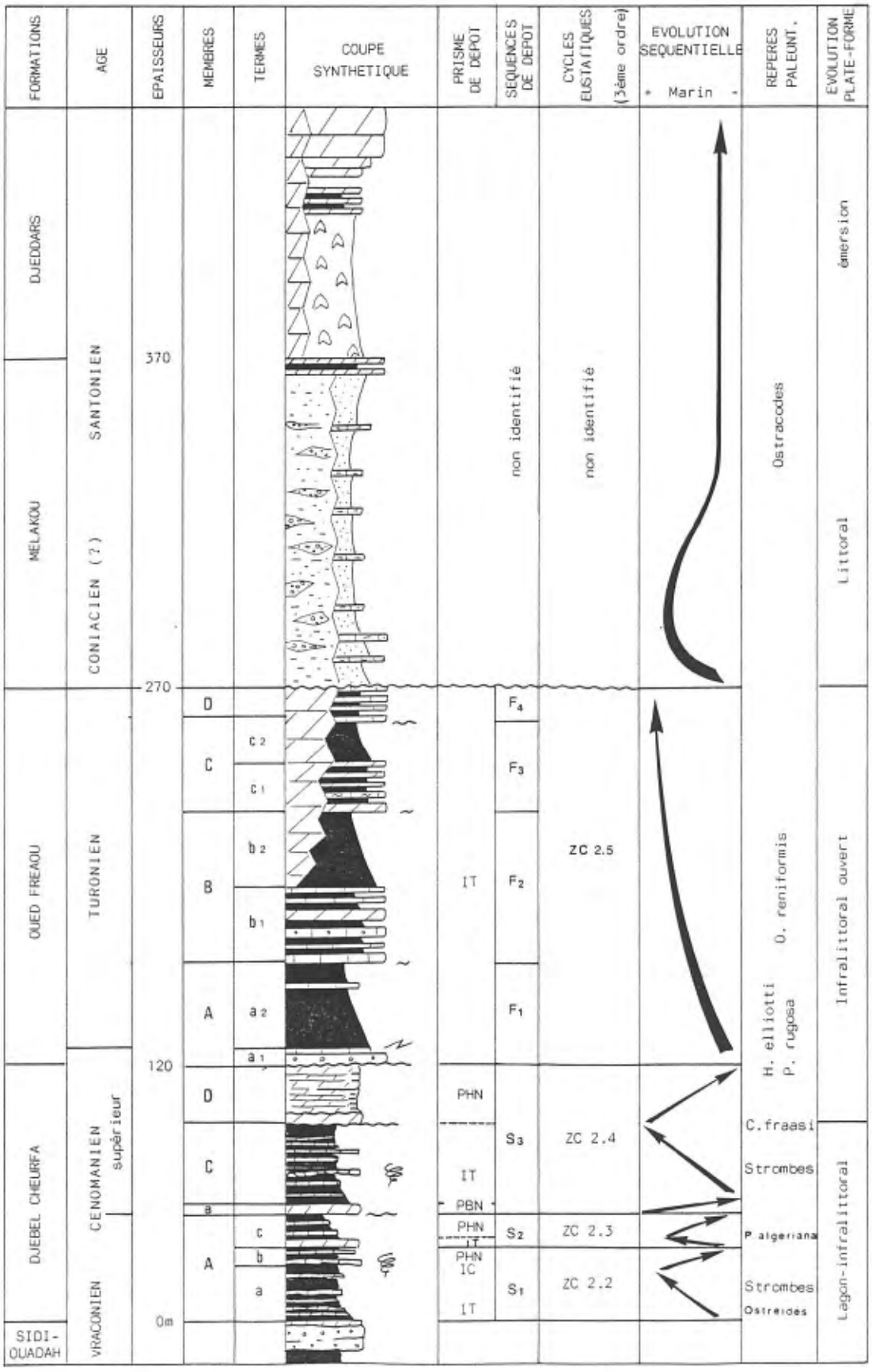



Fig. 67- La série méso- et néocrétacée des Monts de Frenda (log synthétique)

### 3- Conclusion : Evolution de la sédimentation dans l'intervalle l'Albien - Sénonien, dans le domaine prétellien oranais

Au début du Crétacé moyen, le schéma paléogéographique de l'Algérie nord occidentale inclut encore les quatre grands domaines déjà nettement individualisés à la fin du Jurassique :

- la plate-forme saharienne exondée ;
- le sillon atlasique (Atlas saharien) comblé par d'épais dépôts terrigènes ("Continental intercalaire") ;
- les Hautes Plaines oranaises incluant sur leur marge septentrionale, le "domaine tlemcénien" (avant-pays tellien) affecté de mouvements sporadiques qui accentuent le basculement des blocs (comme le "môle de Tiffrit") ;
- le sillon externe tellien où se développe une tectogenèse distensive (chap. III).

En ce qui concerne le seul domaine prétellien, l'histoire géologique mésocrétacée peut être ainsi résumée (fig. 67):

- *A l'Albien*, les dépôts terrigènes continentaux à fluvio-deltaïques ennoient tout le domaine présaharien sous de fortes épaisseurs de grès (Formation de Tiout au sommet des Grès des Ksours *sensu* Delfaud, 1975), mais se réduisent sur le rebord nord des Hautes Plaines ou bien se localisent uniquement dans les zones subsidentes (Monts des Daïa). Le matériel argilo-gréseux proviendrait des reliefs paléozoïques émergés du Sahara, au Sud, de la "Terre des Idrissides" (*sensu* Choubert et Faure-Muret, 1960-1962), à l'Ouest, et des horsts en constant rajeunissement (Tiffrit et Ghar Rouban). Les matériaux siliciclastiques s'étalent sur de grandes surfaces, recouvrant non seulement l'Algérie, mais aussi les marges sud et nord de la Téthys maghrébine (Grès d'El Gada en domaine moyen-atlasique septentrional, au Maroc, et Sables d'Utrillas en Espagne).

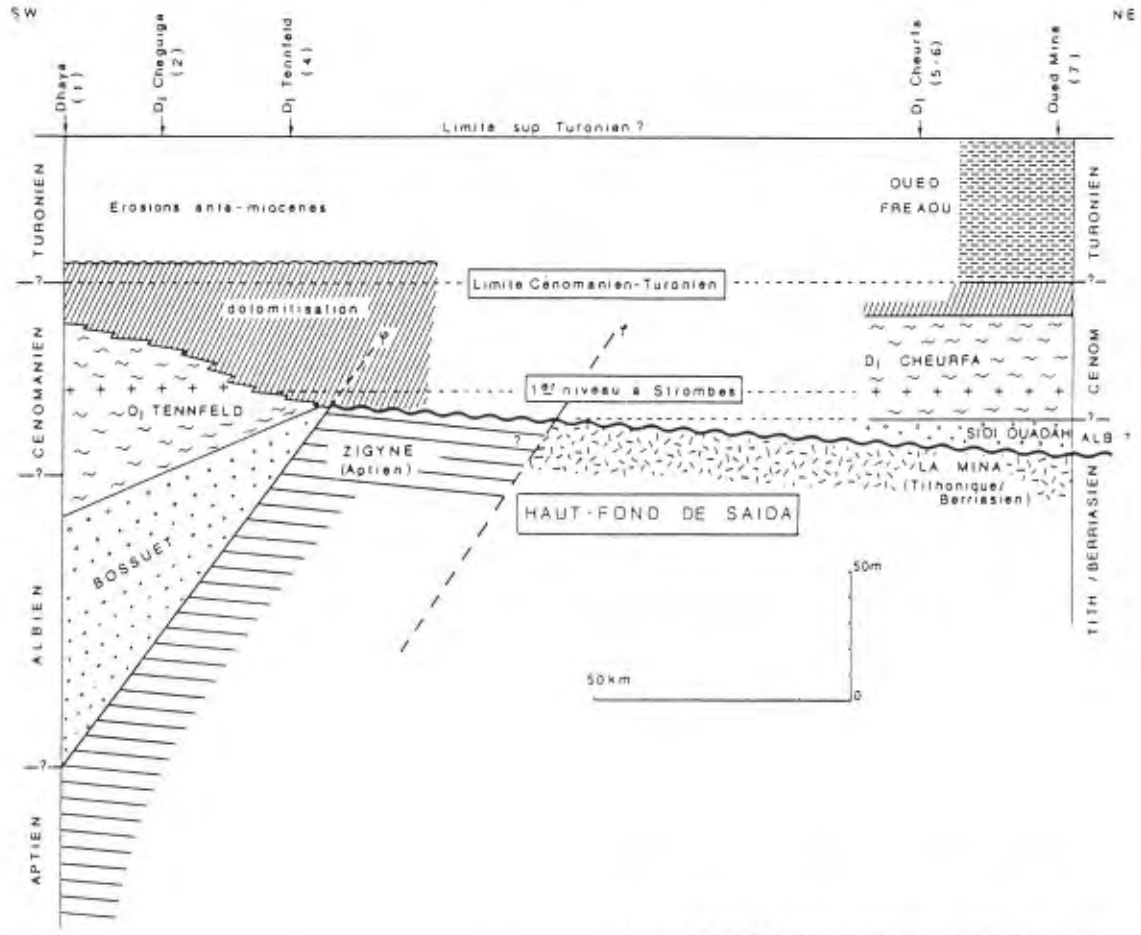
- *A l'Albien terminal* débute la transgression d'une mer issue du domaine interne tello-rifain sur un domaine présaharien nivelé par des épandages gréseux. L'uniformisation des faciès ne s'effectue qu'au Cénomanien inférieur avec le dépôt des marnes à Ostréidés. Le développement de ces faciès sur de fortes épaisseurs indique une faible tranche d'eau et en même temps une subsidence importante ; celle-ci est toutefois plus faible dans l'avant-pays tellien que dans l'Atlas saharien où l'épaisseur des dépôts est deux à trois fois plus forte (Kieken, *in* Livre à la Mémoire de Paul Fallot, 1960-1962).

Cette subsidence différentielle est contrôlée par des mouvements tectoniques locaux engendrés par le basculement des "horsts" ; elle se traduit notamment par une épaisseur plus importante du Cénomanien des Monts de Daïa que dans les Monts de Frenda, de part et d'autre du "Haut-fond de Saïda" (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986, et fig. 68).

- *Du Cénomanien au Turonien.*

Pendant cette période, les mouvements tectoniques n'empêchent pas la sédimentation d'être continue et de répondre aux fluctuations eustatiques enregistrées sur les marges stables océaniques à l'échelle globale. Les dépôts s'organisent en séquences qui se réalisent en domaine infralittoral sur une plate-forme non barrée, d'abord proximale puis de plus en plus distale, avec l'apparition de microfaunes pélagiques (Pithonelles, Rotalidés) dès le Cénomanien supérieur.

Cette évolution s'interrompt brutalement à la fin du Turonien. Une telle rupture traduit l'existence de mouvements tectoniques ; ceux-ci sont vraisemblablement liés à une phase tectogénique en compression affectant le sillon externe tellien (phase sénonienne).




(d'après PEYBERNES, CISZAK et CUGNY, 1986)

Fig. 68 - La transgression cénomanienne sur le Haut-fond de Saïda ; Essai d'interprétation

- *Le Sénonien* qui déborde cartographiquement les formations antérieures (jusque sur le Jurassique), correspond à un réaménagement de la plate-forme. La reprise de la sédimentation (localement détritique dans les Monts de Frenda) s'effectue sous une faible tranche d'eau ; elle évolue vers des dépôts évaporitiques qui pourraient annoncer l'émersion de cette zone sud tellienne (en liaison avec l'émersion définitive des Hautes Plaines).

## B- DOMAINE TELLIEN

### 1- Dépôts mésocrétacés (Vraconien à Turonien)

**- Distribution dans les unités tello-rifaines : données antérieures** (fig. 69)

La sédimentation pélitique et gréseuse de type flysch s'interrompt brutalement à l'Albien supérieur. Elle est remplacée par des dépôts carbonatés et argileux de plate-forme distale. Ce changement de sédimentation coïncide avec la transgression mésocrétacée qui va inonder tout le domaine maghrébin et qui a pour effet (en partie) de tarir les sources d'alimentation en matériel détritique.

#### Parautochtone

Le Vracono-Cénomanien n'a été reconnu ponctuellement que dans les Monts d'Arzew. Il y est représenté par un ensemble de calcschistes jaunâtres contenant des lentilles microbréchiques à éléments calcaires étirés et "matrice schisteuse argilo-calcaire". De petits bancs de calcaires sublithographiques bleutés renferment selon Fenet (1975, p. 73) une microfaune planctonique à *Hedbergella sp.* abondantes et Radiolaires indiquant selon Macoin (Fenet et Macoin, 1969), un âge vraconien - cénomanien basal.

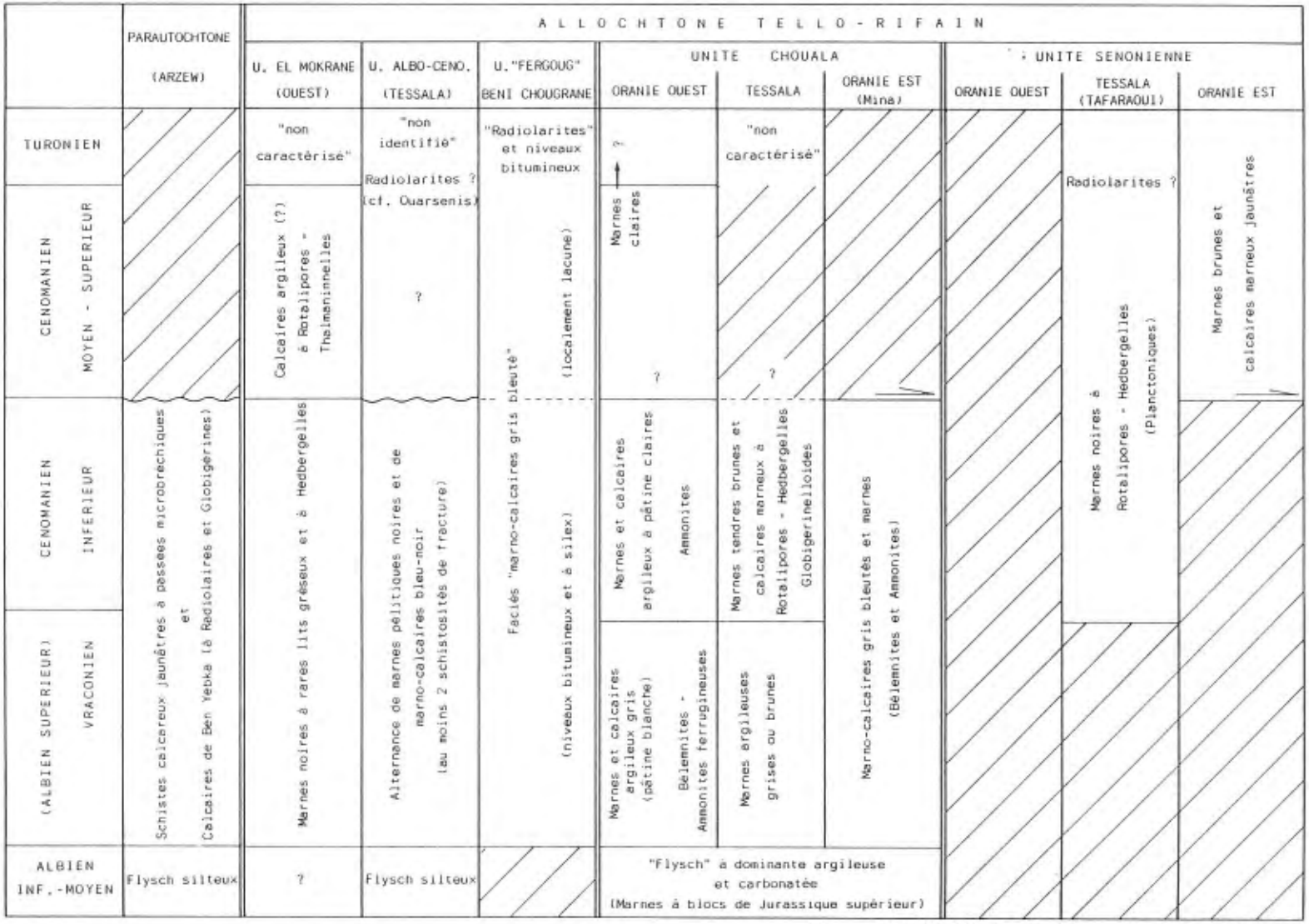
*C'est le dernier terme crétacé connu dans la série mésozoïque des massifs à schistosité oranais.*

#### Allochtone

a) Vraconien - Cénomanien inférieur

- Au sein de l'Unité albo-cénomanienne dans les Tessala (Fenet, 1975), et de l'Unité du Fergoug dans les Beni Chougrane (Delteil, 1974), l'intervalle Vraconien-Cénomanien inférieur est matérialisé par des marnes ou des pélites noires associées à des calcaires marneux gris bleuté, bleu noir à la cassure. Ce faciès uniforme rendrait les deux étages Vraconien et Cénomanien indissociables sur le terrain ;

- Dans l'Unité Chouala, le faciès est sensiblement différent du précédent ; les marnes ont une teinte plus claire et les marno-calcaires sont plus argileux ; l'ensemble prend en surface une pâtine blanchâtre caractéristique (Guardia, 1975).




(d'après DELTEIL, 1974 ; FENET, 1975 et GUARDIA, 1975)

Fig. 69 - Distribution des formations mésocrétacées dans les nappes telliennes (tableau récapitulatif)

La biophase est représentée par des rostres de Bélemnites, des empreintes d'Ammonites indéterminables et des organismes planctoniques (Hedbergelles, Rotalipores, *Globigerinelloides*).

b) Cénomanien supérieur - Turonien

Cet intervalle n'a pas été clairement mis en évidence ; une pauvre microfaune laisserait soupçonner localement la seule existence du Cénomanien supérieur :

- en Oranie occidentale, l'Unité d'El Mokrane comporterait des calcaires argileux à Rotalipores et Thalmaninelles, du Cénomanien moyen ou supérieur, et "le Turonien n'a pu être caractérisé" (Guardia, 1975) ;

- dans les Monts du Tessala, pour Fenet (1975), l'intervalle Cénomanien supérieur - Turonien serait représenté par un niveau de condensation coïncidant avec des Radiolarites, comme c'est le cas dans l'Ouarsenis [niveaux siliceux à Radiolaires de Mattauer(1958) et de Polvêche (1960)] ;

- Dans les Beni Chougrane (Delteil, 1974), le faciès marno-calcaire du Vraconien s'étendrait localement aussi jusqu'au Cénomanien supérieur - Turonien de l'Unité albo-cénomanienne du Fergoug ; la limite supérieure du Cénomanien inférieur correspondrait à la coupure tectonique entre l'Unité Chouala et l'Unité sénonienne (Delteil, *op. cit.*).

## - Nouvelles données sur le Crétacé moyen (Albien-Turonien) de la série du Pic Tafaraoui

### Localisation

Les affleurements albo-cénomaniens occupent deux secteurs distincts au Nord du Pic Tafaraoui (fig. 70) :

- sur la pente septentrionale du Pic, où ces affleurements nouvellement reconnus forment une bande WE en direction de la cote 434 (X = 209,45, Y = 243,5) ;

- plus au Nord, vers l'Aïn Defla, où leur existence est déjà transcrite sur la carte géologique de Fenet (1975).

### Description

#### • Coupe du Chabet Ed Dira

- Lithofaciès

L'exiguité des affleurements partiellement recouverts par les produits d'érosion et une intense déformation empêchent le levé d'une coupe détaillée. Toutefois, dans le secteur du

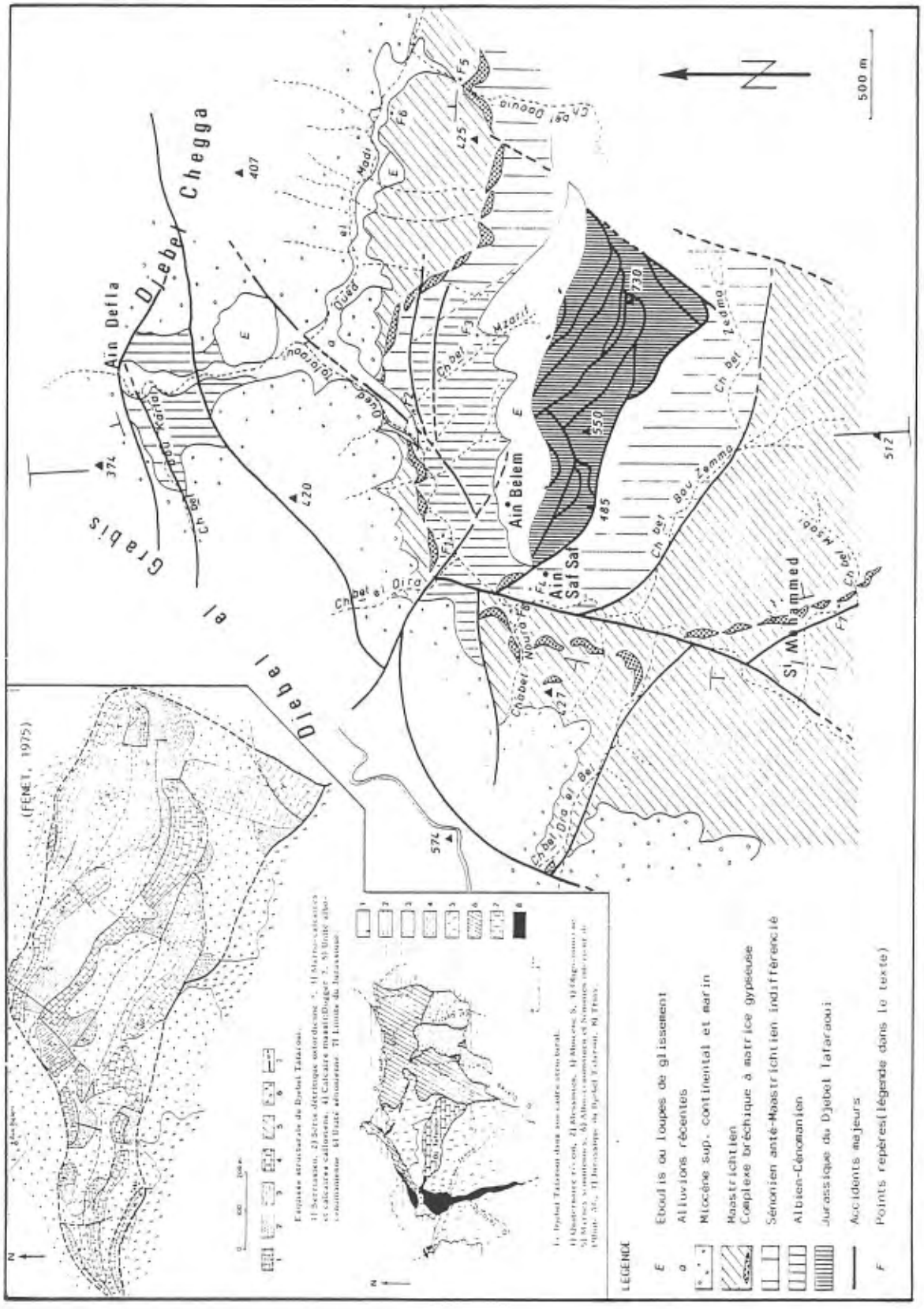



Fig. 70- Carte géologique du secteur nord du Pic Tafaraoui

Chabet Ed Dira, la rive gauche de l'Oued Tafaraoui montre, sous le Complexe bréchique, la superposition suivante (point F1, fig. 70) :

(a) alternance de marnes pélito-gréseuses grises ou noires, schistosées, et de bancs décimétriques de calcaires marneux bleutés à noirs (15 m environ) ; l'altération donne à l'ensemble une pâtine blanchâtre ;

(b) marnes pélitiques grises, à pâtine rousse, finement feuilletées, à rares bancs de calcaires marneux (une dizaine de mètres).

- Biophase

Les marnes du terme (a) fournissent, avec de rares rostres de Bélemnites, une microfaune abondante dont *Dorothia oxycona* (Reuss), *Globigerinelloides caseyi* (Bolli, Loeblich et Tappan) et *Hedbergella planispira* (Tappan) déterminés par M. Moullade qui, "en l'absence d'organismes carénés", attribue cet assemblage à l'Albien supérieur *s.s.*

Les marnes grises du terme (b) renferment : *Rotalipora appenninica* (Renz), *Rotalipora sp., Praeglobotruncana stephani* (Gand) et *Hedbergella sp.* (dét. J. Magné, CNRS Toulouse III), qui indiquent au moins le Vraconien.

- Extension latérale des termes (a) et (b)

Au confluent de l'Oued Tafaraoui (rive droite) et du Chabet M'Zarif [point F2 (fig. 70) et feuille Arbal au 1/50 000, vers X = 208,85, Y = 244], les alternances de marnes silteuses grises et de marno-calcaires bleu-noir (a) contiennent de nombreuses empreintes d'Ammonites déformées, à grosses côtes et à tubercules ventraux et latéraux, des rostes de Bélemnites et des fragments d'Inocérames.

La microfaune est représentée par *Dorothia oxycona* (Reuss), des Ticinelles dont *Ticinella breggiensis* (Gandolfi), divers Trochamminidae dont *Trochammina vocontiana, Haplophragmoides sp. , Gavelinella sp. , Clavulina sp.* et des Hedbergelles (dét. M. Moullade). La présence de *Ticinella breggiensis* indique l'Albien supérieur s.s. (zones à Ammonites XII et XIII, d'après Peybernès, 1976).

Cet ensemble est recouvert en discordance par les marnes à Inocérames, du Santonien présumé ; cette disposition apparaît clairement sur la rive droite de l'Oued Tafaraoui.

Des marnes pélitiques grises (b?) s'étendent sur la pente septentrionale du Pic Tafaraoui (secteur de Sidi Abdallah) jusqu'en amont du Chabet M'Zarif où en un point F3 (fig. 70 et feuille Arbal au 1/50 000, vers X = 209,3, Y = 243,6) elles livrent : *Rotalipora greenhornensis* (Morrow), *Whiteinella aprica* (Loeblich et Tappan), *Clavihedbergella subdigitata* (Carman), *Globigerinelloides bentonensis* (Morrow), *Loeblichella hessi* (Pessagno) (dét. M.J. Fondecave- Wallez, UPS Toulouse).

Cette association indique un âge Cénomanien supérieur - Turonien inférieur.

• **Aïn Defla**

Les faciès très déformés, sont comparables aux alternances noires du terme (a). Ils comportent des bancs pluridécimétriques de calcaires marneux noirs microcristallins à rares Bélemnites, interstratifiés dans des marnes argilo-silteuses gris sombre, schistosées, qui n'ont livré aucune microfaune.

Cette formation est surmontée en discordance angulaire par le Miocène continental détritique.

## - Conclusion

- Au Crétacé moyen (Albien-Turonien), la sédimentation de bassin subsident, monotone, à dominante argileuse, s'effectue avec de fortes épaisseurs dans tout le domaine externe tellien.

Le Cénomanien et surtout le Turonien sont assez mal caractérisés par une microfaune plutôt rare commune aux deux étages (c'est le cas dans le secteur du Pic Tafaraoui). Cependant Delteil, Fenet, Guardia et Polvêche (1971) reconnaissent qu'il existe fréquemment une lacune de sédimentation à ce niveau stratigraphique en Algérie occidentale. Ce hiatus est mis sur le compte d'une "pulsation orogénique turonienne" à l'échelle de la chaîne tello-rifaine (Fenet, 1975, p. 255) et enregistrée de façon plus conséquente dans son tronçon occidental ; cette hypothèse serait par ailleurs confortée par le dépôt de brèches de remaniement à la base de termes "discordants" du Santonien ou du Sénonien supérieur (comme dans les Tessala et l'Ouarsenis, selon Fenet, 1975).

Cependant il s'avère que cette lacune coïncide avec la présence d'un terme condensé radiolaritique, de niveaux siliceux ou bitumineux localisés dans certaines parties des nappes telliennes [dans l'Unité albo-cénomanienne de Fenet (1975), mais aussi dans l'Ouarsenis (Mattauer, 1958 et Polvêche, 1960) et dans la zone bibanique de Caire (1957) qui place ces lits siliceux à la base du Turonien ; dans le Tell constantinois il s'agit d'un niveau à silex sombres daté du Turonien basal caractérisant un bon repère stratigraphique dans les séries péni-telliennes de Vila (1980, p. 172)].

L'ensemble de ces données nous incite à penser que le Cénomanien supérieur - Turonien inférieur pourrait correspondre aussi, à une période de vacuité sédimentaire marquée par un intervalle condensé local, c'est à dire un dépôt lié à la présence d'une forte bathymétrie (maximum d'inondation).

- L'étude du Crétacé moyen au Nord du Pic Tafaraoui nous impose une nouvelle distribution cartographique des formations jusqu'alors incluses dans "l'Unité sénonienne du Tafaraoui" (*sensu* Fenet, 1975). Elle fait apparaître aussi de nouveaux rapports structuraux

entre l'Albo-Cénomanien et le Sénonien jusque-là respectivement cantonnés dans deux unités structurales majeures distinctes, l'Unité albo-cénomanienne et l'Unité sénonienne.

Elle permet, par conséquent, d'envisager une modification de l'interprétation structurale du secteur proposée par Fenet (1968) ; cette nouvelle hypothèse sera exposée ultérieurement.

## 2- Dépôts néocrétacés (Sénonien)

### - Distribution dans les unités tello-rifaines : données antérieures (fig. 71)

Les terrains sénoniens n'apparaissent pas dans les séries à schistosité, épimétamorphiques, du parautochtone tello-rifain. En revanche ils sont bien développés dans les nappes où le passage Santonien-Campanien a pu servir de repère stratigraphique et aussi de coupure tectonique :

a) Dans les unités inférieures

- Unité d'El Mokrane (Guardia, 1975)

Les formations du Crétacé supérieur constituent une succession à peu près continue, couronnée par des marnes noires paléocènes. Les faciès d'âge Maastrichtien inférieur sont globalement argilo-silteux avec des passées microbréchiques (type flysch).

- Unité albo-cénomanienne

Dans les Tessala (Fenet, 1975) la série ne dépasse pas le Santonien au sommet duquel des pélites ont pu jouer le rôle de niveaux de décollement.

- Unité albo-cénomanienne du Fergoug (Delteil, 1974)

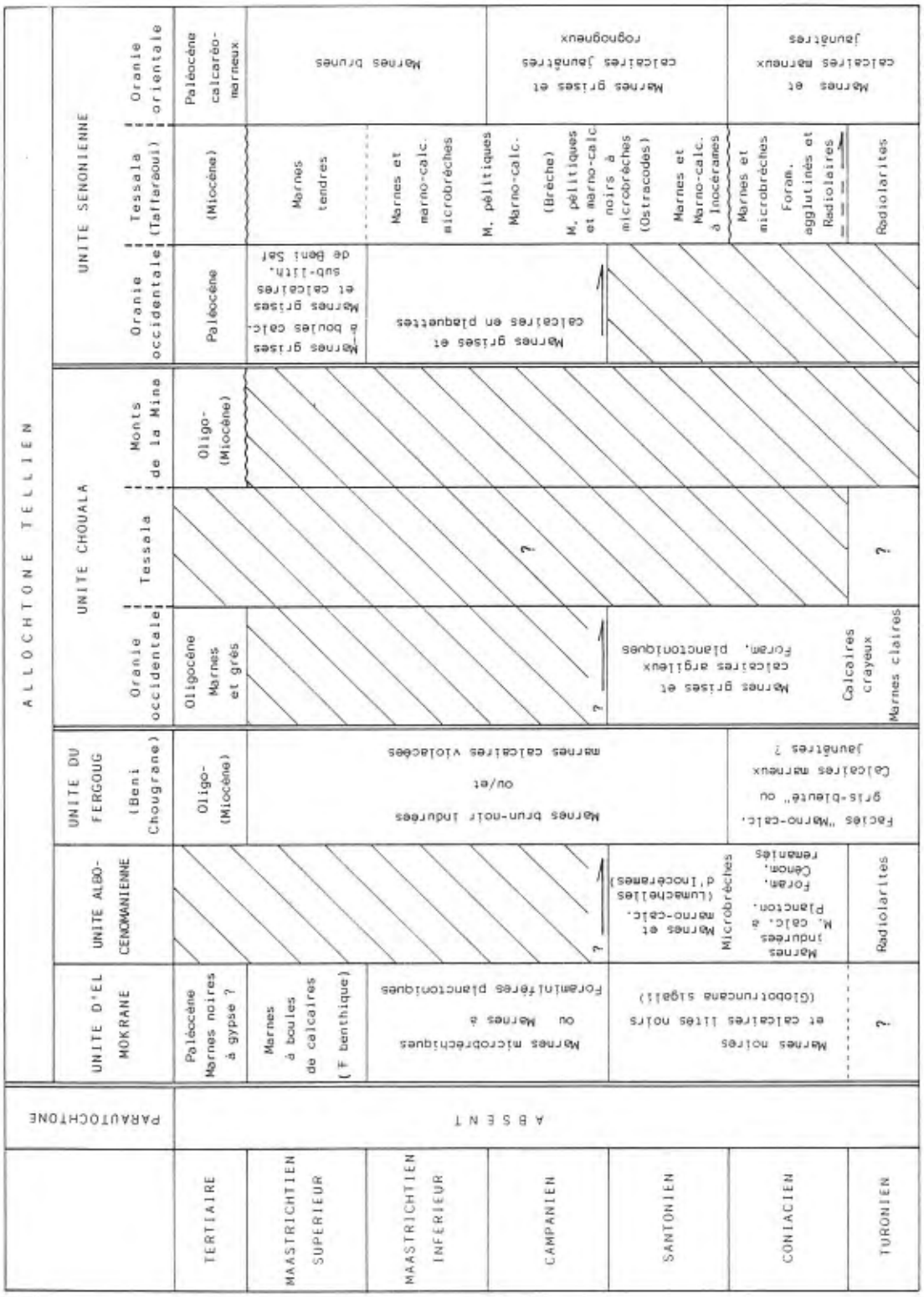
Au dessus du Crétacé moyen, la série comporte tous les termes du Crétacé supérieur avec deux faciès caractéristiques : "des marnes indurées brun noir" et des "marnes calcaires violacées".

- Unité Chouala

L'existence du Crétacé supérieur n'est signalé que dans le Tell oranais occidental ; les termes supérieurs au Santonien manquent ou pourraient avoir été rattachés à l'unité supérieure, c'est à dire à l'Unité sénonienne (Guardia, 1975).

b) Unité sénonienne

- En Oranie occidentale, le Sénonien est surtout représenté par des formations marneuses à organismes planctoniques qui datent le plus souvent le Campanien élevé et l'ensemble du Maastrichtien (Guardia, 1975).




(d'après DELTEIL, 1974 ; FENET, 1975 et GUARDIA, 1975)

Fig. 71 - Distribution des formations néocrétacées dans les nappes telliennes (tableau récapitulatif)

- Dans les Monts du Tessala (Fenet, 1975), la série débuterait généralement par le Coniacien (qui formerait aussi la base de la nappe). La série néocrétacée renfermerait de nombreuses intercalations de pélites et de microbrèches interrompant une série monotone à dominante marneuse ;

- Dans les Monts de la Mina et des Beni Chougrane (Delteil, 1974), l'Unité sénonienne comporte l'ensemble des termes du Crétacé supérieur à partir du Turonien.

### - Série néocrétacée dans l'allochtone tellien

L'étude stratigraphique concerne les formations néocrétacées constituant l'Unité sénonienne, d'une part dans le secteur du Pic Tafaraoui (Monts du Tessala), d'autre part dans plusieurs affleurements répartis dans les massifs à schistosité d'Oran et de Beni-Saf.

#### a) Massifs à dominante marneuse - Exemple : le secteur du Pic Tafaraoui (fig. 70)

Il s'agit d'un épais et monotone complexe marneux étagé du Coniacien au Maastrichtien et constituant "l'Unité sénonienne du Tafaraoui" définie par Fenet (1975, p. 84). Nous proposons la reconstitution chronologique suivante :

**• Coniacien**

Reconnu par Fenet (1975) "vers le bas du Chabet Zedma", il est représenté par des marnes à niveaux microbréchiques ; la microfaune, pauvre, associe essentiellement des formes agglutinées et des Radiolaires.

**• Santonien**

- Dans le secteur du Chabet M'Zarif où son existence est seulement pressentie par Fenet (1975, p. 84), les terrains que nous attribuons à cet étage comportent des marnes pélitiques grises, finement feuilletées, à intercalations de petits bancs de calcaires marneux noirs ; on y observe des niveaux à nombreux débris d'Inocérames.

Cette formation repose en discordance, près du Chabet, sur les marnes et les calcaires marneux bleutés à Ammonites de l'Albien supérieur, et vers le Sud sur les marnes du Cénomanien.

- Vers l'Est, la formation s'étend largement sur les pentes septentrionales du Pic (fig. 70) où elle constitue le mur du "Complexe chaotique à matrice gypseuse" ; dans le thalweg creusé par le Chabet Daouïa, les marnes que Fenet (1968, 1975) avait rangées dans le matériel de l'Unité albo-cénomanienne, ne renferment qu'une faune benthique appauvrie, très mal conservée et associée apparemment à aucun Foraminifère planctonique.

- Plus au Nord, dans le secteur de l'Aïn Defla, des pélites grises, localement rubéfiées nous ont livré un Oursin proche des *Toxaster* ; la microfaune représentée par des Globotruncanidés dont : *Marginotruncana coronata* (Bolli), *M. pseudolinneiana* Pessagno, *M. marginata* (Reuss), *M. undulata* (Lehmann), *M. tarfayaensis* (Lehmann), *M. sinuosa* Porthault, *Heterohelix reussi* (Cushman), *Dicarinella concavata* (Brotzen) (dét. M-J. Fondecave-Wallez) ; elle indique le Coniacien - Santonien inférieur.

- Dans le lit de l'Oued Tafaraoui (point F4 (fig. 70) et feuille Arbal au 1/50 000, vers X = 207,75, Y = 243,15) des marnes grises silteuses renferment des galets centimétriques de calcaires marneux noirs comparables à ceux du Vracono-Cénomanien ; la microfaune correspond à de rares organismes planctoniques recristallisés dont : *Rosita fornicata* (Plummer), *Marginotruncana coronata* (Bolli), *Globotruncana sp.* et *Dicarinella asymetrica* (Sigal) du Santonien supérieur (zone à Asymetrica) (dét. J. Magné).

• **Campanien**

Cet étage n'a pas été clairement mis en évidence dans le secteur nord du Pic Tafaraoui ; les affleurements qui lui sont rapportés dans le Chabet Zedma (versant sud du Pic Tafaraoui) présentent selon Fenet (1975, p. 85) des "faciès à tendance pélitique et détritique". Néanmoins, des marnes à intercalations de marno-calcaires beiges parfois en plaquettes matérialiseraient le plus fréquemment le Campanien franc et le passage au Maastrichtien.

Par ailleurs, Fenet (*op. cit.*) signale, sans toutefois préciser la position stratigraphique dans le Campanien, un banc de brèches de 1m d'épaisseur dans le secteur d'Aïn El Harrous, dont le contenu clastique "pouvait résulter du démantèlement d'une série analogue à celle du Pic Tafaraoui" ; ces brèches que j'ai retrouvées représentent probablement le cortège d'un bas niveau marin.

• **Maastrichtien**

Pour Fenet (1975, p. 85), qui l'a reconnu au Sud du Pic, les faciès sont variés : des marnes brunes, des microbrèches granoclassées, mais aussi des "marno-calcaires et des marnes gris à bleu-noir, au débit souvent en plaquettes".

L'étude détaillée du Maastrichtien dans le secteur du Tafaraoui a été menée concomitamment avec celle des amas du "Complexe bréchique à Trias resédimenté" (ou "Complexe bréchique à matrice gypseuse", *cf.* chap.II), fréquemment associés aux marnes sénoniennes. Cette étude met en évidence l'existence de deux faciès dont les relations ne sont pas clairement établies sur le terrain : l'un, pélito-silteux et microconglomératique est daté du Maastrichtien "inférieur" à "moyen" ; l'autre, à dominante marneuse occupe largement le contenu des nappes à matériel sénonien et se développe du Maastrichtien "inférieur" au Maastrichtien "supérieur" :

- ***Le terme détritique*** (Maastrichtien "inférieur" à "moyen")

Ce terme (50 m environ) affleure bien dans la partie aval du Chabet Daouïa [point F5 (fig. 70), et fig. 82] où il surmonte le Complexe bréchique.

Il s'agit d'un ensemble de marnes gris noir finement feuilletées à intercalations de bancs centimétriques de calcaires marneux noirs et de microbrèches polygéniques à ciment argilo-calcaire légèrement glauconieux. Les éléments anguleux, de la taille du centimètre pour les plus grands, sont soit des fragments de calcaires argileux à cachet pélagique, soit des clastes de marnes ou de grès fins jaunes.

Les interlits marneux renferment une association d'organismes planctoniques (fig. 72, éch. TAF E) : *Globotruncana aegyptiaca* Nakkadi, *G. linneina* (d'Orb.) et *G. ventricosa* White ; la présence simultanée de *Globotruncana aegyptiaca* et *Globotruncana ventricosa* indiquerait le passage du Maastrichtien "inférieur" au Maastrichtien "moyen" [précisément un âge compris entre 72 et 69 Ma (M.-J. Fondecave-Wallez, com. orale)]. Il s'y ajoute des formes plus anciennes remaniées comme *Dicarinella asymetrica* (Sigal) du Santonien supérieur, *Marginotruncana coronata* (Bolli) du Coniacien-Santonien, *M. concavata* (Brotzen) du Coniacien-Santonien supérieur (dét. M. Caron et J. Magné).

Les intervalles détritiques grossiers contiennent une microfaune benthique remaniée, représentée par de gros Valvulinidés, des Lenticulines, de gros Lagenidés et des Ostracodes ornés.

Ce terme prend localement vers le Nord, sur les rives de l'Oued Madi (point F6), une teinte rosâtre et renferme encore : *G. aegyptiaca*, *Globigerinelloides volutus* (White), *Globotruncana arca* (Cuschman), *Loeblichella coarctata* (Bolli) (dét. M.-J. Fondecave-Wallez) ; il passe ensuite vers le haut à des marnes grises.

- ***L'ensemble marneux*** (Maastrichtien "inférieur" à "supérieur")

Son sommet est tronqué par la surface de discordance du Miocène continental de type conglomératique.

Il s'agit d'une épaisse série (plus d'une centaine de mètres) de marnes argileuses gris bleuâtre, interrompue à certains niveaux par des intercalations de calcaires marneux grisâtres, sombres à la cassure, en bancs centimétrique à décimétriques. Ce terme renferme des amas lenticulaires plus ou moins étendus de Complexe bréchique (Ciszak, Magné et Peybernès, 1986).

Plusieurs prélèvements effectués au mur et au toit de ces amas gypseux nous ont permis d'établir un découpage biostratigraphique de cet ensemble apparemment monotone (fig. 72) :

1) <u>La zone à Falsostuarti</u> (Maastrichtien "inférieur")

- en rive gauche de l'Oued Tafaraoui [point F8 (fig. 70) et feuille Arbal au 1/50 000, vers X = 207,65, Y = 243,4], les marnes livrent l'association *Globotruncana aegyptiaca*,

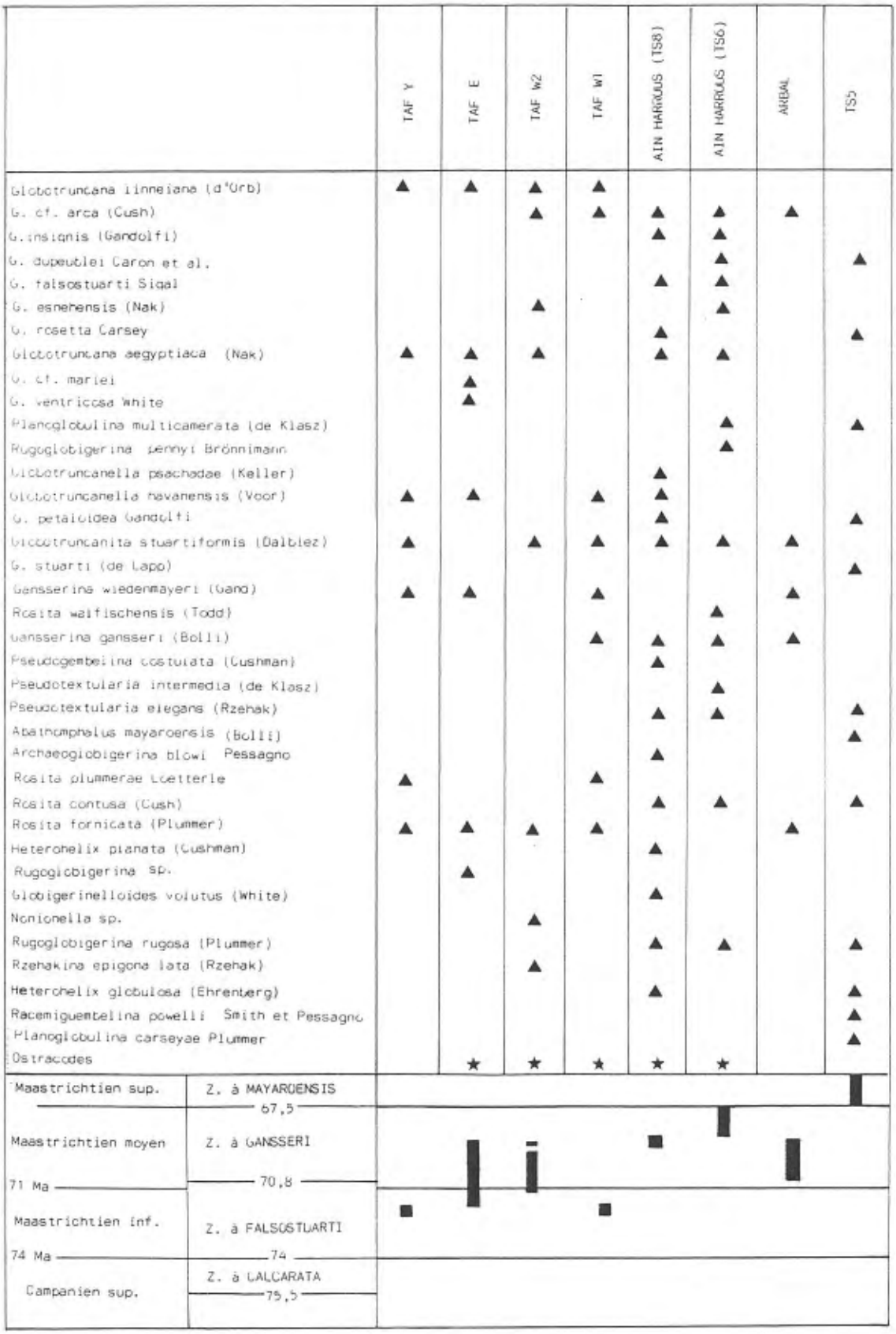



Fig. 72- Biostratigraphie du Sénonien supérieur des nappes telliennes

*Rosita plummerae* Lotterle et *Globotruncana wiedenmayeri* (fig. 72, échant. TAF Y) qui signent la partie supérieure de la zone à Falsostuarti (échelle de Robaszinski et *al.* , 1984) ; ces taxons sont associés à des formes plus anciennes, remaniées : *Rotalipora cushmani* (Morrow) du Cénomanien, *Marginotruncana sigali* (Reichel) du Turonien supérieur-Coniacien, *M. marginata* (Reuss) du Coniacien-Santonien, *M. sinuosa* Porthault et *Globotruncana asymetrica* du Santonien, *Globotruncana cf. bulloides* Vogler du Campanien (dét. M. Caron et J. Magné).

- la zone à Falsostuarti a été mise aussi en évidence dans les marnes à intercalations marno-calcaires, au mur d'un amas gypseux, dans le ravin du Chabet Msabi [point F7 (fig. 70), feuille Arbal au 1/50 000 vers X = 207,65, Y = 241,50, et *cf.* fig. 84] par l'association (échant TAF W1, fig. 72) *Gansserina wiedenmayeri* (Gand.), *Globotruncana linneiana, G. arca, Rosita fornicata* et surtout *Rosita plummerae* (dét. J. Magné).

2) La zone à Gansseri (Maastrichtien "moyen")

- Au toit de l'amas gypseux précédent (échant. TAF W2, fig. 72), les espèces *G. linneiana, G. aegyptiaca* et *G. esnehensis* (Nak.) donnent un âge inférieur à 71 Ma (échelle de Robaszinski et *al.* , 1984) et situent l'échantillon dans la partie inférieure de la zone à Gansseri (Maastrichtien "moyen") ; ces espèces sont associées à des Ostracodes : *Buntonia sp.* MB 530 Donze, *Protobuntonia sp., Leguminocythereis sp., Brachycythereis oguni* Reyment, *Veenia (Veenia) warriensis* Reyment, *Paracypris sp.* et *Acanthocythereis* gr. *meslei* Donze et Oertli (dét. R. Damotte). Selon R. Damotte ces Ostracodes sont à forte influence africaine et connus dans le Maastrichtien du Niger et du Togo.

- la partie supérieure de la zone à Gansseri correspond à des marnes verdâtres (éch. TS8) et grises (TS6) respectivement à la base et au sommet d'un terme détritique à Trias resédimenté (coupe Aïn Harrous II, fig. 87).

D'après M.-J. Fondecave-Wallez qui a déterminé les microfaunes, la présence dans (TS8) de quelques *Pseudotextularia elegans* présentant un début d'évolution vers *Pseudotextularia intermedia* permet de penser à un âge situé vers 69 Ma, au moment où apparaît cette espèce en Espagne (Fondecave-Wallez, 1988).

La présence, dans (TS6) de *Pseudotextularia intermedia* suggère un âge plus récent mais supérieur à 67,5 Ma date d'apparition de *Racemiguembelina fructicosa* (Egger) (Nederbragt, 1990).

3) La zone à Mayaroensis (Maastrichtien "supérieur")

Le Maastrichtien "supérieur" est représenté par des marnes gris sombre. Dans le col d'Aïn El Harrous (coupe I, fig. 86) ces marnes supportent un amas pluridécamétrique du "Complexe bréchique à matrice gypseuse".

La microfaune planctonique (dét. M.-J. Fondecave-Wallez) indique (fig. 72, échant. TS5) la zone à Mayaroensis.

### b) Massifs à schistosité

Les rapports entre le Sénonien "à caractère tellien" et soit le substratum schisteux et métamorphique, "parautochtone", soit les formations à schistosité des "unités à affinité rifaine" (*sensu* Guardia, 1975) s'établissent toujours (Guardia, 1975, et Fenet, 1975) le long d'un contact anormal qui est souvent une faille listrique. Le Sénonien constituerait ainsi des lambeaux tectoniques "témoins de nappes de glissement" parfois géographiquement très limités.

Cependant, la présence du Sénonien est presque toujours liée à celle du Complexe bréchique à matrice gypseuse (ex-"Complexe triasique") considéré par ces auteurs comme "semelle de nappes" ; or on verra ultérieurement que cette disposition n'est pas toujours respectée si on tient compte de certains affleurements du secteur de Beni Saf.

#### b.1) Massif d'Oran

Seuls le Campanien et le Maastrichtien ont été reconnus dans les massifs littoraux oranais.

- **Le Campanien**, identifié dans le Massif d'Arzew, correspondrait selon Fenet (1975, p. 86) à des marnes pélitiques noires ;

- **Le Maastrichtien** affleure essentiellement sur la bordure nord du Massif d'Oran (Murdjadjo). Il est représenté par trois formations que nous avons désignées par :
  - *"flysch rouge" du Douar Sarrahoui ;*
  - *"flysch marneux à microbrèches" ;*
  - *ensemble marno-calcaire de Sidi Hammadi.*

• ***Le "flysch rouge" du Douar Sarrahoui*** (passage Campanien à Maastrichtien)

Le versant sud de la butte sur laquelle se tient le Douar Sarrahoui (feuille Les Andalouses, vers X = 175,4, Y = 268,9, et *cf.* fig. 80 et 81), près d'El Ançor, est constitué par un ensemble rougeâtre à violacé de pélites gréseuses à intercalations de grès fins et de minces lits de microbrèches polygéniques riches en quartz détritique. Ces alternances confèrent à la série une allure de flysch (Ciszak et Peybernès, 1986). Auparavant, Fenet (1975) avait assimilé cet affleurement au Miocène détritique du "1$^{er}$ cycle post-nappe" dont les marnes grises prennent localement cette teinte lie-de-vin.

Les pélites renferment en fait une microfaune planctonique néocrétacée (fig. 73) avec notamment : *Globotruncanita stuartiformis, Globotruncana linneiana, Rosita fornicata* et *Globotruncana bulloides* indiquant le passage Campanien-Maastrichtien inférieur (échelle de

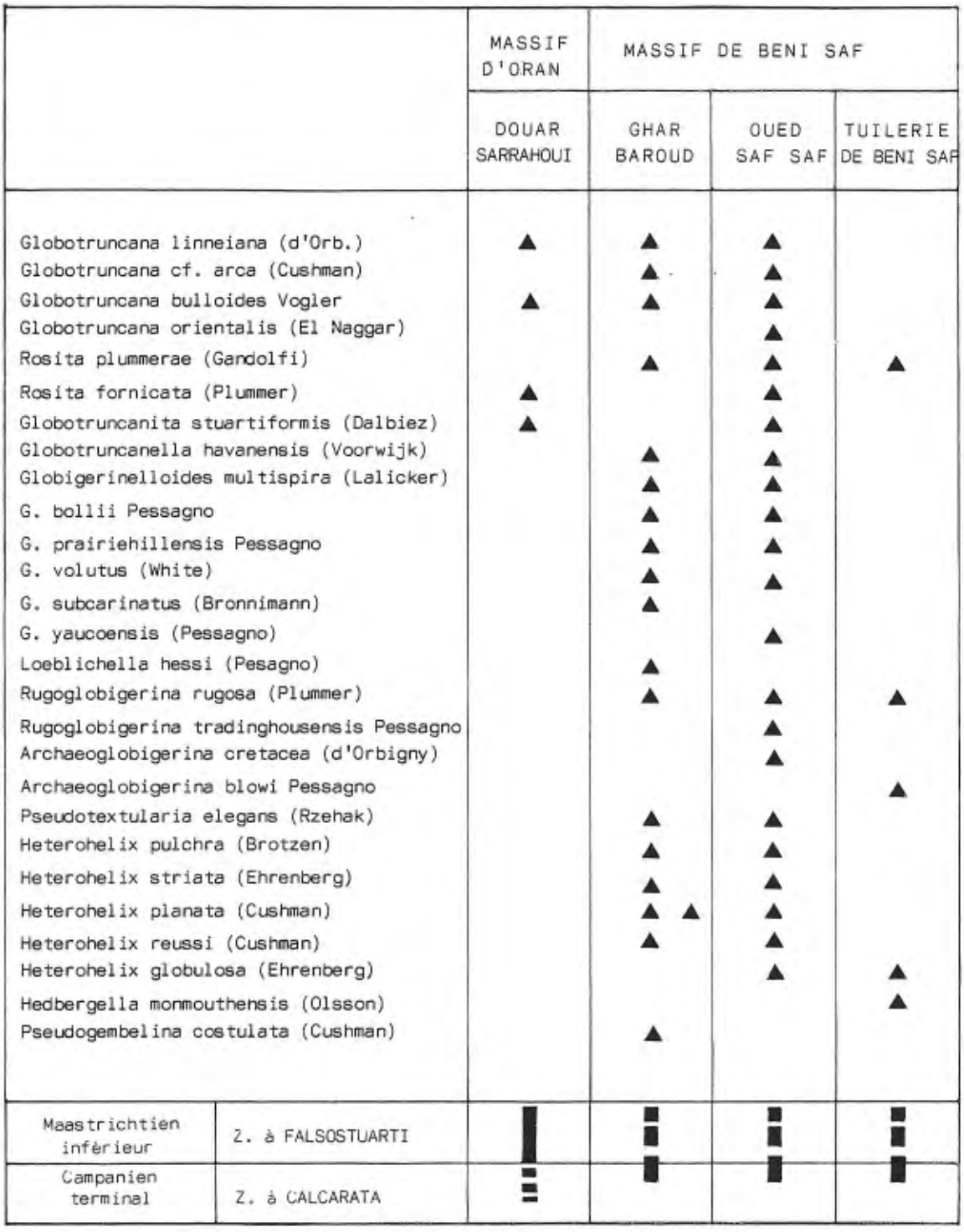



Fig. 73 - La faune planctonique du Sénonien supérieur des massifs littoraux oranais

Robaszinski et *al.* , 1984), et des formes plus anciennes remaniées comme *Glotruncana aff. walfischensis* (Carsey) (dét. J. Magné) .

• ***Le "flysch à microbrèches"*** (Maastrichtien moyen)

Le type de cette formation se situe dans un ravin traversé par la route D. 20 (El Ançor - Bou Tlelis), en X = 173,9, Y = 268 (feuille Les Andalouses au 1/50 000). Cet affleurement (fig. 94 et 95) est déjà décrit en partie par Fenet (1975, p. 86) et attribué par Macoin au Sénonien supérieur grâce à l'identification d'*Hedbergella sp.* et de *Globotruncana sp.*

Notre propre analyse montre qu'il s'agit d'une alternance de pélites noires et de microbrèches polygéniques, à ciment calcareux, qui sont soit grossières et granoclassées, soit très fines, à lamines parallèles, se débitant facilement en plaquettes. L'ensemble est organisé en séquences de type turbidite et s'avère comparable à un "flysch marneux".

- Les pélites renferment de nombreux Globotruncanidés dont : *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *G. esnehensis* Nakkady, *G. arca, G. rosetta* (Carsey), *G. insignis* Gandolfi, *G. dupeublei* Caron et *al.* , *G. aegyptiaca, Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncanella pschadae* (keller), *Rosita contusa* (Cushman), *Rugoglobigerina macrocephala* Brönnimann, *R. reicheli* Brönnimann, *R. rugosa* (Plummer), *R. hexacamerata* Brönnimann, *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, *Hedbergella monmouthensis* (Olsson), *Globigerinelloides multispira* (Lalicker) (dét. M.-J. Fondecave-Wallez), et quelques formes remaniées du Vraconien-Cénomanien dont *Planomalina buxtorfi* Gandolfi, *Rotalipora cushmani* Morrow ; ils sont associés à quelques Ostracodes tels *Krithe sp.* et *Paracypris sp.* (dét. R. Damotte).
Cette microfaune indique un âge Maastrichtien "moyen" (zone à Gansseri).

- Les microbrèches grossières et granoclassées, en bancs de 0,20 m présentent en lame mince des éléments arrondis qui sont des calcaires microcristallins et/ou microbréchiques s'ajoutant aux fragments de phtanites, de silex à Radiolaires, de quartzites, de calcaires bioclastiques à Hedbergelles et *Globotruncana* déjà signalés par Fenet (*op. cit.*).
Le ciment est un calcaire à grandes plages de quartz néoformé ; il renferme une microfaune planctonique (essentiellement des Globotruncanidés mono- et bicarénés), de gros Foraminifères benthiques (*Minouxia*), des débris de Lamellibranches (probablement des Inocérames) et des radioles d'Oursins.

- Les microbrèches à grain fin sont constituées par une alternance de zones à lamines sombres et de zones plus claires sans lamination apparente. Les lamines sont soulignées par des petits éléments (de l'ordre du 1/10$^{ème}$ de mm) clairs (quartz, tests) ou sombres (calcaires micritiques). Le fond cryptocristallin renferme de nombreux Globotruncanidés et Globigérinidés. Les zones claires correspondent à une pélagite à grains de quartz et de minéraux opaques, contenant des Globotruncanidés, des Globigérinidés et de gros Rotalidés.

*Comparaison de faciès avec le "flysch massylien" :*

Cette formation pélitique, à microbrèches, est lithologiquement comparable au "flysch sénonien à microbrèches" désigné aussi par "ensemble marno-microbréchique" qui est l'un des termes du "flysch massylien" défini et décrit dans le Nord-Constantinois où le faciès à microbrèches représente dans les nappes telliennes de cette région surtout le Sénonien inférieur et localement aussi le Sénonien supérieur (Bouillin et *al.* , 1970 ; Raoult, 1972 ; Vila, 1971, 1980, 1988)].

Cette identification, confortée par l'existence d'un faciès original du Sénonien dans les unités externes du Tell oranais, conduirait donc à considérer cet affleurement comme le témoin le plus méridional d'un flysch de type "kabyle".

• ***L'ensemble marno-calcaire de Sidi Hammadi*** (Maastrichtien *s.l.*)

Dans le secteur du Douar Sidi Hammadi (fig. 96), un copeau tectonique de marnes grises à petits bancs centimétriques de calcaires marneux, très plissés, repose par l'intermédiaire du "Complexe bréchique" sur le substratum jurassique et crétacé du Massif d'Oran.

Les marnes nous ont livré quelques Foraminifères planctoniques (*Globotruncana sp.* et *Hedbergella sp.*) mal conservés ; une faune analogue enrichie d'Hétérohélicidées a permis à Fenet (1975, p. 86) de proposer pour cet ensemble un âge maastrichtien.

**b.2) Région de Beni-Saf**

Guardia (1975, p. 136) signale localement la présence "de marnes pélitiques gris violacé à petits bancs de calcaires sublithographiques appartenant au Maastrichtien supérieur".

Notre étude du Crétacé supérieur est encore ici liée à celle du Complexe bréchique (chap. II) dont il constitue le terme inférieur dans la fourchette stratigraphique Campanien supérieur - Maastrichtien inférieur (Centène, Ciszak et Dubel, 1978).

**- Ghar Baroud**

Les pentes qui dominent à l'Ouest l'Oued Belhassini (fig. 77) montrent, en contact stratigraphique au toit du "Complexe chaotique de Beni-Saf", la présence assez constante de marnes silteuses et gypseuses bariolées (verdâtres et lie-de-vin) remaniant localement à leur base des galets isolés de "roches vertes" altérées (diabases). Ces pélites antérieurement assimilées au "Complexe triasique" (Guardia, 1975, p. 149) renferment (vers X = 128,8, Y = 227, feuille Beni-Saf au 1/50 000), une microfaune très riche en organismes

planctoniques (fig. 73) qui indique le sommet du Campanien et la base du Maastrichtien (zones à Calcarata et Falsostuarti de l'échelle de Robaszinski et *al.* , 1984).

**- Grande Tuilerie de Beni-Saf**

Dans ce secteur (loc. fig. 77) les pélites brunes se chargent de passées microconglomératiques riches en quartz. L'ensemble tend à se confondre avec la série détritique continentale miocène sus-jacente, ici nettement discordante, dont il mime le faciès et la teinte violacée.

De ce fait, Guardia (1975, p. 162) attribue tous ces affleurements au Miocène en considérant la biophase néocrétacée qui y est contenue, comme "remaniée des nappes".

En 1986, Jenny et *al.* tiennent cet ensemble marneux et conglomératique pour la matrice d'un vaste olistostrome dans laquelle sont disséminés avec d'autres éléments d'origine sédimentaire ou volcanique, des paquets de marnes sénoniennes ; cet olistostrome (le "complexe chaotique de Beni saf") est attribué au Miocène anté-messinien.

Récemment, Guardia et Kireche (1989) proposent un âge miocène pour des marnes varicolores à microbrèches qu'ils assimilent à notre ensemble brunâtre mais qui contiendraient aussi, selon eux, des galets de Numidien et un mélange de microfaunes remaniées du Tertiaire (Miocène moyen pour les plus récentes).

Nos propres récoltes (fig. 73) réunissent une microfaune planctonique abondante et bien conservée (dét. M.-J. Fondecave-Wallez), associée à de rares Ostracodes, indiquant uniquement le Crétacé supérieur et plus précisément le passage Campanien-Maastrichtien (zones à Calcarata et Falsostuarti).

**- Oued Saf-Saf**

Une coupe (fig. 74) observée dans le ravin de l'Oued Saf-Saf (loc. fig. 77) en direction de la source captée sous le village de Beni-Khaled (feuille Beni-Saf au 1/50 000, vers X = 129,9, Y = 228,5) montre de l'aval (au Nord) vers l'amont (au Sud) :

(1)- des amas décamétriques associant des blocs métriques de "roches vertes" très altérées et des paquets d'argilites rouges ou vertes ;

(2)- des pélites argileuses légèrement gréseuses et gypseuses brun violacé ou verdâtres. Ces pélites renferment une microfaune planctonique du passage Campanien-Maastrichtien (fig. 73) ;

(3)- des marnes argileuses vert-jaunâtre (kaki), près de la source, qui fournissent l'association : *Rosita contusa* (Cushman), *Globotruncana stuartiformis* (Dalbiez), *G. mariei* Banner et Blow, *G. arca, G. rosetta* (Carsey), *G. insignis* Gandolfi, *G.aegyptiaca, Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *G. petaloidea* (Gandolfi), *Pseudoguembelina costulata* (Cushman), *P. palpebra* Brönnimann et Brown, *Heterohelix striata*

(Ehrenberg), *H. globulosa* (Ehrenberg), *H. punctulata* (Cushman), *Globigerinelloides subcarinatus* (Brönnimann), *G. prairiehillensis* Pessagno, *Loeblichella coarctata* (Bolli), *L. hessi* (Pessagno), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Rugoglobigerina pennyi* Brönnimann, *R. milanensis* Smith et Pessagno, *R. rugosa* (Plummer) et *Racemiguembelina fructosa* (Egger), qui signent le Maastrichtien "moyen" à "supérieur" (zones à Gansseri et Mayaroensis) (dét. M.-J. Fondecave-Wallez).

Ces marnes sont en contact anormal avec un ensemble de calcaires cristallins et de dolomies bréchiques minéralisées ; cet ensemble (4) représente le substratum jurassico-crétacé qui appartiendrait à une unité "rifaine", dans un dispositif peut-être analogue à celui de Ghar Baroud (fig. 78), ou qui, dans une autre hypothèse (Jenny et *al.* , 1986), formerait un olistolithe du "Complexe chaotique de Beni Saf" ;

Au-dessus vient une alternance de grès grossiers psammitiques et de pélites gréseuses rouge lie-de-vin du Miocène continental (probable), recouvert par des coulées basaltiques (6) quaternaires (Bellon et Guardia, 1980).

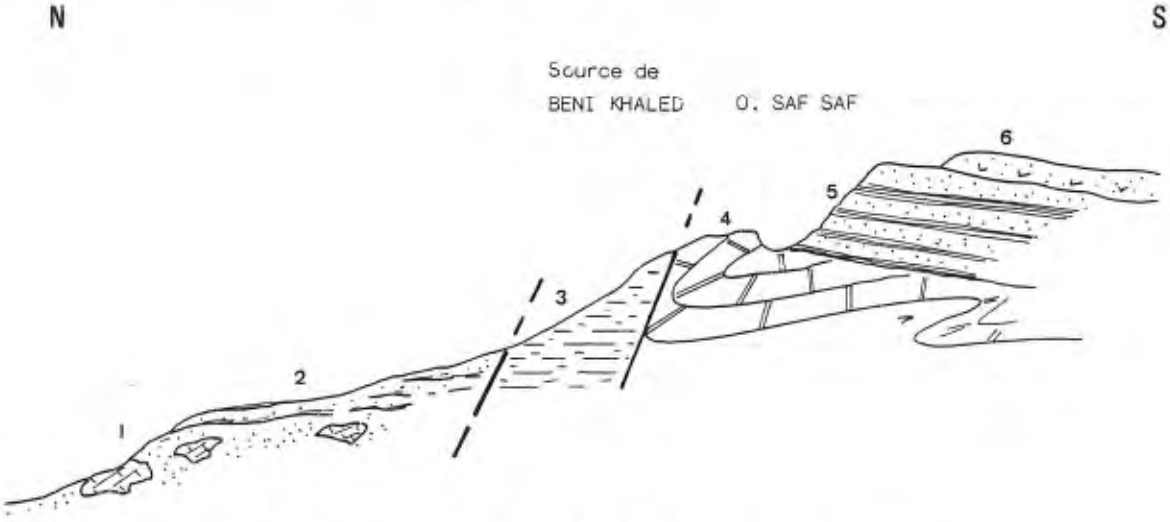
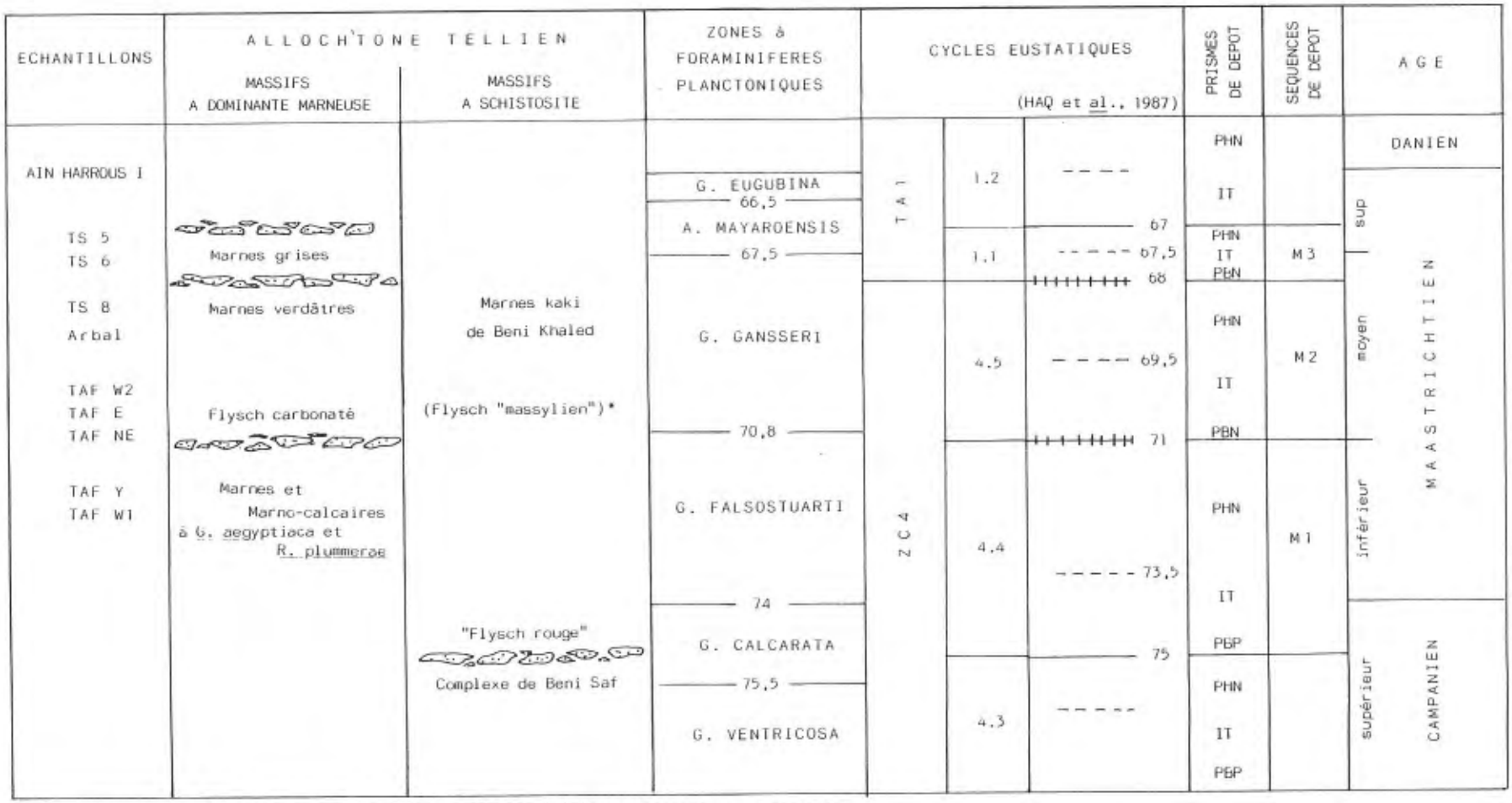



Fig. 74 : Coupe géologique interprétative de l'Oued Saf-Saf (légende dans le texte)

### - Séquences de dépôt dans le Maastrichtien du domaine tellien oranais

La série du Maastrichtien telle qu'elle se présente dans le dispositif allochtone externe tello-rifain nous paraît suffisamment bien datée grâce aux Foraminifères planctoniques, pour tenter d'en dégager un cadre chronostratigraphique. Celui-ci interprété en termes de stratigraphie séquentielle (fig. 75), nous permet de mettre en évidence 3 séquences de dépôt (M1, M2, M3) qu'il est possible de corréler avec les cycles eustatiques de 3ème ordre (Haq et *al.* , 1987).




* Corrélations possibles grâce à des associations de Foraminifères planctoniques comparables

Complexe bréchique

Fig. 75 - Le Sénonien supérieur des nappes telliennes ; cortèges sédimentaires et corrélations avec les cycles eustatiques

***- Séquence de dépôt M1 (Campanien terminal - Maastrichtien inférieur)***

Nous lui attribuons les cortèges sédimentaires suivants :

- Le prisme de bas niveau marin représenté par le "flysch rouge".

L'ensemble silici-clastique de base (ou "flysch rouge") n'affleure que dans la zone des massifs à schistosité. Il s'agit d'une succession rythmique associant des pélites gréseuses et des microconglomérats de teinte violacée, incluant de nombreux amas plus ou moins importants du Complexe bréchique (ex "Complexe triasique"), par exemple dans les secteurs de Beni-Saf et du Douar Sarrahoui.

Son âge s'étend du Campanien terminal à la base du Maastrichtien (zones à Calcarata et à Falsostuarti).

Le faciès pélito-gréseux à cachet turbiditique désigne cet ensemble comme un cortège de bas niveau marin ; il est logique d'y associer le "complexe chaotique de Beni-saf" (*sensu* Guardia,1975) qui en jalonne la base et qui confirme, ici, son origine sédimentaire (chapitre II). Ce cortège se développe lors d'une chute brutale de la mer au-delà de la bordure de la plate-forme côtière. Celle-ci coïnciderait avec la discontinuité de type 2 datée de 75 Ma transformée en discontinuité de type 1 (Haq et *al.* , 1987). Cette modification serait le fait d'une instabilité du tréfonds vraisemblablement liée à des mouvements tardifs de la phase compressive intrasénonienne (chapitre III).

- L'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau marin indifférenciés

Il s'agit de l'ensemble de marnes et de calcaires marneux, inclus dans la série "tellienne" du Pic Tafaraoui (éch TAF W1 et TAF Y, fig. 72). Ces marnes sont assez précisément datées par l'association *R. plummerae* et *G. wiedenmayeri* ou *G. aegyptiaca*, de la partie supérieure de la zone à Falsostuarti (vers 72 Ma, sur l'échelle de Robaszinski et *al.* , 1984).

Le prisme de bas niveau marin, l'intervalle transgressif et le prisme de haut niveau marin, ainsi définis et rattachés à deux unités telliennes distinctes, ne se succèdent pas sur une même colonne stratigraphique car leur dépôt relève vraisemblablement de domaines paléogéographiques différents. Chacun de ces prismes de dépôt fait cependant partie d'une séquence de dépôt (M 1) qui peut être corrélée avec le cycle eustatique ZC 4.4.

***- Séquence de dépôt M2 (Maastrichtien "moyen")***

Cette séquence est apparemment la plus développée à l'affleurement. On distingue :

- le cortège de bas niveau marin ;

il correspond à l'ensemble carbonaté pélito-microconglomératique de la série "tellienne" du Pic Tafaraoui dans le Chabet Daouïa.

La microfaune planctonique (échant. TAF E, fig. 72) où sont associés *G. aegyptiaca* et *G. ventricosa* lui donne un âge moyen de 70 Ma. (échelle de Robaszinski et *al.* , 1984).

Ce cortège auquel il convient d'intégrer les amas gypseux conglomératiques qui en jalonnent la base, a pu se mettre en place pendant la baisse du niveau de la mer datée de 71 Ma (Haq et *al.* , 1987).

Cette baisse eustatique pourrait être la cause, aussi, du dépôt du "flysch marneux à microbrèches" des écailles de l'Oued Hammadi (massif d'Oran). Son âge, le Maastrichtien "moyen" (zone à Gansseri) le rend (sub)contemporain de l'ensemble turbiditique précédent. Toutefois cet âge est indiqué respectivement dans les deux formations par des associations faunistiques spécifiquement dissemblables ; cette disparité entre les deux populations découlerait éventuellement des conditions de sédimentation distinctes régnant dans des domaines paléogéographiques différents.

- Le cortège transgressif et le cortège de haut niveau marin ;

les données lithostratigraphiques n'ont pas permis d'identifier avec certitude le cortège transgressif.

Le cortège de haut niveau marin pourrait, en revanche, correspondre en grande partie à l'ensemble de marnes bleues, apparemment très épais, admettant des intercalations de calcaires marneux, et contenant les associations à Foraminifères planctoniques de la zone à Gansseri (fig. 72, éch.TAF W2, TS8, Arbal).

Cette séquence de dépôt se serait mise en place lors du cycle eustatique ZC 4.5.

***- Séquence de dépôt M3 (Maastrichtien "moyen" à "supérieur").***

Elle serait représentée par les marnes grises (éch. TS6) de la fin du Maastrichtien "moyen" (âge présumé entre 69 et 67,5 Ma.).

Ces marnes surmontent au Col d'Aïn Harrous un complexe détritique stratifié, à Trias resédimenté (gisement "Aïn El Harrous II", fig. 87). Celui-ci pourrait correspondre à la sédimentation du cortège de bas niveau marin qui coïnciderait avec la discontinuité limite de base de séquence SB 68 de type 1 (Haq et *al.* , 1987).

La connaissance de la seule position stratigraphique des marnes à *Abathomphalus mayaroensis* du Col d'Aïn El Harrous (éch. TS5, fig. 72, et fig. 75) ne rend possible ni l'identification du cortège sédimentaire, ni la correspondance de celles-ci avec l'un des cycles eustatiques TA 1.1 ou TA 1.2 de la charte de Haq et *al.* (1987).

## 3- Conclusion

L'application des méthodes de stratigraphie séquentielle au Maastrichtien du domaine externe tellien permet, au sein d'un ensemble apparemment monotone et d'organisation complexe, d'identifier les limites inférieures des séquences de dépôt mises en place au cours de trois cycles eustatiques de 3ème ordre. Ces limites seraient marquées par le début d'une sédimentation terrigène à cachet turbiditique dès le Maastrichtien "inférieur" ("flysch rouge" des massifs à schistosité), et au Maastrichtien "moyen" ("flysch à microbrèches" des unités "telliennes"). Des épandages gravitaires conglomératiques précèdent ou éventuellement accompagnent cette sédimentation détritique.

Cette démarche permet, par conséquent :

- d'établir une chronologie des dépôts détritiques ;

- de dater au moins trois épisodes principaux de resédimentation "en masse" (par des processus gravitationnels) d'un matériel d'origine triasique , dans le bassin externe tellien ;

- de mettre en évidence l'existence de mouvements tectoniques par la transformation des dicontinuités de type 2 en discontinuités de type 1 (*sensu* Vail) durant les périodes suivantes :

• au passage Campanien-Maastrichtien dans la zone d'origine des unités à "affinités rifaines" ; le dépôt du Complexe bréchique de Beni-Saf (à Ghar Baroud) (ex-"Complexe triasique" *sensu* Guardia, 1975), correspondrait à une première phase de resédimentation, cachetant les manifestations d'une tectogenèse synmétamorphe, au Crétacé supérieur (chap. III) ;

• au Maastrichtien terminal (zone à A. Mayaroensis), dans la zone d'origine des nappes "telliennes" ; en effet, l'amas conglomératique à matrice gypseuse du Col d'Aïn El Harrous (fig. 86) traduit vraisemblablement une nouvelle resédimentation liée à une baisse du niveau de la mer au-delà de la bordure de la plate-forme côtière. Cette baisse eustatique correspondant à la discontinuité de type 2 datée de 67 Ma (Haq et *al.* , 1987) serait transformée aussi, dans ce cas, en discontinuité majeure de type 1, à cause de la tectonique.

## PLANCHE 7

Ostracodes de l'intervalle Barrémien - Cénomanien dans le Djebel Cheguiga (Monts de Daïa) (*d'après DAMOTTE,1984, planche 1*)

1-3 : *Asciocythere daiaensis* Damotte (x 90)
- Carapace vue de de droite (holotype) (1), vue de gauche (2), vue dorsale (3).
- Membre b des Calcaires de Zigyne (Bédoulien) (*fig. 43* ).

4-6 : *Asciocythere tennfeldensis* Damotte (x 90)
- Carapace vue de droite (holotype) (4), vue dorsale (5), vue de gauche (6)
- Terme a de la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld (Cénomanien) (*fig. 59* )

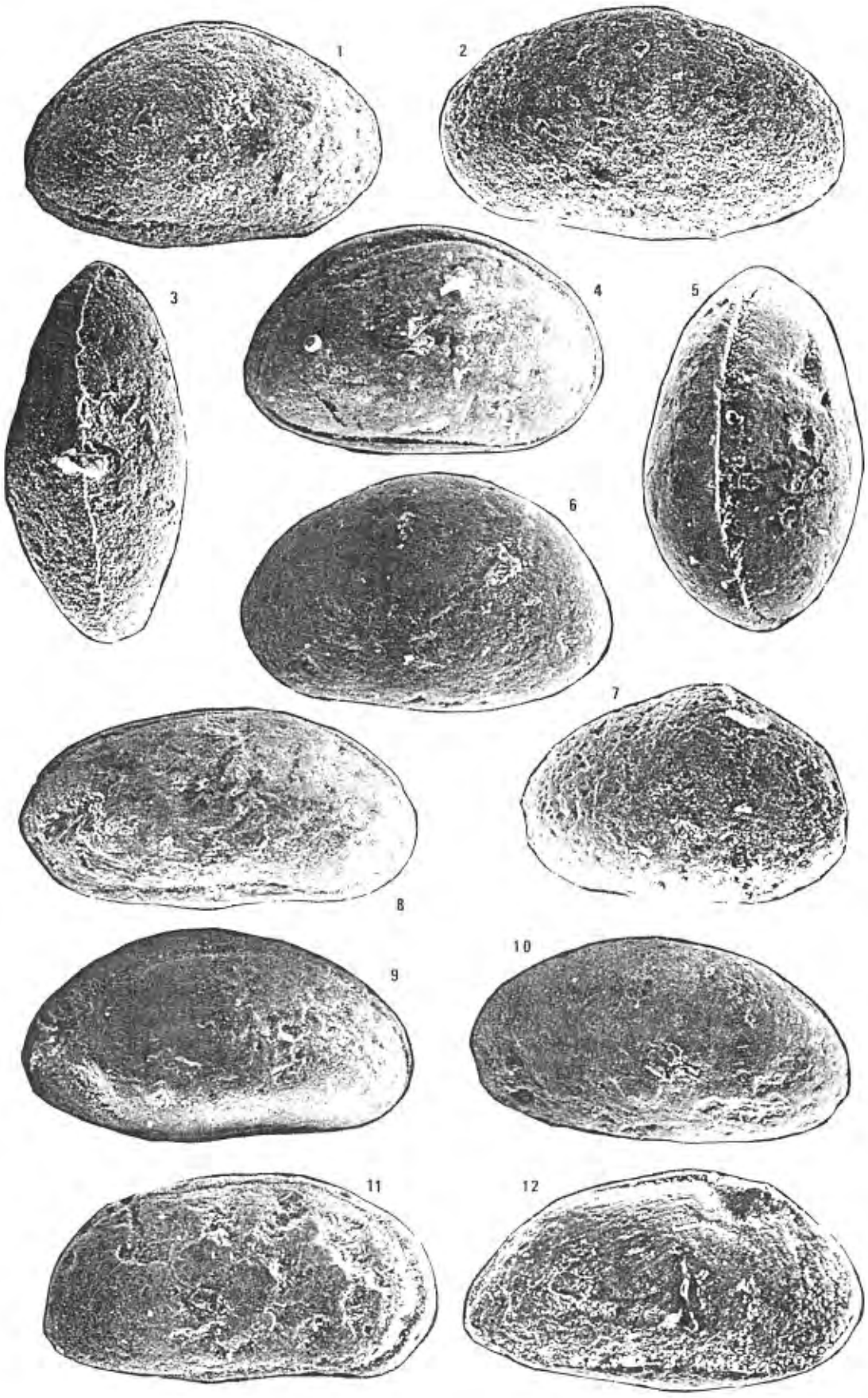
7 : *Asciocythere sp.* 12 (x 90)
- Carapace vue de gauche
- Terme c de la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld (Cénomanien) (*fig.59*)

8-10 : *Dolocytheridea berberica* Damotte (x 75)
- Carapace vue de droite (holotype) (8), vue de droite (9), vue de gauche (10)
- Terme a de la Formation du Djebel Tenfeld (Cénomanien) (*fig. 59* )

11 : *Dolocytheridea sp.* 14 (x 75)
- Carapace vue de droite
- Terme c de la Formation du Djebel Tenfeld (Cénomanien) (*fig. 59* )

12 : *Schuleridea cf. derooi sensu* Damotte et Rey 1980 (x 90)
- Carapace vue de droite
- Membre a des Calcaires de Zigyne (Barrémien) (*fig. 43* )

# PLANCHE 7



## PLANCHE 8

Ostracodes de l'intervalle Barrémien - Cénomanien dans le Djebel Cheguiga (Monts de Daïa) (*d'après DAMOTTE, 1984, pl. 2*)

13 : *Cythereis (R.) btaterensis btaterensis* BISCHOFF (x 90)
- Carapace vue de gauche
- Membre a des Calcaires de Zigyne (Barrémien) (*fig 43* )

14 : *Cythereis (R.) btaterensis immunicostata* BISCHOFF (x 90)
- Carapace vue de droite
- Membre b des Calcaires de Zigyne (Bédoulien)

15 : *Cythereis (R.) btaterensis interstincta* BISCHOFF (x 75)
- Carapace vue de droite
- Membre a des Calcaires de Zigyne (Barrémien)

16 : *Cythereis (R.) btaterensis torifera* BISCHOFF (x 75)
- Carapace vue de gauche
- Membre a des Calcaires de Zigyne (Barrémien)

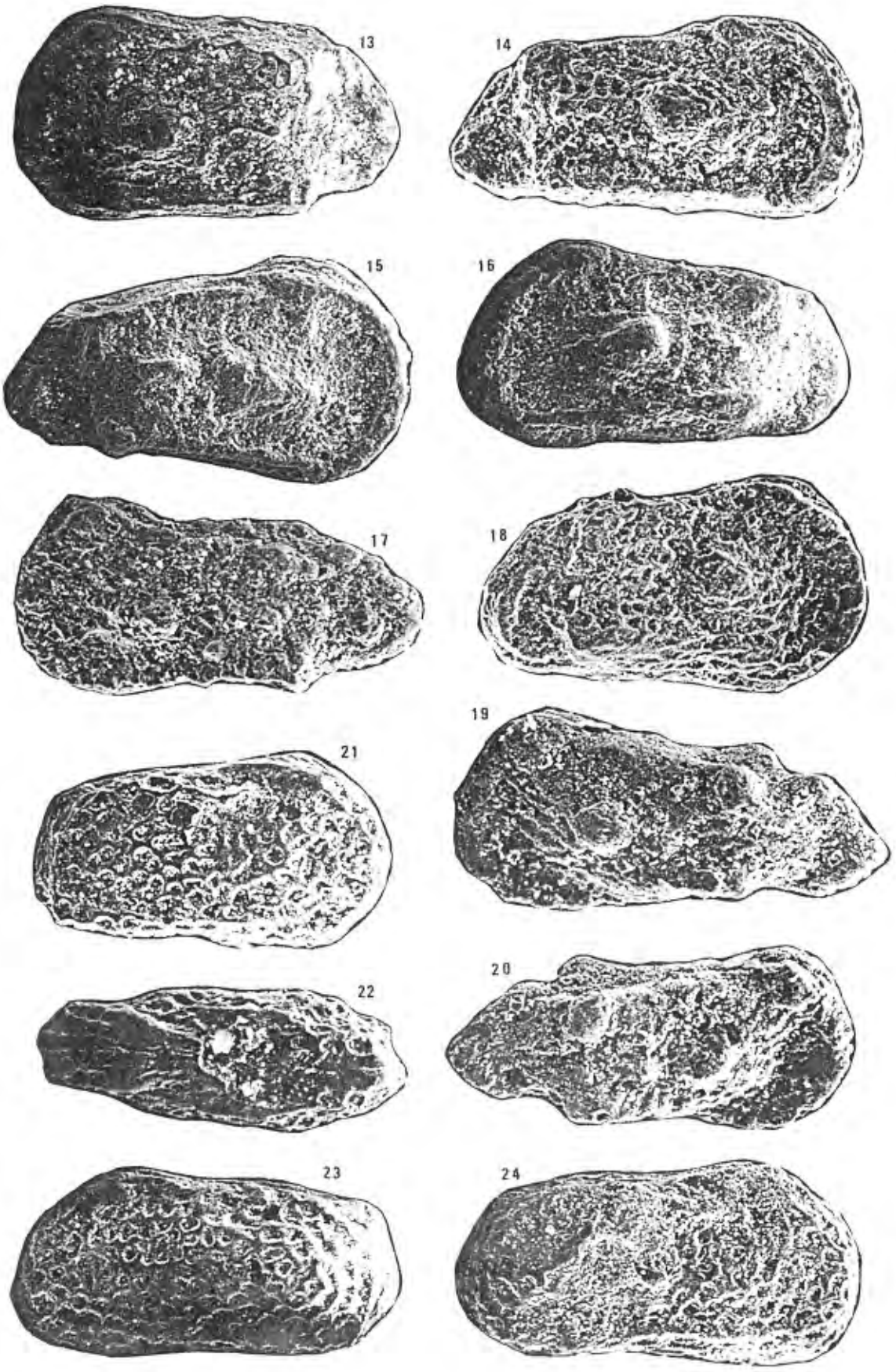
17 : *Cythereis (R.) cf. libanensis* BISCHOFF (x 90)
- Carapace vue de gauche
- terme c de la Formation du Djebel Tenfeld (Cénomanien) (*fig. 59* )

18 : *Cythereis (R.) sp. aff. oertlii* BISCHOFF (x 75)
- Carapace vue de droite
- Membres A et B de la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld (Cénomanien) (*fig. 59*)

19-20 : *Isocythereis ? zigynensis* Damotte (x 120)
- Carapace vue de gauche (holotype) (19), vue de droite (20)
- Membre b des calcaires de Zigyne (Bédoulien)

21-24 : *Platycythereis telaghensis* Damotte (x 75)
- Carapace vue de droite (holotype) (21), vue de gauche (22), vue de gauche (23), vue de droite (24)
- Terme a de la Formation du Djebel Tenfeld (Cénomanien) (*fig. 59* )

# PLANCHE 8



## PLANCHE 9

Ostracodes de l'intervalle Barrémien - Cénomanien dans le Djebel Cheguiga (Monts de Daïa) (*d'après DAMOTTE, 1984, pl. 3*)

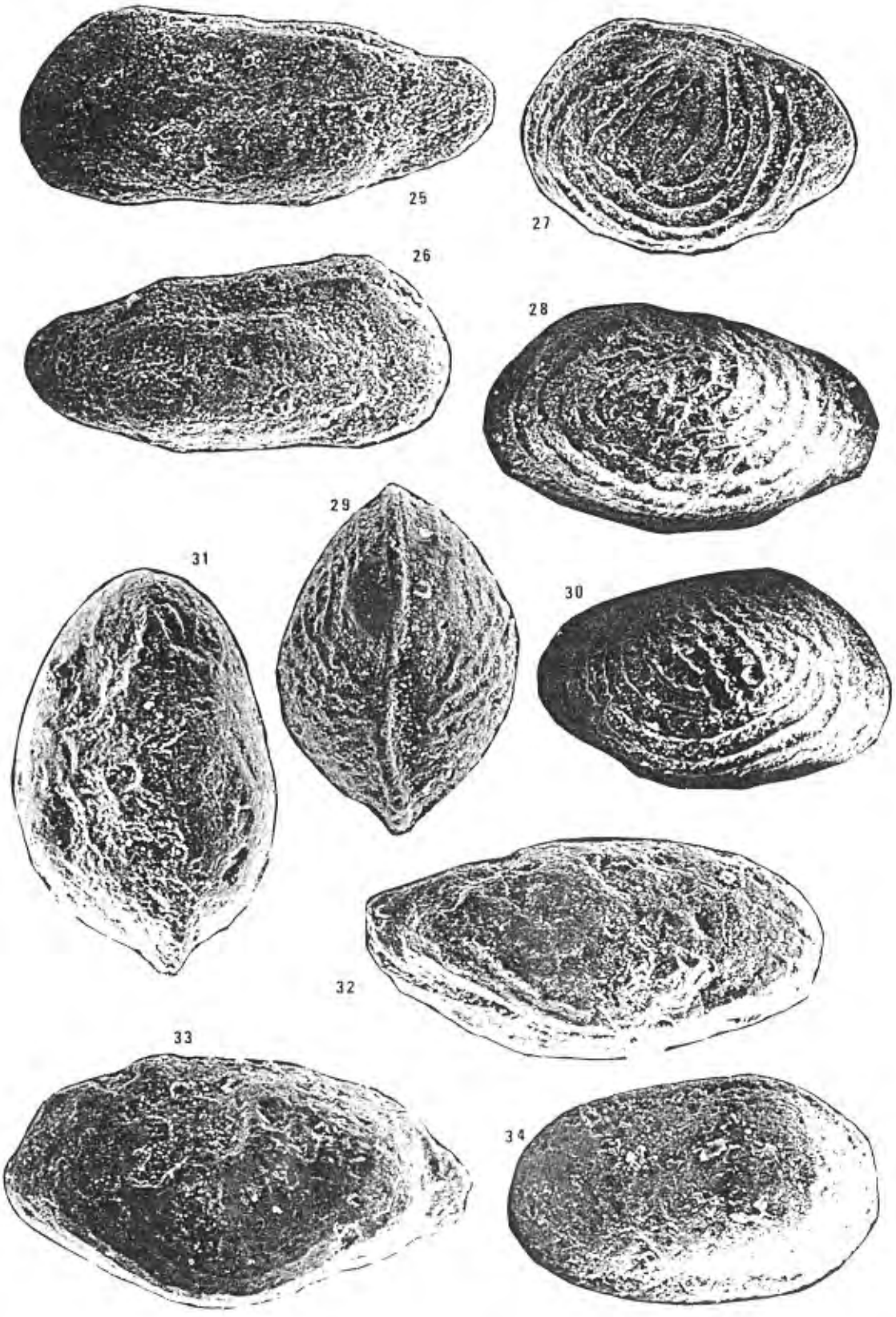
25-26 : *Protocythere ? algeriana* Damotte (x 105)
- Carapace vue de gauche (holotype) (25), vue de droite (26)
- Membre b des Calcaires de Zigyne (Bédoulien)

27-30 : *Centrocythere cheguigaensis* Damotte (x 105)
- Carapace vue de gauche (holotype) (27), vue de gauche (28), vue dorsale (29), vue de droite (30)
- Membre a des Calcaires de Zigyne (Barrémien)

31-33 : *Eocytheropteron sp.* TM X (x 105)
- Carapace vue dorsale (31), vue de droite (32), vue de gauche (33)
- Terme a de la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld (Cénomanien) (*fig. 59*)

34 : *Cytherella sp.* (x 90)
- Carapace vue de droite
- Membre b des Calcaires de Zigyne (Bédoulien)

# PLANCHE 9



## PLANCHE 10

Algues et Foraminifères benthiques de l'intervalle Barrémien à Cénomanien dans le Djebel Cheguiga (Monts de Daïa) (*d'après PEYBERNES, CISZAK, CUGNY et DAMOTTE, 1984, et voir fig. 43)*

1 et 2 : *Salpingoporella dinarica* (RADOICIC) (x 66)
- Membre a des Calcaires de Zigyne (Barrémien)

3 et 4 : *Cylindroporella* gr. *sugdeni* ELLIOTT (x 30)
- Membre a des Calcaires de Zigyne (Barrémien)

5 : *Salpingoporella hispanica* CONRAD et GRABNER (x 30)
- Membre a des calcaires de Zigyne (Barrémien)

6 : *Cylindroporella barnesii* JOHNSON (x 30)
- Membre a des Calcaires de Zigyne (Barrémien)

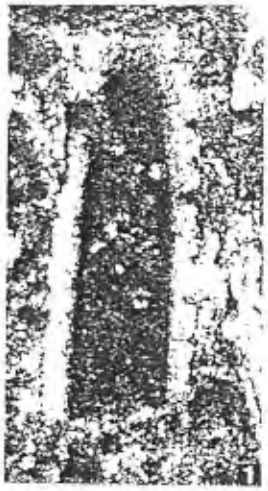
7 : *Choffatella decipiens* SCHLUMB (x 30)
- Membre a des Calcaires de Zigyne (Barrémien)

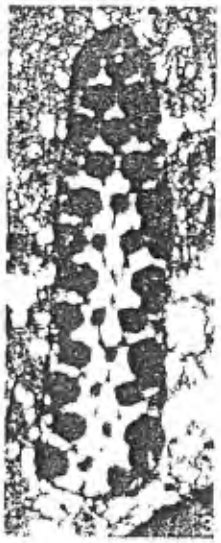
8 : *Mayncina bulgarica* LAUG., PEYB. et REY (x 30)
- Membre a des Calcaires de Zigyne (Barrémien)

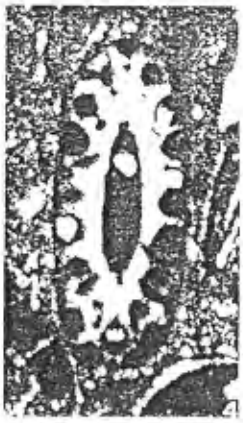
9 : *Praeorbitolina cormyi* SCHROEDER (x 66)
- Membre b des Calcaires de Zigyne (Bédoulien), dans la coupe du Djebel Bou Zoulai (*fig 44*)

10 à 12 : *Pseudochoffatella algeriana* PEYBERNES, CALVEZ et CISZAK, 1988 (x 80)
- Terme c de la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld (Cénomanien) (*fig. 59* )

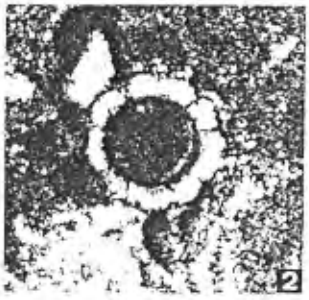
# PLANCHE 10



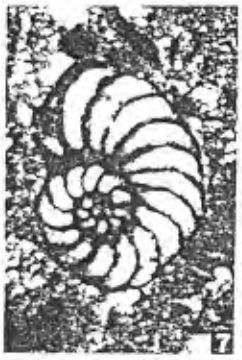








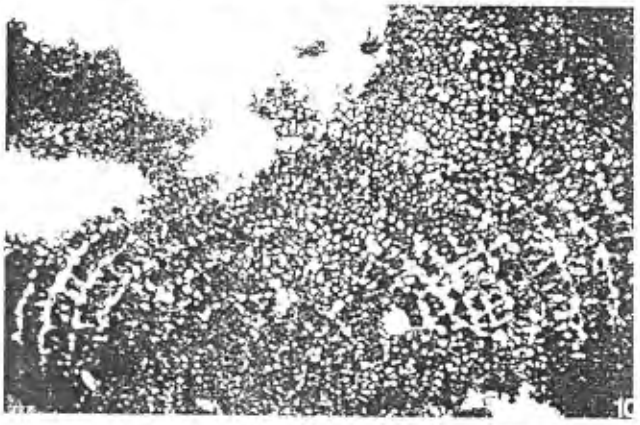


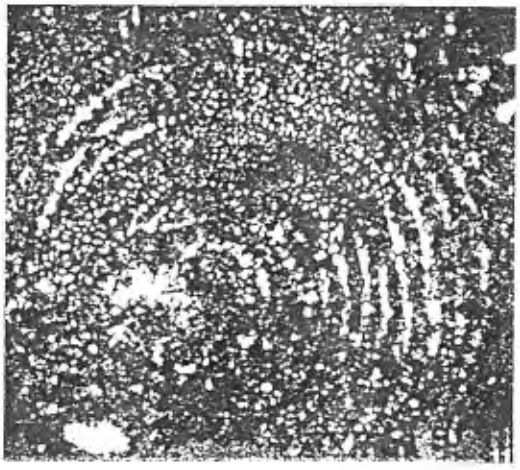


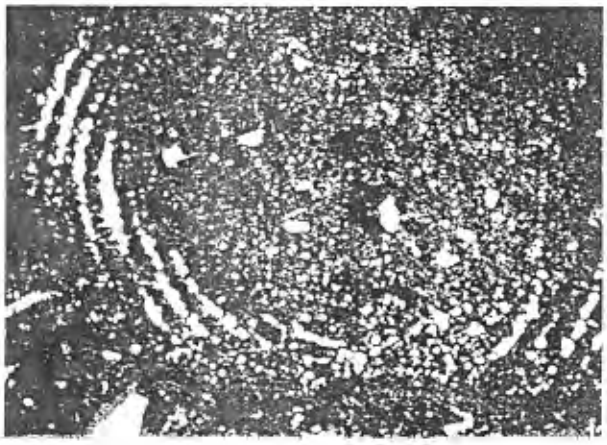










## PLANCHE 11

*Pseudochoffatella* (Lituolidae) dans le Cénomanien prétellien oranais : *Pseudochoffatella algeriana* Peybernès, Calvez et Ciszak (*d'après PEYBERNES, CALVEZ et CISZAK, 1988 pl. 1*)

1 : Section subéquatoriale, holotype (x 5)

2 : Section subéquatoriale du stade initial (x 30)

3 : Microfaciès du niveau à *P. algeriana* (x 7,5)

4 et 10 : sections subaxiales obliques (4 : x 10 ; 10 : x 30)

5 et 6 : Section subaxiale (section identique, 5 : x 5 ; 6 : x 30, montrant le détail de l'ouverture)

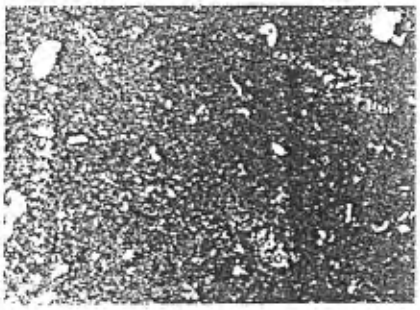
7 : Section subéquatoriale (x 13)

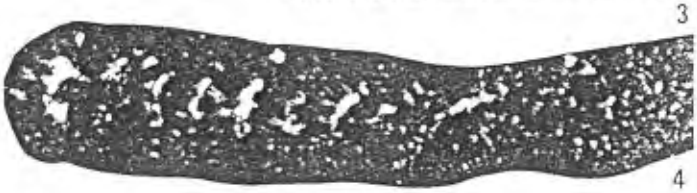
8, 9 et 11 : Détail de sections subéquatoriales à tangentielles sous-épidermiques (x 30)

# PLANCHE 11

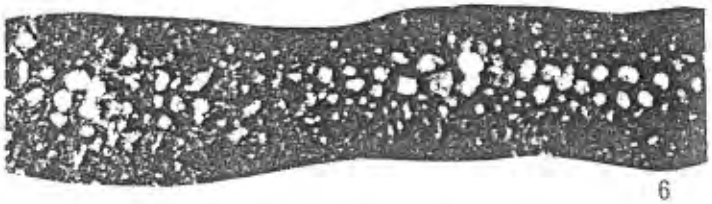

1


2

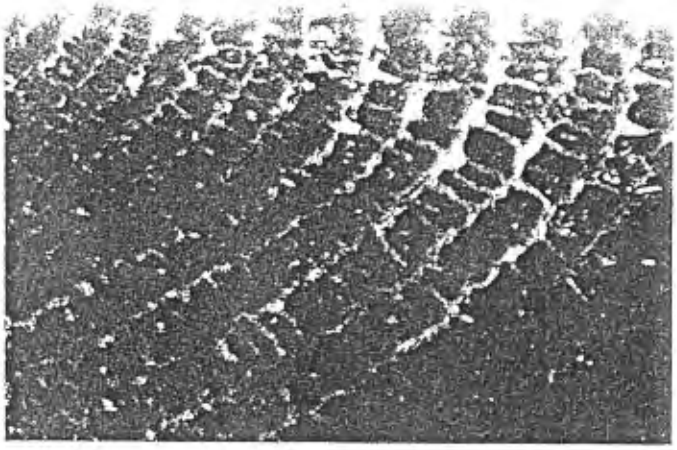

3

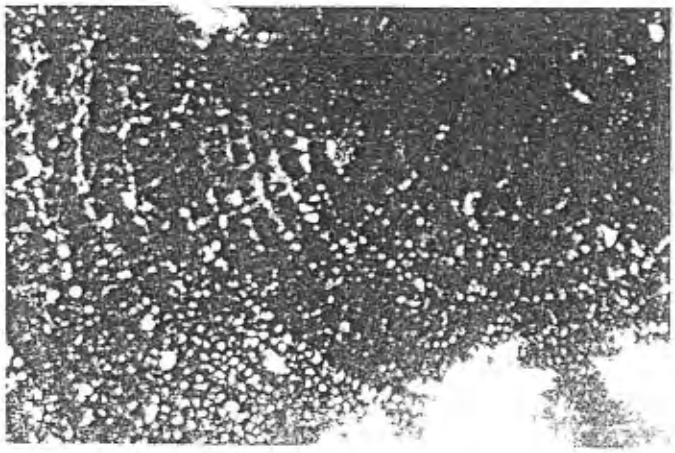

4


5


6


7


8


9


10


11

# CHAPITRE II

# SEDIMENTOLOGIE : RESEDIMENTATIONS INTRASENONIENNES

# SOMMAIRE


1- DONNEES HISTORIQUES 355
1.1- Etapes 355
1.2- Enseignements tirés des anciens travaux 356
1.3- Résultats 361

2- DONNEES DE TERRAIN 363
2.1- Gisements interstratifiés 363
2.1.1- Gisements associés au Sénonien 363
- Répartition 363
- Description 364
a) Massifs à schistosité 364
a.1) Gisement de Ghar Baroud 364
a.2) Gisement de Sidi Bakhti 370
a.3) Gisements du Douar Sarrahoui 372
a.4) Conclusion 374
b) Massifs à dominante marneuse 375
b.1) Gisements du Pic Tafaraoui 375
b.2) Gisements d'Aïn El Harrous 380
b.3) Conclusion 383
- Comparaisons entre les Complexes bréchiques de Ghar Baroud-Beni-Saf et des Tessala 383
- Conclusions et implications 384

2.1.2- Gisements associés au Miocène 388
a) Miocène M1 ("1er cycle post-nappes") 388
b) Miocène M2 ("2ème cycle post-nappes") 389

2.2- Gisements liés aux contacts anormaux 390
2.2.1- Massifs à schistosité 391
2.2.2- Massifs à dominante marneuse 398

2.3- Gisements de type diapir 402
- Etude particulière de l'affleurement d'Arbal 402

3- CONCLUSIONS ET IMPLICATIONS 407
3.1- Conclusions 407
3.2- Implications 408
- Implications d'ordre stratigraphique 408
- Implications d'ordre structural 408
- Implications d'ordre paléogéographique 408
- Etapes de la mise en place du Complexe bréchique à l'échelle du Tell 409
- Rôle du Complexe dans la tectogenèse tellienne 412

# 1- DONNEES HISTORIQUES

Les affleurements très colorés d'un complexe sédimentaire apparemment inorganisé, formé de gypse (servant de matrice) et d'un cortège d'éléments de nature, de taille et d'âge variés, parsèment le domaine externe de la chaîne tellienne dans son ensemble.

Des observations concernant ce faciès font partie de toutes les études régionales entreprises depuis le début du siècle ; elles s'ajoutent aux travaux qui lui ont été particulièrement consacrés (Gentil, 1896 ; Flamand, 1900 ; Fallot, 1942). Un rappel historique exhaustif serait par conséquent trop long et fastidieux ; il ne sera donc résumé, ici, que les principales étapes de cette recherche et les enseignements qui en ont été tirés.

## 1.1- Etapes

a) Gentil (1903, p. 68-71) dresse un premier bilan des connaissances sur ce sujet :

- en 1852, Ville est le premier auteur à aborder l'étude des pointements gypseux dans la région oranaise ;

- jusqu'en 1896, les auteurs vont proposer pour ces affleurements une origine éruptive (Pomel, 1885 ; Bails, 1888 ; Thomas, 1891 ; Ficheur, 1893 ; Pouyanne, 1897), ou métamorphique (Ville, 1857 ; Curie et Flamand, 1889). Ils s'accordent pour leur reconnaître une mise en place récente : Quaternaire ancien (Bleicher, 1874), Pliocène (Pomel, 1885 ; Bails, 1888), Miocène (Pouyanne, 1897), ensemble du Tertiaire (Curie et Flamand, 1889 ; Gentil, 1896).

b) en 1896, la présence de Myophories dans des "calcaires jaune miel" intercalés avec des "argiles bariolées gypsifères" dans le Tell constantinois prouve l'existence du Trias, âge que M. Bertrand, cette année là, propose d'attribuer "à la majeure partie des pointements gypseux d'Algérie".

c) en 1900, Flamand recueille à son tour des Myophories dans le diapir gypsifère de Noisy-les-Bains (actuellement Aïn Nouissy) au Sud de Mostaganem. Il confirme de ce fait l'âge triasique des affleurements gypseux oranais.

d) A partir de 1900, les géologues du Tell vont s'attacher à décrire, chacun dans sa région d'étude, ce qui est désormais convenu d'appeler le "Complexe triasique" ou le "Trias à faciès tellien" (*sensu* Caire, 1957), par opposition au "Trias à faciès kabyle" (de Fallot, 1942). Dans le Tell oranais, Delteil (1974), Guardia (1975), Fenet (1975) et Midoun (1989), affineront les remarquables observations de Gentil (1903), Doumergue (1913) et Dalloni (1952).

## 1.2- Enseignements tirés des anciens travaux

### *- Les modes de gisements du "Complexe gypseux"*

Cette formation conglomératique à matrice gypseuse étant désormais reconnue d'âge triasique, sa position au milieu des terrains beaucoup plus jeunes (souvent le Crétacé ou le Miocène) ne pouvait s'interpréter que par une mise en place diapirique, ou tectonique. Cependant quelques auteurs reconnaissent le caractère interstratifié de certains gisements.

a) Les diapirs

Les affleurements correspondant à ce type de gisement se trouvent respectivement à Arbal (Monts du Tessala, fig. 76), à Aïn Nouissy (Plaine de l'Habra) et au Djebel Rhirâne (Monts des Beni Chougrane).

b) Gisements apparemment interstratifiés

- Ceux pour lesquels, selon Polvêche (1960) "il est impossible de préciser s'ils sont liés ou non à un contact anormal" apparaîtraient "interstratifiés" dans l'Albo-Cénomanien et dans le Sénonien ; cet auteur remarque (p. 78) que "certains filons se suivent sur plusieurs dizaines de kilomètres" et sont comparables aux "lames subhorizontales" qui, selon Caire (1957), "restent parallèles aux terrains qui les encadrent" ;

- Ces affleurements peuvent aussi, selon Dalloni (1952), constituer des sortes de filon-couches, séparant le Crétacé moyen du Sénonien dans les Beni Chougrane et dans les Sebaa Chioukh, le Trias formant alors "un niveau très continu qu'on pourrait confondre avec un Turonien à faciès lagunaire" ;

- Fenet (1975) constate que certains affleurements sont disposés "sans ordre ni logique, emballés dans l'allochtone" ; Gentil (1903) compare de tels amas à des "klippes sédimentaires".

c) Gisements impliqués dans des contacts anormaux

Nonobstant le caractère interstratifié de certains gisements, les auteurs interprètent la quasi totalité des affleurements de "Trias" comme des "lames tectoniques". Celles-ci seraient associées soit à des contacts anormaux majeurs ( le "Trias" constituant alors la semelle des nappes), soit "à des contacts secondaires" (à l'intérieur d'une unité) même s'ils ne sont pas visibles (Delteil, 1974).

d) Les autres formes de gisements

Elles sont énumérées par Caire (1957, p. 75) qui cite Savornin (1920, 1931), Termier (1927), Ehrmann (1922) ; nous avons retenu les qualificatifs de "colonnes, dômes, eczèmes, pistons, lames de couteau, poires, dykes, laccolithes" donnés à ces structures. Cet

auteur ajoute aussi que le "complexe triasique" peut apparaître sous forme de "bandes, de traînées, d'imprégnations diffuses, de cicatrices, de copeaux".

***- Position stratigraphique***

Les auteurs s'accordent pour reconnaître que le Complexe occupe des positions stratigraphiques variées, mais qu'on ne le trouve jamais, même en reliques, à la base de la couverture secondaire dans les secteurs où le Lias est présent, notamment dans l'autochtone relatif. En revanche, "il *surgit* au milieu des terrains les plus divers et les plus récents" (Dalloni, 1952).

La répartition des "bandes" de "Trias" ne semble obéir à aucune loi générale ; "elles séparent des terrains d'âge et de structure différents" (Caire, 1957). Cette répartition peut se faire :

- dans toute la masse des unités structurales (Mattauer, 1958 ; Delteil, 1974),
- au sein des dépôts d'une époque précise, le Sénonien : "il existe dans le Sénonien une zone privilégiée au sein de laquelle se situent les bandes triasiques" (Caire, 1957),
- à l'intérieur d'un étage : le Néocomien, l'Albo-Cénomanien ou le Maastrichtien qui est "de loin l'étage qui recèle le plus de lames de Trias" (Caire, 1957),
- entre deux termes où figure le plus souvent le Sénonien (Polvêche, 1960, p. 79).

Delteil (1974) remarque que "les gisements associés au Crétacé inférieur et moyen sont les plus variés et les plus compliqués", alors que "ceux qui sont associés au Crétacé supérieur correspondent à de longues lentilles".

Enfin, Leikine (1969) démontre que certains affleurements "triasiques" des Babors occidentaux correspondent à des resédimentations du Trias à l'Albien supérieur, au début du Sénonien et pendant le Sénonien supérieur.

***- Fréquence des affleurements dans les ensembles structuraux***

Dans l'autochtone tellien, en Oranie occidentale, le Trias serait inconnu (Guardia, 1975). Dans l'allochtone, Polvêche fait remarquer (1960, p. 80) que "certaines nappes sont plus riches que d'autres en lames triasiques".

- "Parautochtone" et unités à "affinité rifaine" : Guardia (1975) constate qu'en Oranie occidentale les lames de "Trias" sont absentes au sein du matériel épimétamorphique parautochtone, alors que les unités à "affinité rifaine" en renferment des composants sédimentaires et volcaniques

Dans les massifs schisteux oranais, le "Trias" occuperait les contacts anormaux, "incorporé ou non à des brèches tectoniques" (Fenet, 1975, p. 26).

- Unités "telliennes"

En Oranie occidentale, le "Trias" serait "abondant en semelle des trois grands groupes d'unités et au sein des Unités Chouala et Sénonienne (Guardia, 1975, p. 151).

En Oranie centrale, Fenet (1975) reconnaît que le "Trias" est très rare dans l'Unité albo-cénomanienne, relativement abondant dans l'Unité Chouala, très abondant dans l'Unité sénonienne et exceptionnel dans les Unités oligo-miocène et numidienne.

- ***Composition lithologique***

Depuis longtemps les auteurs constatent qu'il est généralement "impossible d'établir une stratigraphie dans les dépôts rapportés au Trias" (Fenet, 1975, p. 23), même si certains affleurements font penser à une succession lithologique sur quelques mètres (diapir d'Aïn Nouissy). Les expressions les plus utilisées dans les ouvrages sont : "le désordre, le chaos, la confusion" (Caire, 1957).

Il s'agit donc le plus souvent d'éléments exotiques d'âge divers, associés ou en "pierres volantes", de taille variant du "millimètre à l'hectomètre" (Caire, 1957) ; les auteurs ont tous procédé à l'inventaire des constituants lithologiques et minéralogiques.

a) Les constituants d'origine sédimentaire

- le sel gemme, en masses très épaisses dans les diapirs d'Arbal et d'Aïn Nouissy (Midoun, 1989) ;

- le gypse blanc ou rosâtre, saccharoïde, absent dans les unités "rifaines" (Guardia, 1975) mais fréquent dans les unités "telliennes" (Guardia, 1975 ; Fenet, 1975 ; Delteil, 1974) ;

- ceux issus de formations sédimentaires ou métamorphiques, en blocs ou en fractions plurimétriques, rapportés : soit au Paléozoïque (schistes dévoniens, grès, quartzites, conglomérats présumés permo-carbonifères), soit au Trias (roches salines et gypse mais aussi cargneules, calcaires, dolomies grises, brunes, noires, vacuolaires ou pulvérulentes, argilites violacées, grès, marnes bariolées plus ou moins schisteuses), soit aux systèmes Jurassique et Crétacé (roches carbonatées souvent fossilifères, calcaires, dolomies rubanées ou rubéfiées, calcaires marneux, calcaires dolomitiques), soit à l'Eocène (calcaires à Nummulites).

b) des roches éruptives

En Oranie, il s'agit de roches d'épanchement ou hypovolcaniques basiques, la plupart métamorphiques. Les principaux faciès sont représentés par des roches à texture doléritique désignées communément par "roches vertes", mais aussi à texture microlithique (basaltes) ou vitreuse (ponce) (*cf.* Guardia, 1975, p. 146-148 ; Fenet, 1975, p. 24-26).

Dans le Tell oriental (Babor, Bibans, Chaîne Numidique, et Ouarsenis oriental) il s'agit aussi de "roches de type ophitique" comme les dolérites et les andésites doléritiques ("ophites" de Glangeaud, 1939, et de Caire, 1957). En revanche dans l'Ouarsenis occidental, selon Polvêche (1960), les roches éruptives montrent plutôt une texture grenue (granites, gabbros, diorites).

L'âge de ces roches éruptives a été très controversé :

- pour Gentil (1903, p. 173), "les roches sont d'âge secondaire, jurassique ou crétacé" ; c'est aussi l'opinion de V. Kovenko, H. et G. Termier (1954), de Glangeaud (1939), de Caire (1957) et de Mattauer (1958) pour les ophites ;

- Durand-Delga (1955, p. 151) admet un âge triasique pour les "ophites" associées au "complexe triasique" de la Chaîne Numidique ;

- Sadran (1958), qui suppose leur mise en place contemporaine du diapirisme, leur attribue un âge miocène supérieur, ou pour certaines au moins crétacé "puisqu'on les trouve interstratifiées dans des schistes dits du Jurassique supérieur" (Sadran, 1952, p. 22) ;

- Polvêche (1960) pense que les coulées sont "intratriasiques" et antéjurassiques, surtout pas miocènes ;

- Guardia (1975, p. 152) attribue le volcanisme au Trias ;

- Obert (1981) propose un échelonnement au Trias, au Crétacé et au Miocène.

c) des roches métamorphiques

Il s'agit de roches à texture granoblastique, cristallophylliennes pour la plupart, issues du socle antétriasique. Elles forment des blocs qui auraient été "entraînés par succion" avec le Trias lors du diapirisme selon l'hypothèse de Polvêche (1960, p. 75) reprise par Delteil (1974). Ce sont, entre autres, des gneiss, des quartzites, des marbres, des schistes satinés.

d) des minéraux

Le "Trias serait un véritable musée minéralogique" selon Savornin (*in* Caire, 1957, p. 70). Ainsi Dalloni (1952) signale notamment dans les affleurements du Tessala et des Monts de la Mina : des quartz bipyramidés, de la pyrite mais ausi de la barytine, de la malachite, de l'azurite etc.

***- Age de la formation***

Ce complexe bréchique souvent à matrice gypseuse doit, depuis 1896 (Bertrand, 1896), son âge triasique aux seules "Myophories du Muschelkalk" découvertes dans un des contituants sédimentaires d'un affleurement de la région de Constantine, Myophories retrouvées dès 1900 à Aïn Nouissy par Flamand.

Gourinard, en 1958, envisage une "origine hydrothermale d'âge Miocène" pour les "pointements gypseux cartographiés jusqu'alors en Trias". Nonobstant, Polvêche en 1960 (p. 65) affirme que "tous les géologues admettent maintenant sans discussion, l'âge triasique de ce Complexe". De fait, cette attribution est reprise par Guardia (1975, p. 152), Fenet (1975), Delteil (1974), et Midoun (1989) qui signale lui aussi des Myophories dans un amas inclus dans les marnes du Tessala.

Obert (1981) entérinant les hypothèses de Leikine (1969) sur les resédimentations du Trias, tente de mettre fin à ce débat en écrivant (p. 21) à propos de ce qu'il appelle le "mélange triasique" dans les Babors orientaux, "qu'il s'y ajoute tant d'éléments différents qu'il devient difficile de parler de Trias, le matériel est certes d'origine triasique mais ce n'est plus du Trias".

Jenny, Ferrari, Wernli et Yadi (1986) attribuent un âge miocène supérieur et anté-messinien au "Complexe chaotique de Beni-Saf" ; nous reviendrons sur cette dernière proposition.

***- Signification et origine structurale***

Depuis les travaux de Savornin (1906) dans les provinces d'Alger et ceux de Brives (1918) dans les Monts du Tessala et des Beni Chougrane, la plupart des auteurs reconnaissent l'existence de "Trias remanié" dans le Crétacé (notamment dans les marnes sénoniennes) soit en galets, soit sous forme de lentilles. Certains gisements sont même interprétés comme faisant partie d'un vaste olistostrome dont la matrice serait datée du Crétacé supérieur (Polvêche, 1960). Ces auteurs envisagent des "montées diapiriques" liées éventuellement aux mouvements tectoniques mésozoïques :

a) Tellien d'Algérie occidentale

- Guardia (1975, p. 166) suppose que "des diapirs ont alimenté les nappes en matériel triasique" et que ceux-ci ont fonctionné essentiellement avant ou au plus tard pendant les "phases lutétiennes" ;

- Fenet (1975, p. 219-221) désigne par "filon-couche" le "Trias interstratifié" dans les marnes sénoniennes et l'interprète comme du "Trias injecté avant le dépôt des marnes lutétiennes" ; il envisage un diapirisme du Trias durant le Crétacé supérieur (Fenet, 1968) ;

- Delteil (1974, p. 23), dans le Tell oranais oriental, met sur le compte de "tectono-diapirs" engendrés lors des premières phases de serrage tectoniques" l'alimentation en dépôts triasiques des unités à matériel crétacé et éocène inférieur.

b) Tellien algérois

- Pour Glangeaud (1956), le Trias serait monté dans dans des plis-diapirs avant le Maastrichtien.

- Pour Caire (1957, p. 730), des montées diapiriques se seraient produites au cours de mouvements anté-néocomiens et anté-sénoniens dans les nappes B et C et le Trias a été ensuite remanié dans le sénonien.

- Maluski et *al.* (1979) notent, dans les massifs du Chelif et du Bou Maad, la discordance du Sénonien sur des formations épimétamorphiques de l'Albien inférieur, par l'intermédiaire d'un ensemble chaotique à Trias resédimenté.

c) Tellien oriental (Babors et Chaîne numidique)

- Leikine (1969, 1971), dans les Babors occidentaux, interprète les lentilles de Trias resédimenté à la base de l'Albien supérieur et dans le Sénonien, comme des coulées sous-marines liées respectivement aux phases anté-vraconienne et anté-sénonienne ; il évoque un diapirisme probable lié à la "phase anté-sénonienne" ;

- Obert (1981, 1984), dans les Babors orientaux, aboutit à des conclusions analogues : "la resédimentation du Trias dans les Babors est due à des manifestations diapiriques précoces" ; cette resédimentation, commencée dès l'Aptien, se serait poursuivie pendant tout le Crétacé supérieur. Il conclut (1981, p. 459) que le Trias resédimenté doit être considéré comme étant d'âge crétacé.

d) Extension régionale

- En Tunisie (*in* Obert, 1981, p. 531)

Bolze, Burrolet et Castany (1952) font débuter l'activité diapirique au Crétacé inférieur ;

Bolze (1954) situe le paroxysme de cette activité avant le Vraconien et après l'Aptien ;

Perthuisot (1978) admet que les phases diapiriques sont synchrones des plissements régionaux et que ce diapirisme aurait pu commencer avant le début de l'Aptien.

- Au Maroc

Dans le Rif externe, les "lames triasiques" ont aussi fait l'objet de nombreuses études et interprétations depuis les travaux de Brives (1921), suivis plus récemment par ceux de Lespinasse (1975), Vidal (1977, 1979), De Lucas (1978), Frizon de Lamotte (1981) et Asebryi (1984). Ce dernier (*in* Asebryi et *al.* , 1987) considère que le "Trias constitue autant de blocs ou olistostromes inclus sédimentairement dans le Sénonien".

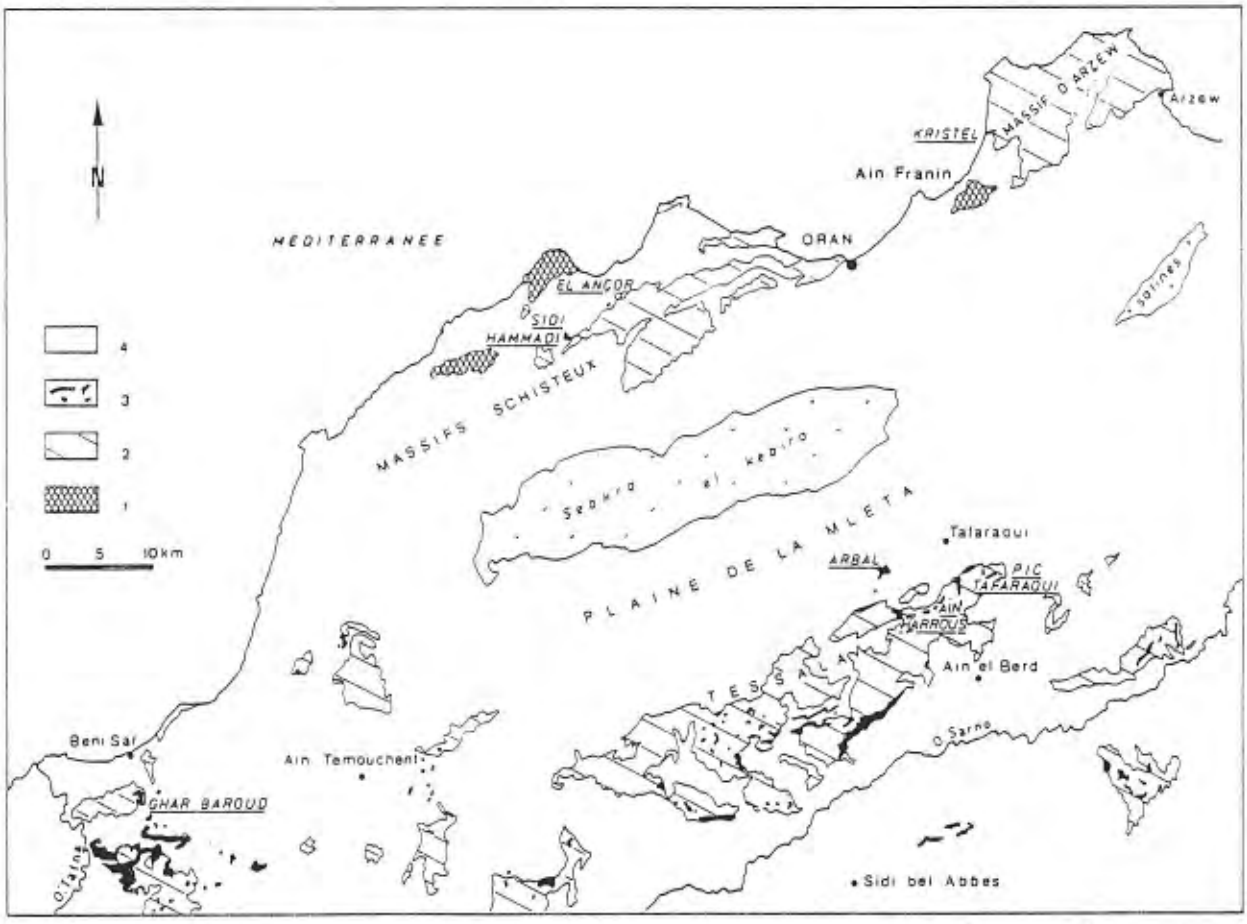
### 1.3- Résultats

Nos propres travaux entrepris sur les affleurements de ce qu'il convient d'appeler le "Complexe bréchique à Trias resédimenté", dans le Tell oranais, ont déjà fait l'objet de plusieurs publications (Centène, Ciszak et Dubel, 1978 ; Ciszak, 1985 ; Ciszak, Bandet,

Gonord et Rolet, 1985 ; Ciszak, Magné et Peybernès, 1986 ; Ciszak, 1987). Ils nous conduisent à proposer l'hypothèse selon laquelle *certains gisements (nettement interstratifiés) sont assimilables à des olistostromes (au sens originel proposé par Flores, 1956 in Vidal, 1988), c'est à dire des corps rocheux à structure chaotique, caractérisés par un matériel lithologiquement et/ou pétrographiquement hétérogène, qui se sont accumulés à la suite de glissements gravitationnels.*

*Le "Complexe bréchique à Trias resédimenté" proviendrait, dans notre hypothèse, de l'écoulement en masse (type "mass-flow") d'un matériel d'origine diapirique ; cette mise en place a lieu au Campanien supérieur et pendant le Maastrichtien, vraisemblablement en périodes de bas niveau marin.*

*L'halocinèse remobilisant des évaporites triasiques déposées dans le sillon externe tello-rifain, serait déclenchée par des mouvements tectoniques distensifs jurassiques et crétacés antérieurs au Campanien.*




1 - Paléozoïque ; 2 - Jurassique et Crétacé ; 3 - Complexe chaotique ; 4 - Tertiaire et Quaternaire (d'après CISZAK et al., 1986)

Fig. 76 - Schéma de localisation du Complexe chaotique à Trias resédimenté

# 2- DONNEES DE TERRAIN

L'ensemble des caractères sédimentologiques de cette formation particulière et de sa position stratigraphique ou structurale au sein des unités tello-rifaines, nous a amené à distinguer deux modes de gisements (ceux qui sont interstratifiés et les lames tectoniques) dans deux contextes différents : les massifs à schistosité et les massifs à dominante marneuse.

## 2.1- Les gisements interstratifiés

Nous considèrerons successivement les amas inclus dans les formations sénoniennes puis ceux repris dans le Miocène.

### 2.1.1- Gisements associés au Sénonien

#### - Répartition

**Dans les massifs à schistosité**

On sait que le complexe bréchique n'apparaît jamais en position normale à la base des séries jurassico-crétacées des unités tello-rifaines structuralement les plus basses. Notre étude concerne, d'une part, les gisements qui reposent par un contact stratigraphique sur le substratum parautochtone épimétamorphique, et d'autre part, ceux qui sont apparemment contenus dans le sénonien allochtone :

- parmi les premiers, le gisement de Ghar Baroud (Beni-Saf) nous apparaît le plus significatif ;

- les seconds sont représentés par les affleurements de l'Oued Saf-Saf et de la Grande Tuilerie dans la région de Beni-Saf, et par celui du Douar Sarrahoui (El Ançor) dans le Massif d'Oran.

**Dans les massifs à dominante marneuse**

Les gisements interstratifiés sont abondants. Il s'agit en général d'amas lenticulaires emballés dans des marnes sénoniennes des unités de type tellien. Nous étudierons notamment ceux de la partie nord-orientale des Monts du Tessala (fig. 76).

## - Description

### a) Massifs à schistosité

#### a.1) *Gisement de Ghar Baroud*

La région située au Sud de Beni-Saf (fig. 77), étendue aux secteurs plus orientaux des massifs de Camérata et de Sidi-Safi, a suscité de nombreuses études géologiques liées à la prospection des gisements de fer, entre autres celles de Pouyanne, 1876 ; Gentil, 1903 ; De Launay, 1903 ; Jouhau, 1952, qui cite aussi Brives, Savornin, Gautier ; Sadran, 1952, 1958, et Delaroche,1962.

**- Cadre géologique** (anciennes données)

Pour Guardia (1975), le schéma structural s'organise de la façon suivante : à la base, des terrains jurassico-crétacés, schistosés, faisant partie des Unités allochtones à "affinité rifaine" de l'Haouarîya et du Skouna ; sur ce substratum sont installées des nappes à "affinité tellienne", dont l'Unité sénonienne, par l'intermédiaire d'une lame de "Trias". Cet ensemble est recouvert par le Miocène continental détritique du "1$^{er}$ cycle post-nappes".

**- Données de terrain** (fig. 78 et pl. 12)

Les carrières de minerais de fer de Melkimen font apparaître sur le flanc nord-ouest du "horst de Baroud" (Delaroche, 1962) la disposition suivante (Ciszak, Magné et Peybernès, 1986) :

- Le substratum

Au mur du Complexe bréchique, on trouve un ensemble pélitique, très tectonisé et métamorphique, interrompu par des calcaires en dalles, microcristallins, et plus rarement par des bancs de quartzites. Ce substratum érodé, karstifié, est encroûté par une enveloppe ferrugineuse localement épaisse de plusieurs mètres qui en souligne le paléorelief ; cette minéralisation se serait opérée par substitution dans les calcaires (De Launay, 1903 ; Jouhau, 1952) et pourrait être liée à la présence du Complexe bréchique sus-jacent ("maladie du Trias" au sens de Caire, 1957).

L'âge de cet ensemble a été longtemps sujet à des controverses suscitées par l'absence de fossiles ; toutefois les schistes représenteraient en partie le Jurassique, à la suite de la découverte d'une Ammonite du genre *Perisphinctes* (Sadran, 1952, p. 29 ; Jouhau, 1952, p. 60).

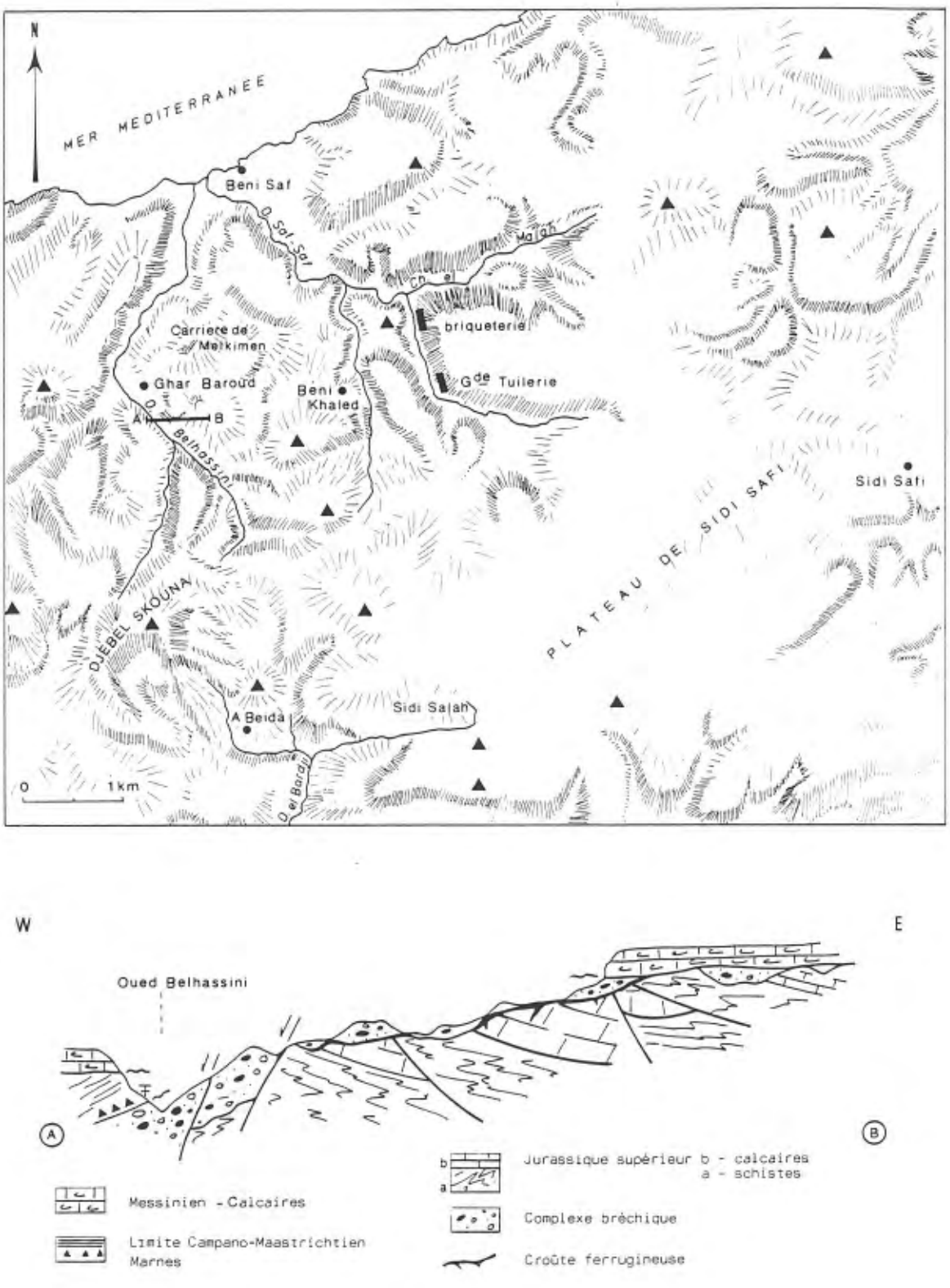



Fig. 77- Cadre géographique de la région de Beni-saf et coupe géologique interprétative de l'Oued Belhassini

- Le Complexe bréchique

Il est indubitablement discordant et ravinant sur le substratum dont il épouse les irrégularités ; il scelle les accidents et ennoie les déformations (fig. 78, b et pl. 12, photo. C).

Il s'agit d'une mégabrèche ("brèche géante" selon Delaroche, 1962), d'épaisseur variable (jusqu'à 30 m) "absolument continue tout le long de la couche de minerai" (De Launay, 1903).

La matrice est argilo-gréseuse mais renferme aussi localement du gypse.

Les éléments sont constitués de blocs arrondis ou anguleux, hétérométriques (de quelques centimètres à plusieurs mètres ; De Launay signale des blocs de 25 m de diamètre). On relève des dolomies noires pulvérulentes ou microbréchiques, des dolomies beiges ou rousses cristallines, à lamines ou massives et sans stratifications, des calcaires marmoréens, des quartzites roses, des schistes, des "roches vertes" (diabases) en grande quantité, très altérées et de toute taille, des blocs de minerais de fer, et des amas informes d'argilites rouges qui n'ont jamais livré d'organismes.

L'ensemble est chaotique, inorganisé, sans granoclassement ou à granoclassement très peu marqué comme à l'entrée sud de la carrière où il est positif. On observe localement dans la matrice des stratifications obliques très nettes (pl. 12, photo D).

Le Complexe n'est ni broyé, ni schistosé, et sa base ne montre aucune mylonitisation, voire aucun autre caractère suggérant une mise en place tectonique. *Il ne peut en aucun cas, être assimilé à une semelle de nappe.*

- Le toit

Le Complexe bréchique est surmonté sur la bordure occidentale du horst par des marnes grisâtres non datées puis par des calcaires récifaux d'âge messinien selon Guardia (1975). Toutefois en amont de l'Oued Belhassini (fig. 77), sur la rive gauche, le Complexe bréchique passe stratigraphiquement vers le haut, à des marnes gréseuses varicolores ou rouges renfermant à la base des galets de "roches vertes" isolés et altérés ; ces marnes contiennent un assemblage de Foraminifères planctoniques indiquant le Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur (Ghar Baroud, fig. 73).

**- Extension latérale**

Vers l'Est, dans l'Oued Saf-Saf et près de la Grande Tuilerie (loc. fig. 77), le substratum du Complexe n'apparaît pas ; les amas comportent essentiellement les éléments caractéristiques "triasiques" et paraissent emballés dans "l'ensemble flyschoïde de base daté du passage Campanien - Maastrichtien" (fig. 73) :

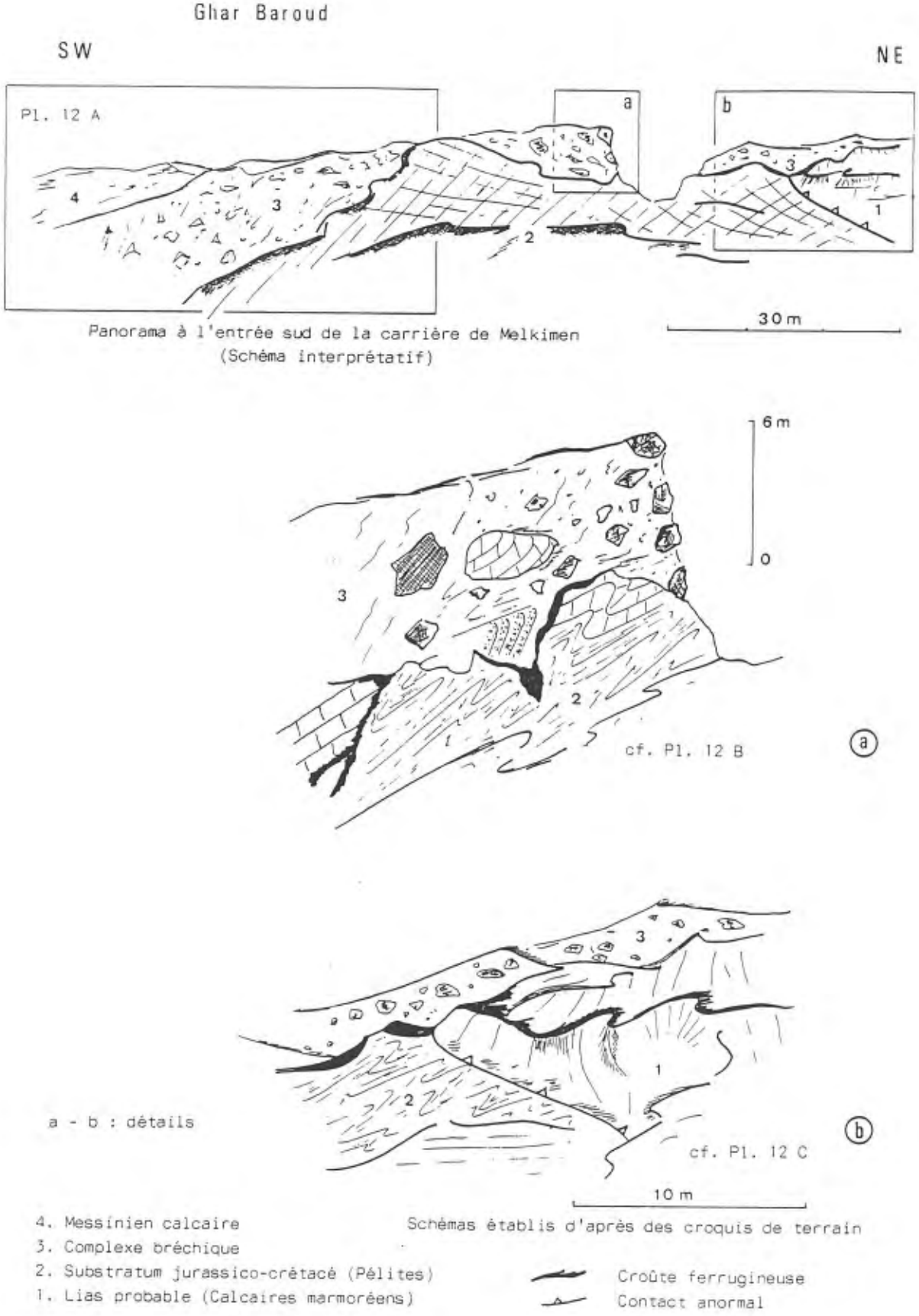



Fig. 78- Gisement de Ghar Baroud ; coupe à l'entrée sud de la carrière de Melkimen

- Oued Saf-Saf

Sur le flanc nord-est du "horst de Baroud", le lit de l'Oued Saf-Saf laisse affleurer de nombreux témoins volumineux du Complexe, notamment des "roches vertes" et des argilites rouges très altérées, associés à des marnes lie-de-vin à microfaunes planctoniques du Campanien-Maastrichtien inférieur (chap. I, 5).

- Tuilerie de Beni-Saf

Des blocs métriques de "roches vertes" et des calcaires dolomitiques sont inclus dans les pélites gréseuses du Campanien-Maastrichtien inférieur (chap. I, 5).

**- Age du Complexe chaotique de Beni-Saf**

- Historique

De Launay (1903) proposait pour le gisement de fer de Beni-Saf un âge tertiaire, ce qui datait du même coup "l'énorme brèche" sus-jacente ;

Delaroche (1962) précise que cette "énorme brèche" est rapportée à l'Oligocène ;

Guardia (1975) attribue le "complexe chaotique" au Trias ;

Centène, Ciszak et Dubel (1978) situent stratigraphiquement le Complexe à la base de terrains d'âge Crétacé supérieur, autochtones, postérieurs à une tectogenèse synschisteuse éocrétacée. Cette interprétation est reprise par Frizon de Lamotte et Gonord (1980) ;

Jenny et *al.* (1986) ne contestent pas les observations reportées dans la note de Centène, Ciszak et Dubel (1978) mais en modifient la signification ; il concluent à un âge "au plus vieux miocène inférieur, et anté-messinien" ; ils mettent en doute l'existence d'une phase tectonique avec schistosité crétacée.

- Discussion à propos de l'âge miocène avancé par Jenny et *al.* (1986)

Pour justifier ce résultat, Jenny et *al.* s'appuient sur deux arguments : ils considèrent que les marnes rouges qui nous ont livré la microfaune campano-maastrichtienne, appartiennent à un olistolithe au même titre que les éléments du complexe, d'une part ; ils citent à Sidi Salah (localisation fig. 77), la présence d'un mélange de microfaunes du Miocène inférieur, de l'Eocène moyen et du Crétacé supérieur, dans des marnes rouges qui seraient associées au Complexe bréchique de Beni Saf, d'autre part.

A cette nouvelle interprétation, nous opposons le commentaire suivant.

1- Il n'est pas certain, comme le prétendent ces auteurs, que les marnes gréseuses rouges à faune *exclusivement* campano-maastrichtienne (très riche, par ailleurs) affleurant comme par exemple dans l'Oued Belhassini, correspondent à un des constituants du Complexe bréchique de Beni Saf. En effet, rappelons que dans ce secteur ces marnes reposent indiscutablement sur le Complexe bréchique [mais ni "à proximité" comme ils l'indiquent

(p. 282)], et en remanient les éléments *à leur base*. Dans les autres affleurements locaux étudiés (Oued Saf-Saf, Grande Tuilerie), des marnes semblables admettant des passées microconglomératiques et renfermant (fortuitement?) la même microfaune sénonienne, emballent des éléments du Complexe bréchique. Cette disposition (Oued Belhassini) et la nature détritique de cette unité lithologique nous paraissent représenter plutôt celles d'un dépôt immédiatement postérieur (latéralement synchrone?) à celui de la mégabrèche. Par ailleurs, aucun amas de marnes rouges à microfaunes néocrétacées, et aucun indice pétrographique ou paléontologique d'âge tertiaire, que ce soit dans la matrice ou dans les éléments,.n'ont été identifiés jusqu'à présent, au sein du complexe bréchique de Ghar Baroud (Complexe chaotique de Beni Saf *s.s.*).

Localement (Grande Tuilerie et Massif d'Oran), l'ensemble est surmonté en discordance angulaire par le Miocène continental dont le faciès et la teinte peuvent certes engendrer des confusions.

2- L'affleurement de l'Aïn Beida - Sidi Salah évoqué par les auteurs se situe au Sud-Ouest du Djebel Skouna ; il est effectivement cartographié par Guardia (1975) en "complexe triasique". Paradoxalement, cet affleurement ne comporte aucun des caractères pétrographiques et structuraux des "amas triasiques" communs au Tell oranais, et surtout pas ceux de l'amas de Ghar Baroud, comme le reconnaissent les auteurs ; à l'Aïn Beida, le substratum jurassico-crétacé n'apparaît pas, et aucun des éléments inventoriés à Ghar Baroud n'est représenté à Sidi Salah.

L'affleurement de Sidi Salah est constitué pour l'essentiel de bancs métriques de grès glauconieux, plus ou moins conglomératiques, à petits galets de quartz et de calcaires marneux jaunes dolomitisés, qui alternent avec des pélites argileuses rosâtres, sableuses et même microconglomératiques à certains niveaux. L'allure chaotique de l'ensemble (bancs de grès redressés à la verticale) fait penser à une zone tectonisée.

En revanche les marnes livrent indubitablement une microfaune mélangée du Crétacé au Miocène inférieur ; nos propres prélèvements autour du point X = 129, Y = 225 (feuille de Beni-Saf au 1/50 000), dont le contenu microfaunistique a été déterminé par J. Magné, sont conformes avec les déterminations et les datations proposées par R. Wernli (*in* Jenny et *al.*, 1986).

L'affleurement de l'Aïn Beida - Sidi Salah appartient vraisemblablement au "Miocène continental du 1$^{er}$ cycle post-nappes" (*sensu* Guardia, 1975, carte géol.) qui est justement cartographié par cet auteur, à proximité. Ce n'est pas la présence supplémentaire de blocs de calcaires à Ostréidés (formation d'extension régionale, connue aussi dans le Miocène inférieur de la région d'Oran), de basaltes (les coulées quaternaires sont dans le voisinage immédiat) ou de gypse, commun dans le Miocène continental (et marin), qui peuvent donner à cet affleurement le "faciès tellien" des amas gypseux communément désignés "triasiques". Toutefois c'est ici que l'interprétation de Guardia à propos de la série détritique continentale

miocène prend tout son sens lorsqu'il écrit (1975, p. 162) que "les marnes gypseuses ne contiennent que des microfaunes remaniées des nappes" ; ceci ne s'adressait pas aux marnes rouges à microfaune planctonique exclusivement sénonienne.

**- Conclusion**

Aucun argument indiscutable ne vient étayer l'hypothèse de Jenny et *al.* (1986) selon laquelle le "complexe chaotique de Beni-Saf est d'âge miocène" ; en revanche il n'est pas exclu de retrouver au sein de ce même Miocène continental des amas de Complexe chaotique eux-mêmes resédimentés, comme nous le verrons ultérieurement.

L'analogie relevée par les auteurs, entre l'affleurement de Sidi Salah et celui de La Plâtrière de la Tafna, localisé plus au Sud, ne nous paraît donc pas justifiée ; cependant nous pouvons comparer le Complexe de La Plâtrière de la Tafna et celui de Ghar Baroud : le premier est associé aux nappes telliennes (Guardia, 1975, carte géol. hors texte ; Centène, Ciszak et Dubel, 1978), et le second est en position autochtone sur des unités réputées allochtones et issues de la même phase gravitaire que les précédentes.

Enfin, l'existence d'une phase tectogénétique synmétamorphe méso à néocrétacée, enregistrée sur la bordure méridionale du sillon externe tellien oranais, n'est pas à rejeter ; cette phase est suivie notamment, dans le bassin reconstitué plus au Nord, de phénomènes halocinétiques (chap. III).

### a.2) *Gisement de Sidi Bakhti*

**- Cadre géologique**

A l'extrémité occidentale du massif d'Oran (Murdjadjo), les sables pliocènes du Djebel Houissy recouvrent vers le Nord une partie du "fossé de Sidi Bakhti" (Fenet, 1975). Ce graben à remplissage miocène sépare le socle paléozoïque du massif de Madakh à l'Ouest, des derniers témoins jurassico-crétacés du substratum parautochtone du massif d'Oran à l'Est.

**- Description**

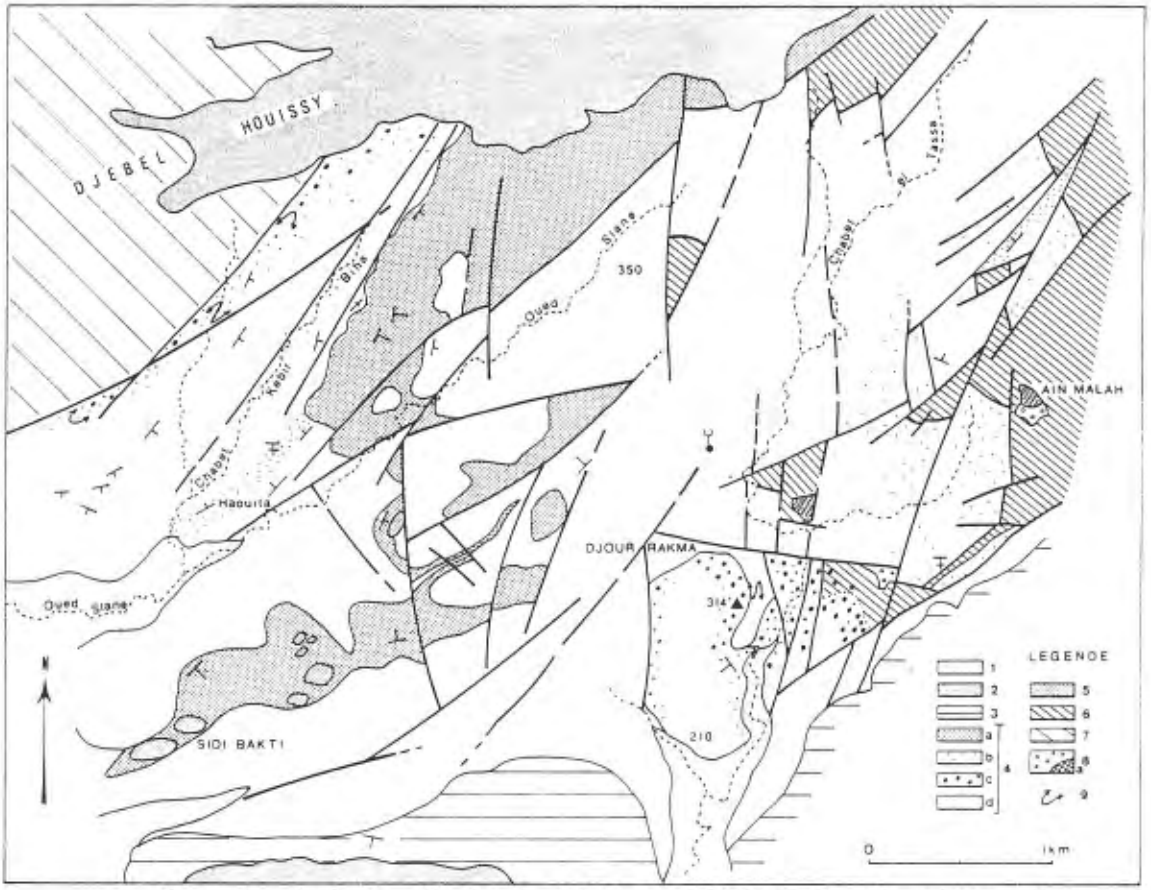
Le Complexe bréchique constitue ici des amas épars, résiduels, décamétriques, associant des blocs métriques de "roches vertes" très altérées, de dolomies jaunes recristallisées, et des paquets d'argilites rouges constituant la trame du dépôt.

La position de ces amas, géographiquement très limités à l'image de celui d'Aïn Malah (fig. 79), n'est apparemment pas liée à un accident ; ils paraissent au contraire occuper des poches qui font penser aux irrégularités d'un paléorelief.

- **Attribution stratigraphique**

La position de ces amas sur le substratum épimétamorphique est vraisemblablement stratigraphique. Deux hypothèses peuvent être formulées concernant l'âge de leur mise en place :

- soit ces amas correspondent à des restes de brèches issues d'un complexe chaotique de "type Ghar Baroud", c'est à dire déposées directement sur le substratum jurassico-crétacé. Cette mise en place aurait eu lieu comme à Beni Saf, au Sénonien ;




1 - Quaternaire ; 2 - Pliocène (Calabrien) : sables dunaires ; 3 - Messinien (?) : marnes ; 4 - Tortonien : a. cinérites resédimentées, b. marnes/grès, c. conglomérats, d. marnes ; 5 - Jurassique : calcaires et dolomies (blocs resédimentés) ; 6 - Crétacé inférieur : schistes/quartzites ; 7 - Paléozoïque de Madakh ; 8 - Complexe bréchique, a. "roches vertes" ; 9 - Charnières de plis.

Fig. 79 - Carte géologique simplifiée du "fossé de Sidi Bakhti"

- soit ces amas constituent le reliquat d'une partie de ce Complexe resédimenté dans le Miocène détritique ["1$^{er}$ cycle post-nappes" de Fenet (1975), Tortonien pour Thomas (1985)] en discordance sur le substratum.

En effet, le Miocène correspond, ici, à un ensemble de marnes gréseuses interrompues par des bancs peu épais de grès, microconglomératiques à certains niveaux, et renfermant des Oursins irréguliers (*Clypeaster*), ou de calcaires biodétritiques à Lamellibranches. Sous cet ensemble, le versant oriental de la butte du Djour Rakhma fait apparaître une masse conglomératique hectométrique, chaotique, où se mêlent des blocs

hétérométriques parfois volumineux de "roches vertes", de dolomies bréchiques noires et beiges, de schistes, de quartzites, de calcaires micritiques, de calcaires biodétritiques à Ostréidés et Echinodermes. Ces blocs sont par ailleurs abondants dans les marnes au contact du substratum (fig. 79).

La première hypothèse aurait notre faveur dans la mesure où ces amas chaotiques ne semblent renfermer aucun bloc daté laissant supposer une resédimentation dans un matériel d'âge tertiaire.

### a.3) *Gisement du Douar Sarrahoul*

#### - Cadre géologique

Le cadre géologique du secteur situé au sud de la ferme Bues montre du Nord vers le Sud les ensembles suivants (fig. 80 et 81) :

- une formation (1) à dominante marneuse, grise, localement rosâtre, qui est attribuée au "Miocène du 1$^{er}$ cycle post-nappes" par Fenet (1975). Cette formation est limitée au Sud par un contact anormal ;

- un ensemble gréso-pélitique (2) rouge, désigné par le terme "flysch rouge" (Ciszak et Peybernès, 1986), à pendage faible vers le Nord, et daté par une microfaune planctonique du passage Campanien - Maastrichtien. Il renferme des amas de Trias resédimenté. Cet ensemble est limité au Sud par un contact anormal majeur SW-NE souligné par une zone mylonitisée ;

- une formation schisto-gréseuse (3) épimétamorphique datée du Néocomien-Barrémien par des Ammonites (voir chap. I) et formant le flanc septentrional du massif d'Oran.

#### - Le Complexe bréchique

Il apparaît dans ce secteur sous les deux formes de gisements représentées fig. 81 :

- le gisement (Cb2), "lié à un contact anormal", est impliqué dans l'accident majeur entre les ensembles (2) et (3). En effet, cet accident correspond à une zone confuse, mylonitisée, où se retrouvent des témoins métriques du Complexe chaotique : dolomies noires pulvérulentes, argilites rouges, "roches vertes", mais aussi microgranites, syénites et amphibolites déjà signalés par Fenet (1975, p. 15).

- le gisement "interstratifié" (Cb1) vers le haut de l'affleurement gréso-pélitique sénonien est un amas stratiforme de 2 à 3 m d'épaisseur et de longueur pluridécamétrique, à blocs de dolomies bréchiques rougeâtres et de cargneules associés à un peu de gypse.

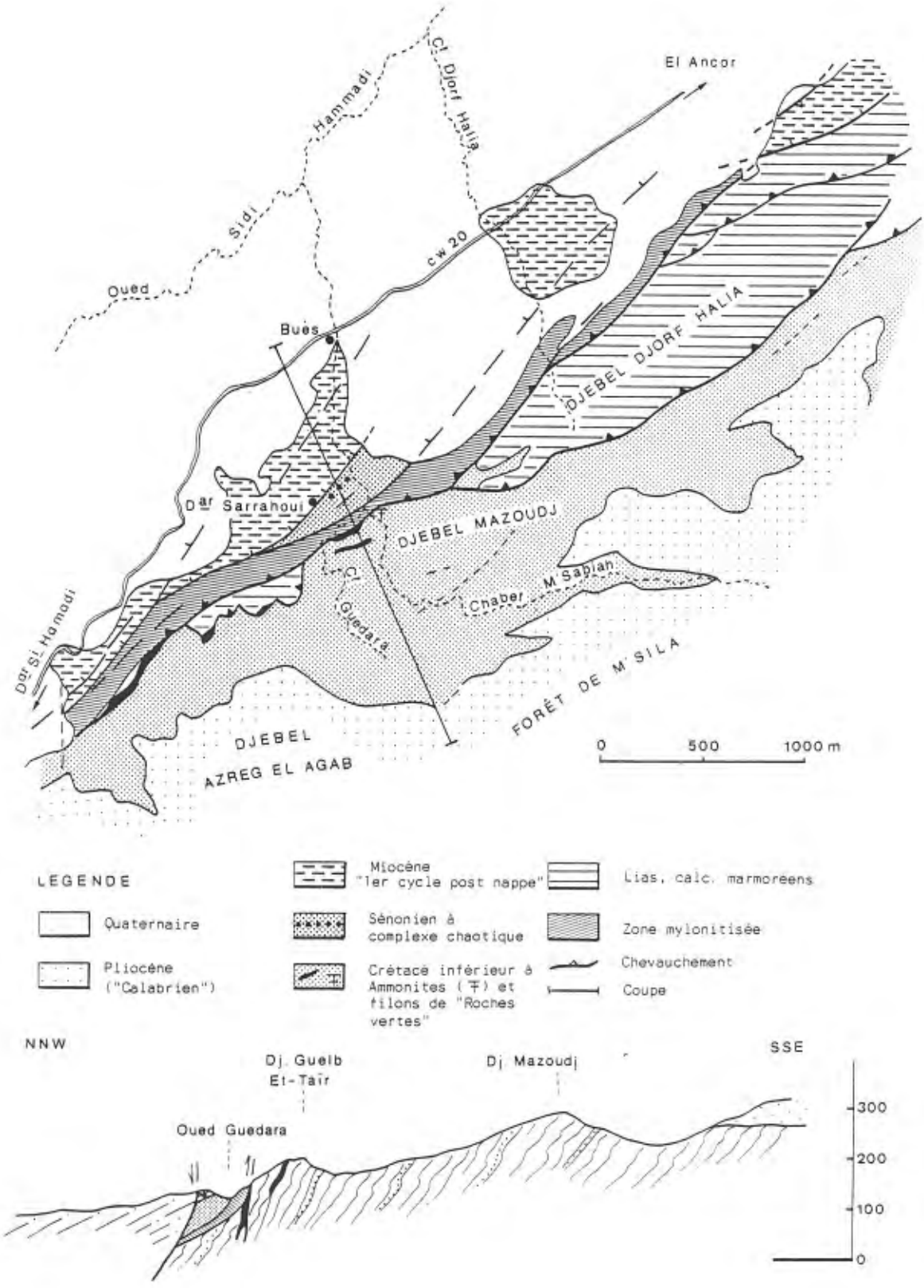



Fig. 80- Carte géologique du secteur du Douar Sarrahoui et coupe géologique générale

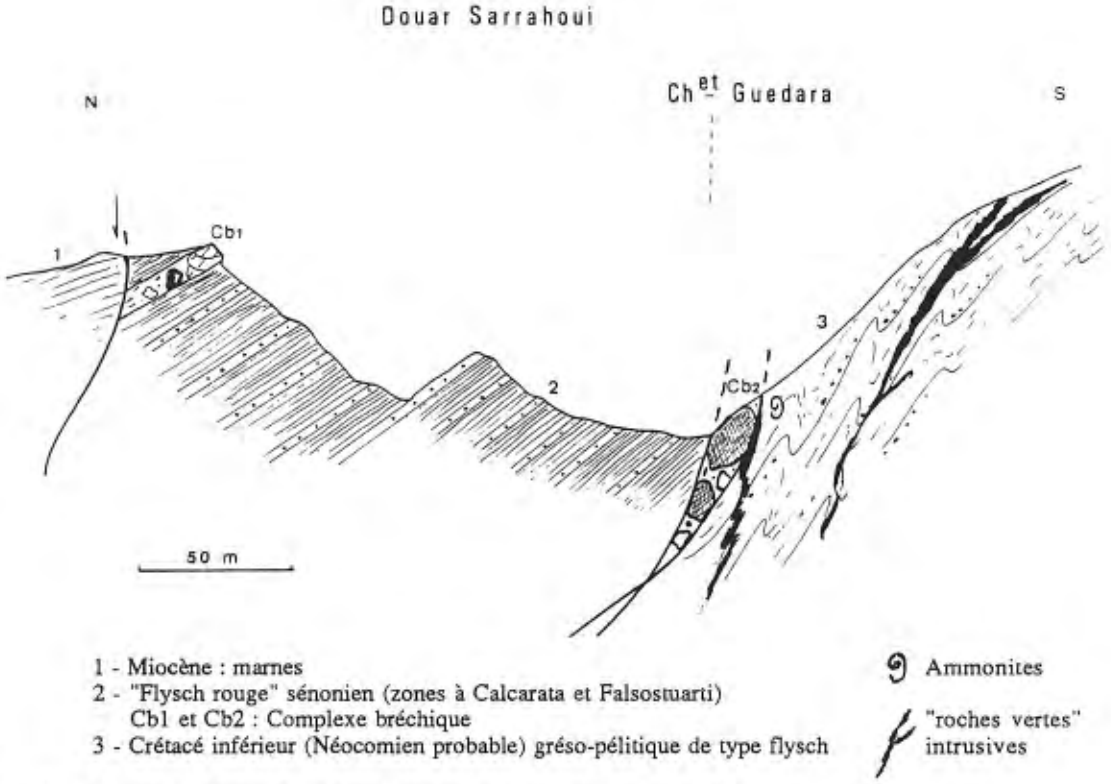



Fig. 81 - Coupe du Douar Sarrahoui (détail de la coupe présentée fig. 80)

### a.4) *Conclusion*

Dans les massifs à schistosité du littoral oranais, le Complexe bréchique, lorsqu'il n'est pas impliqué dans un contact anormal, occupe deux positions distinctes respectivement illustrées par :

***- le gisement de Ghar Baroud - Melkimen***

Le complexe repose stratigraphiquement sur un substratum jurassico-crétacé épimétamorphique (formations rattachées à des unités allochtones tello-rifaines selon Guardia), structuré, érodé, karstifié ; il précède le dépôt d'une formation pélitique microconglomératique et gréseuse (désignée par le terme de "flysch rouge") qui en remanie les éléments et qui est datée du passage Campanien-Maastrichtien inférieur.

Il s'agit d'un conglomérat apparemment inorganisé ; parmi les blocs, dominent les faciès métamorphiques (schistes, quartzites, dolomies et calcaires recristallisés) associés à des éléments d'âge probablement triasique (argilites rouges, diabases et dolomies) ; la matrice est essentiellement argilo-gréseuse notamment vers la base du Complexe où l'on observe des stratifications obliques.

Nous interprétons l'ensemble comme un prisme de bas niveau marin.

***- les amas de l'Oued Saf Saf, de la Tuilerie de Beni-Saf et du Douar Sarrahoui***

Ils sont interstratifiés au sein du même "flysch rouge" antérieurement défini.

## b- Massifs à dominante marneuse (exemple : Monts du Tessala)

### b.1) *Gisements du Pic Tafaraoui*

#### - Cadre géographique

Le Pic Tafaraoui est un petit massif (2 km de long sur 0,6 km de large) allongé WNW-ESE, point culminant (750 m) des reliefs occupant les confins nord orientaux des Monts du Tessala (panorama, pl. 13 A).

Les affleurements du Complexe bréchique, ici à matrice gypseuse, dessinent une étroite ceinture au Nord et à l'Ouest de ce dispositif morphologique.

#### - Cadre géologique

Fenet (1968, 1975) distingue deux unités allochtones superposées (encadré, fig. 70) : l'Unité albo-cénomanienne incluant des formations de l'Albien supérieur et du Cénomanien, et "l'Unité sénonienne du Djebel Tafaraoui" où ont été reconnus le Cénomanien supérieur et tous les étages du Sénonien. Cette Unité sénonienne englobe, selon cet auteur, le jurassique du Pic Tafaraoui (étudié précédemment) assimilé à un copeau tectonique.

#### - Etude des principaux affleurements

Fenet (1975, p. 219) constate que le "Trias" ne jalonne pas nécessairement les contacts anormaux, voire la "semelle" des unités allochtones, mais qu'il est soit "injecté" dans les marnes sénoniennes (formant ainsi des filons-couches), soit "mélangé" à ces marnes (constituant ce qu'il appelle des "amas incohérents").

Dans les deux cas, sans le reconnaître de façon explicite, cet auteur considère ces affleurements comme étant interstratifiés.

*L'étude de ces amas gypseux dans leur environnement sédimentaire nous a permis d'affiner la stratigraphie du Crétacé moyen et supérieur (chap. I, 5) et de modifier le schéma structural proposé par Fenet (1975) pour ce secteur, schéma généralement admis pour les massifs telliens à dominante marneuse où ces amas sont fréquemment associés aux marnes sénoniennes.*

• **Affleurements septentrionaux** (pl.13 C, D)

Sur la pente nord du Pic Tafaraoui (fig. 70), entre le Chabet Daouïa et l'Oued Tafaraoui, le Complexe bréchique constitue apparemment une bande, régulière mais discontinue, orientée E-W.

Il s'agit plutôt d'un alignement d'amas lenticulaires, d'épaisseur (jusqu'à 10 m dans le Chabet Daouia, fig. 82) et d'extension latérale variables, suggérant la continuité d'un niveau stratigraphique dont le tracé cartographique laisse supposer un plongement Nord. La sinuosité de ce tracé traduirait une déformation récente de l'ensemble structural dans la direction de l'axe de l'antiforme qui fait surgir les terrains mésozoïques de la couverture miocène [carte géol. hors texte de Fenet (1975)] .

- le mur

Le Complexe bréchique repose d'Ouest en Est indifféremment sur les marnes noires albo-cénomaniennes puis sur les marnes à Inocérames probablement santoniennes (chap. I, 5). Ces matériaux constituent un ensemble structuralement organisé et marqué notamment par la discordance du Santonien sur un Albo-Cénomanien dont la déformation propre s'exprime, entre autres, par l'allongement des Ammonites découvertes dans l'Oued M'Zarif (point F2, fig. 70 et pl. 13 B).

Cet ensemble est de plus affecté par une tectogenèse antérieure au dépôt du Complexe, génératrice d'au moins une schistosité de fracture reconnaissable dans toute la séquence pélitique crétacée et parcourue, par ailleurs, par de nombreux filonnets de calcite jaunâtre (remplissage de fentes d'origine tectonique). C'est ce dispositif structural décelé sous les marnes du Sénonien supérieur que Fenet a voulu individualiser par une "unité albo-cénomanienne" (encadré, fig. 70).

- le Complexe

Son épaisseur ne dépasse pas la dizaine de mètres. Il comporte essentiellement du gypse saccharoïde, rosâtre, dans lequel sont disséminés des débris centimétriques à métriques de grès rouge, de "roches vertes", d'argilites rouges, de dolomies quelquefois bréchiques et de calcaires à microrythmes (Chabet Daouïa). A noter que l'extension de certains affleurements, ou leur pendages apparents, sont accentués par les phénomènes de fauchage et par les glissements de terrains particulièrement fréquents sur le versant nord du Pic.

- le toit

Il s'agit d'une série carbonatée, pélitique et microconglomératique qui, dans le tronçon aval du Chabet Daouïa (point F5, fig. 70), renferme une microfaune du passage Maastrichtien "inférieur"-Maastrichtien "moyen" (éch. TAF E, fig. 72).

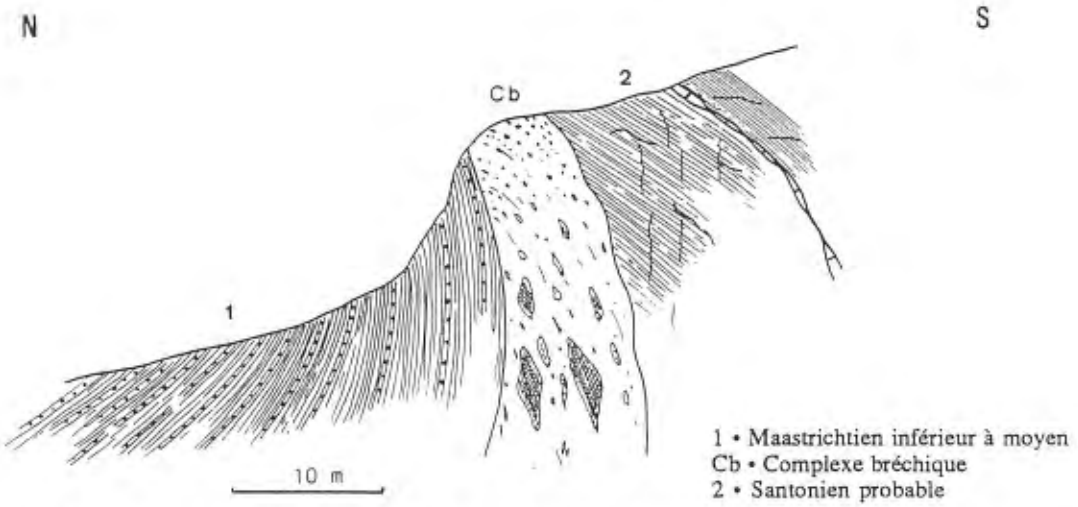



Fig. 82 - Affleurement du Chabet Daouïa (loc., fig. 70 et pl. 14 A et B)

**• Affleurements occidentaux**

Les affleurements gypseux apparemment alignés N-S dans le secteur occidental du Pic Tafaraoui, forment en réalité deux tronçons isolés par un décrochement subméridien (fig. 70). Toutefois leurs positions sratigraphiques restent comparables.

- le mur

Le Complexe repose sur l'ensemble marnes-calcaires marneux qui, dans les deux tronçons (points F7 et F8, fig. 70), renferme quasiment la même microfaune indiquant le sommet du Maastrichtien "inférieur" (éch. TAF W1 et TAF Y, fig. 72).

- le Complexe

Sur la pente orientale du relief qui fait face à la pointe ouest du Pic (secteur du Chabet Noura), le Complexe est clairement interstratifié dans les marnes avec une épaisseur de plusieurs dizaines de mètres.

Le gypse saccharoïde blanc à rosâtre localement mélangé à des argilites rouges sert de matrice à des blocs hétérométriques (centimétriques à métriques) de "roches vertes" très abondantes, de cargneules, de calcaires cristallins, de dolomies noires pulvérulentes, de dolomies grises ou beiges compactes et massives ou à laminations fines, et de dolomies bréchiques.

Près du Chabet Noura (fig. 83 et pl. 14 D), le Complexe repose à la fois sur les marnes sénoniennes (point F8, éch. TAF Y) et sur un bloc volumineux de "roches vertes" qui semble ici souligner le passage d'une faille verticale cachetée par le Complexe.

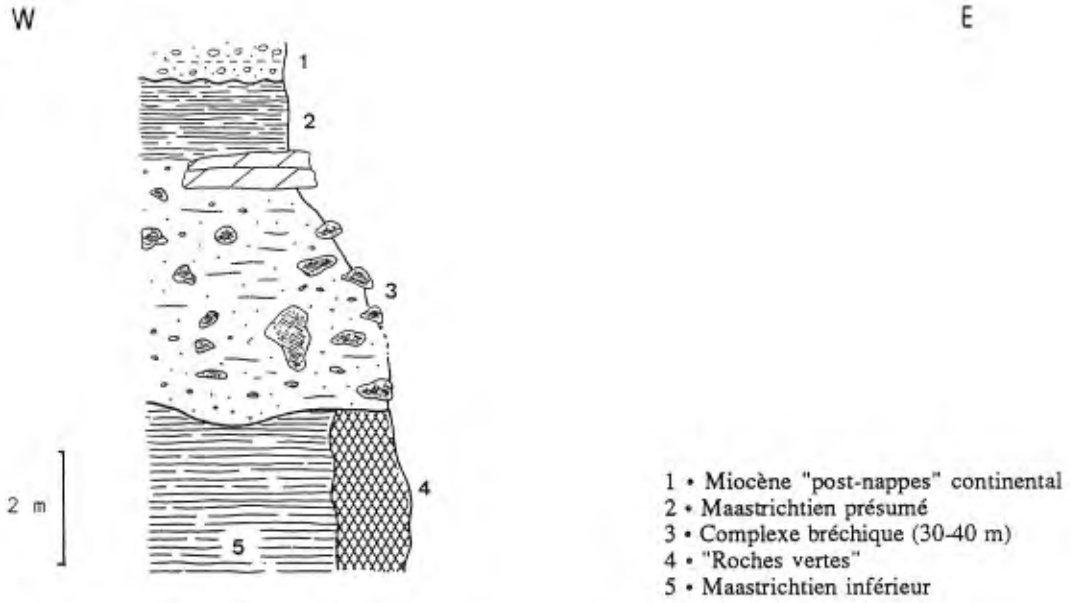



Fig. 83 - Affleurement du Chabet Noura (loc. , fig. 70 ; pl. 14 D)

Dans le Chabet M'Sabi (loc. , fig. 70 ; fig. 84 ; pl. 14 C) un amas (2) de 3 à 4 m d'épaisseur correspond plutôt à une microbrèche ; la matrice argilo-gypseuse emballe des quartz bipyramidés et des petits débris centimétriques de "roches vertes" et de calcaires marneux. Un bloc calcaire glauconieux, a livré une microfaune albienne composée d'Hedbergelles, de Ticinelles, de gros Globotruncanidés monocarénés et de *Favusella washitensis* (dét. B. Peybernès, UPS, Toulouse III).

Les contacts entre le gypse et son encaissant sont nets et en apparence stratigraphiques.

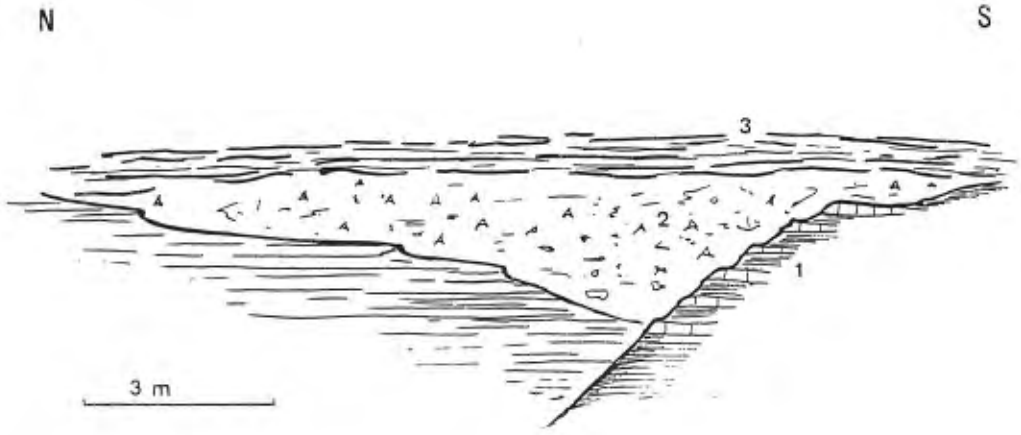



Fig. 84 - Affleurement du Chabet M'Sabi (légende dans le texte)

- au toit, l'allure du contact est conforme à la stratification des couches marneuses sus-jacentes (3) datées de la zone à Gansseri (éch. TAF W2, fig. 72);

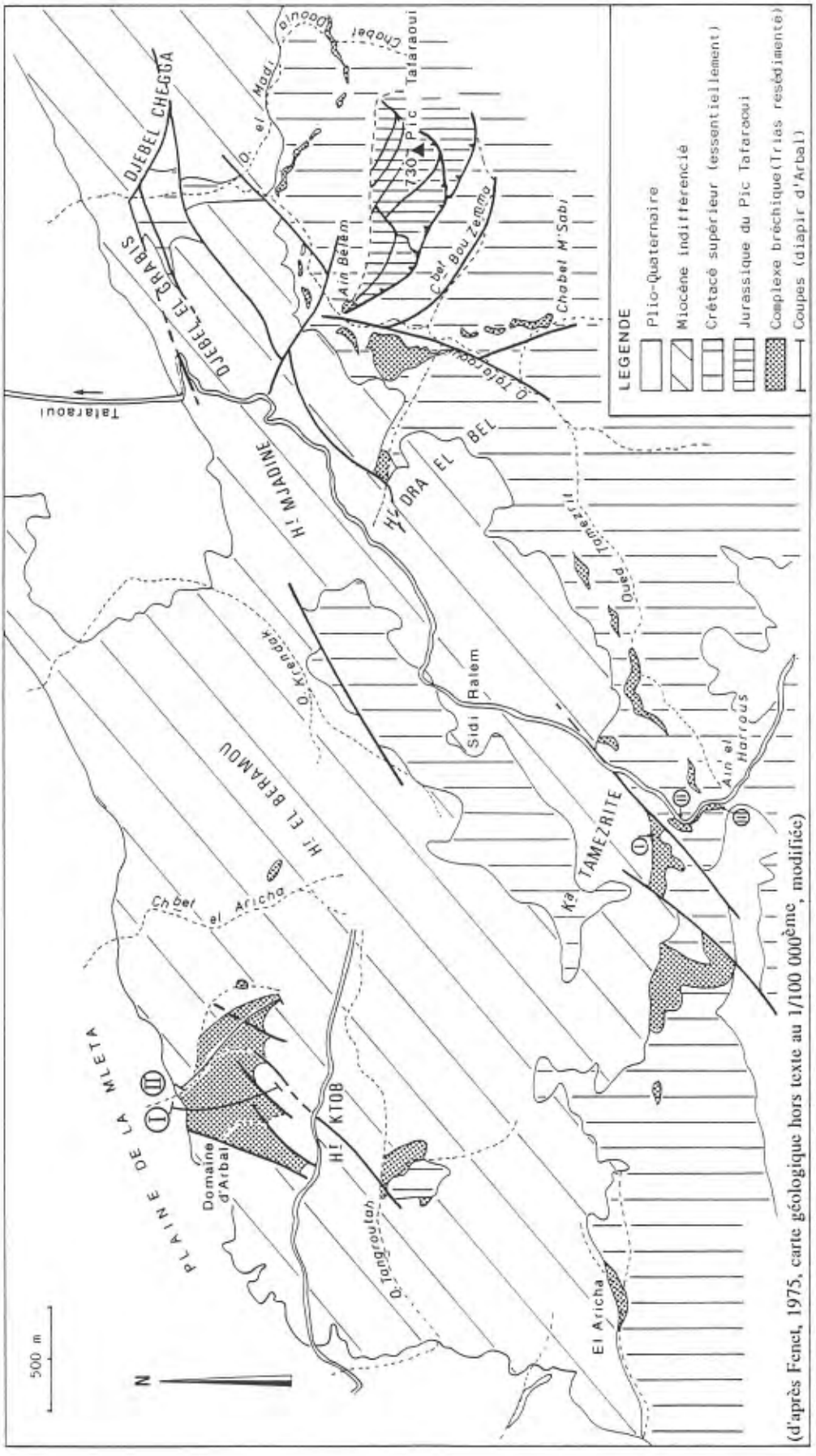



Fig. 85 - Carte géologique synthétique des secteurs d'Arbal et de Tafaraoui (Tessala NE)

- au mur la surface de contact, irrégulière, présente un caractère ravinant ; par ailleurs le Complexe fossilise, ici, une petite faille normale qui n'affecte que les marnes à intercalations de calcaires marneux (1) datées de la zone à Falsostuarti (éch. TAF W1, fig. 72).

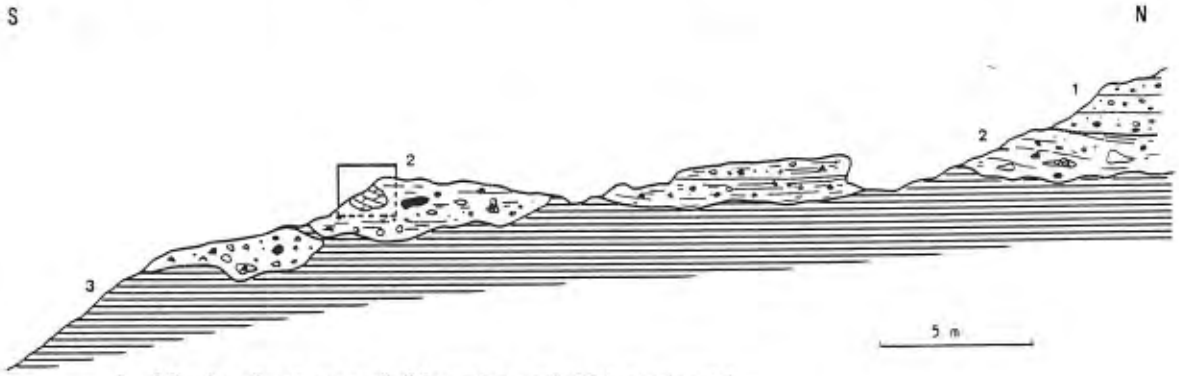
Latéralement, vers Sidi Mohamed (loc. fig. 70), de gros blocs de "roches vertes" s'intercalent entre la matrice et les marnes maastrichtiennes du mur, la taille des amas lenticulaires atteignant localement une vingtaine de mètres.

### b.2) *Gisements d'Aïn El Harrous*

Ces affleurements (X = 203, Y = 230,5, feuille Arbal au 1/50 000) font partie d'un groupe d'amas gypseux lenticulaires qui occupent les pentes méridionales du Koudiat Tamezrite et qui s'alignent vers le Nord-Est en direction du Pic Tafaraoui. Ils se situent en contrebas de la route Tafaraoui - Aïn El Berd qui traverse les Monts du Tessala au Col d'Aïn El Harrous (localisation, fig. 85).

• ***Gisement Aïn El Harrous I*** (fig. 86 ; pl. 16 A, B, C)

Sous le Miocène continental discordant, le Complexe bréchique constitue une barre de 4–5 m de puissance assez continue vers l'Ouest (fig. 85).




1 • Miocène "post-nappes" (Messinien probable) continental
2 • Complexe bréchique
3 • Maastrictien supérieur (zone à Mayaroensis)

Fig. 86 - Affleurement Aïn El Harrous I

Une matrice de gypse saccharoïde de couleur rose ou mauve emballe un cortège de blocs hétérométriques (1 cm à 3 m), arrondis et anguleux et de nature variée. Parmi eux apparaissent des calcaires marneux noirs, à Ticinelles et Hedbergelles de l'Albien supérieur probable, des dolomies stromatolithiques, des petits amas de marnes à Ostracodes et à

Globotruncanidés usés sénoniens et des blocs arrondis (de 30 à 40 cm de diamètre en moyenne) de gypse blanc enveloppés d'un cortex ferrugineux.

La stratification est bien marquée notamment dans la partie moyenne et supérieure de la barre.

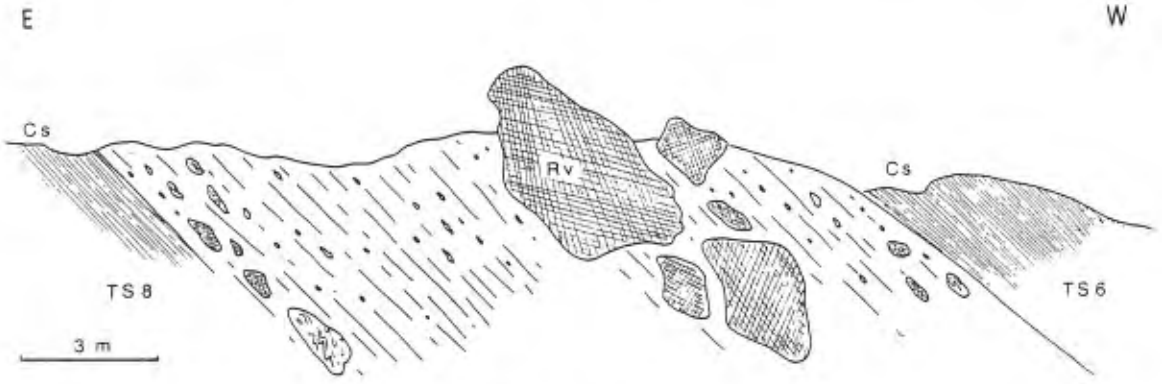
Au mur, les marnes gris-vert du Maastrichtien "supérieur" (zone à Mayaroensis) (éch. TS5, fig. 72) présentent une stratification et un pendage parallèles à celui du Complexe.

• ***Gisement Aïn El Harrous II*** (fig. 87, et pl. 15, A, C, D)

A quelques cinquante mètres du gisement précédent, dont il est vraisemblablement séparé par une faille, un second gisement dessine une bande N S d'une vingtaine de mètres de large et d'une centaine de mètres de long. Une coupe transversale du Complexe montre successivement de l'Est vers l'Ouest :

- des marnes gris verdâtre, au mur apparent du Complexe, à microfaune du Maastrichtien "moyen" (zone à Gansseri) (éch. TS8, fig. 72) ;

- une bande (1-2 m) argilo-gypseuse versicolore emballant de petits éléments arrondis de "roches vertes", de pélites rouges, de calcaires gris et des blocs informes de gypse dont certains, de taille métrique, présentent un rubanement alternant, clair et sombre, intensément microplissé témoignant ainsi d'une mise en place tectonique du gypse (fluage) ;

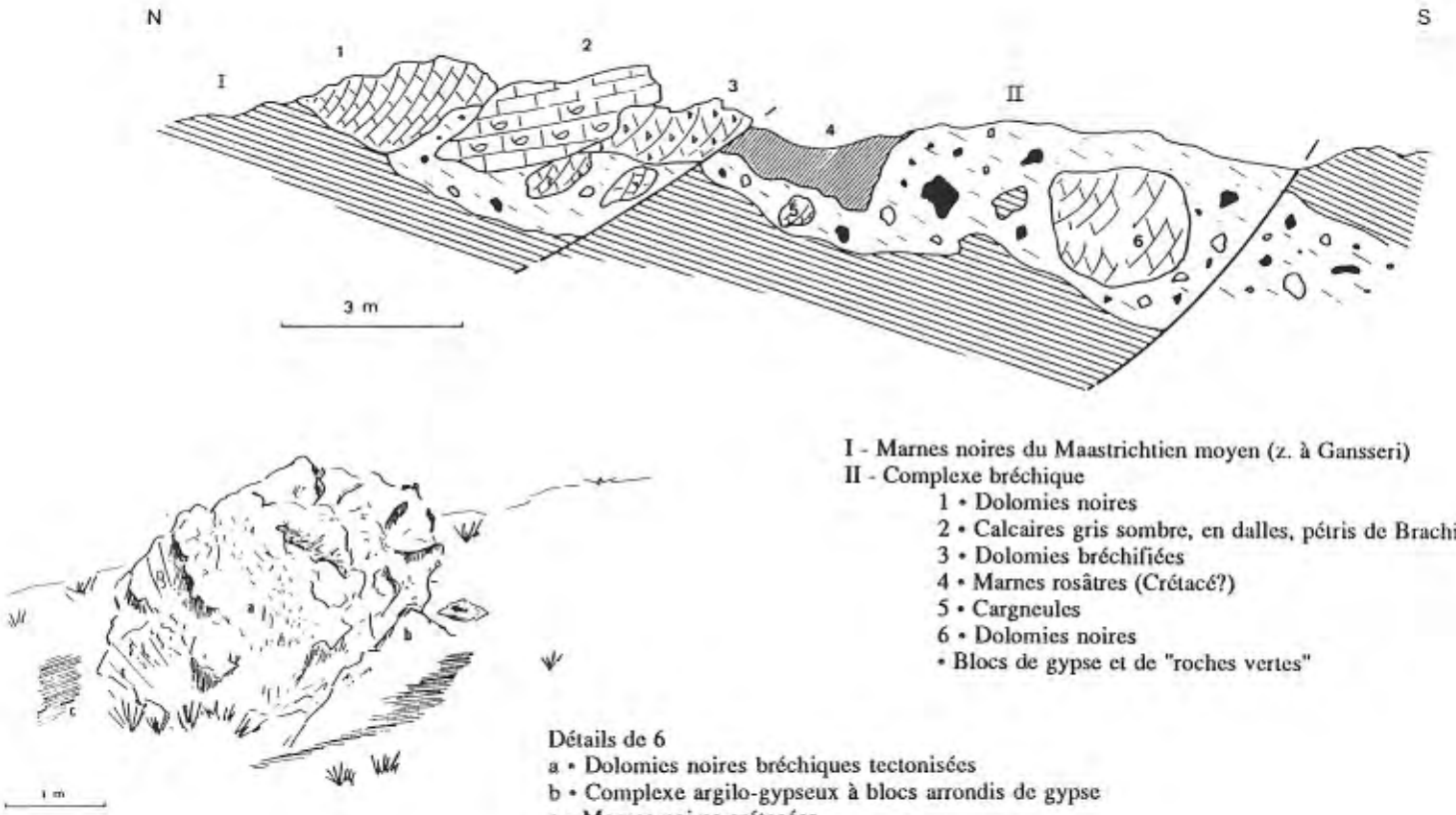



Cs : Maastrichtien moyen (Ech. TS 6 et TS 8)
Rv : "roches vertes"

Fig. 87 - Affleurement Aïn El Harrous II

- une assise (12-15 m) argilo-gypseuse, violet clair à verdâtre, renfermant essentiellement des "roches vertes", organisées d'abord en fragments anguleux apparemment alignés, puis en masses d'un volume excédant plusieurs plusieurs mètres cubes ;

- une bande (2-3 m) de Complexe chaotique, microbréchique, à débris centimétriques de "roches vertes", de pélites rouges et de blocs de gypse encroûté ;




I - Marnes noires du Maastrichtien moyen (z. à Gansseri)
II - Complexe bréchique
- 1 • Dolomies noires
- 2 • Calcaires gris sombre, en dalles, pétris de Brachiopodes (Dogger?)
- 3 • Dolomies bréchifiées
- 4 • Marnes rosâtres (Crétacé?)
- 5 • Cargneules
- 6 • Dolomies noires
- • Blocs de gypse et de "roches vertes"

Détails de 6
a • Dolomies noires bréchiques tectonisées
b • Complexe argilo-gypseux à blocs arrondis de gypse
c • Marnes noires crétacées

Fig. 88 - Affleurement Aïn El Harrous III

- des marnes grises à patine jaunâtre contenant une microfaune caractéristique du sommet du Maastrichtien "moyen" (éch. TS6, fig. 72).

Cet agencement met en évidence dans le Complexe une apparente stratification parallèle à la surface de contact avec les marnes maastrichtiennes sus- et sous-jacentes.

• ***Gisement Aïn El Harrous III*** (fig. 88 et pl. 15 B)

Cet affleurement parallèle à la route prend le relais du précédent à une dizaine de mètres vers le Sud (loc. fig. 85).

Il s'agit là d'un amas d'allure chaotique, allongé sur une vingtaine de mètres, situé dans un contexte tectonique plus marqué que dans les cas précédents. On y reconnaît entre autres, des éléments volumineux (de plusieurs mètres cubes) de calcaires gris lumachelliques à Térébratulidés "biplissés" du Dogger, et des dolomies noires bréchifiées.

### b.3) *Conclusion*

Dans les massifs à dominante marneuse, le Complexe bréchique se retrouve dans des positions comparables à celles qu'il occupe dans les massifs à schistosité :

- d'une part, à la base d'un terme terrigène daté du passage Maastrichtien "inférieur" - Maastrichtien "moyen" dont il souligne la discordance sur un substratum structuré d'âge au moins santonien (exemples des affleurements septentrionaux du Pic Tafaraoui) ;

- d'autre part, au sein des marnes maastrichtiennes, sous la forme de plusieurs niveaux stratigraphiques correspondant à des "lames concordantes" hectométriques ou à des "amas" de dimensions plus réduites (exemples des affleurements occidentaux du Pic Tafaraoui : Chabet M'Sabi et Aïn El Harrous).

## - Comparaisons entre les Complexes bréchiques de Ghar Baroud et des Tessala

Il n'existe entre ces deux corps sédimentaires que de légères différences dans le contenu pétrographique :

- Parmi les éléments, les roches sédimentaires n'ayant pas été affectées par le métamorphisme sont mieux représentées dans les affleurements des Monts du Tessala [calcaires mésojurassiques à Brachiopodes, marno-calcaires albiens à Hedbergelles et Ticinelles, marnes à Foraminifères planctoniques du Sénonien, ou calcaires à Orbitolines (trouvés en galets dans le lit de l'Oued Tafaraoui)].

En revanche, le gypse, les cargneules, les dolomies pulvérulentes ou bréchiques noires, les argilites rouges, certaines "roches vertes" d'âge probablement triasique, sont communs aux deux ensembles lithologiques.

- La matrice renferme beaucoup plus de gypse dans les unités "sénoniennes" du Tessala.

Lorsqu'il est à la base des termes terrigènes du Maastrichtien, le Complexe est apparemment inorganisé. On remarque toutefois la présence d'une orientation des clastes, légère et fruste, au Pic Tafaraoui et à Aïn Harrous (où la matrice est gypseuse) et celle de stratifications obliques à la base du Complexe de Beni-Saf.

Les limites avec l'encaissant sont nettes notamment au Pic Tafaraoui où le Complexe constitue un banc bien délimité (pl. 13 D). Au toit, le contact est une surface passive, plus irrrégulière à Beni-Saf où le Complexe passe progressivement aux marnes maastrichtiennes sus-jacentes.

## - Conclusions et implications

### Conclusions

*Ces exemples nous paraissent argumenter l'hypothèse selon laquelle les Complexes bréchiques de Beni-Saf et du Pic Tafaraoui, prétendus triasiques, proviendraient du transport d'une masse sédimentaire hétérogène, par gravité, le long d'une pente (dépôts de "mass flow").*

Les constituants de ces corps sédimentaires chaotiques sont ceux d'un matériel plastique d'origine triasique enrichi d'éléments exotiques arrachés lors d'une montée diapirique aux sédiments sus-jacents, ou lors de son écoulement le long des paléopentes sous l'effet de la gravité.

Nous avons envisagé (chap. I, 5) l'existence d'au moins trois phases de ce type de sédimentation ; les masses bréchiques représentant les cortèges sédimentaires de prismes de bas niveaux marins de trois séquences de dépôt maastrichtiennes successives. Le découpage séquentiel vient à l'appui de l'attribution, à partir d'arguments sédimentologiques et paléontologiques, des deux termes conglomératiques (celui de Beni-Saf et celui du Tafaraoui) à des dispositifs paléogéographiques distincts (la patrie d'origine de l'allochtone "rifain" pour le Complexe de Beni-Saf et celle des nappes telliennes pour celui du Tafaraoui).

### Implications

**a)** *La présence de ces amas chaotiques à Trias resédimenté, à la base et au sein des formations du Sénonien supérieur (fig. 89 ou 106), remet en question le degré d'allochtonie de certaines nappes tello-rifaines "à semelle triasique" d'une part, et conduit à redéfinir la composition lithostratigraphique de ces "unités", d'autre part :*

- dans le secteur de Ghar Baroud, le Complexe bréchique et les marnes du Maastrichtien constitueraient de ce fait la couverture néocrétacée (autochtone relatif) d'un substratum jurassico-crétacé constituant les Unités de l'Haouarîya et du Skouna (*sensu* Guardia, 1975) ;

- dans le secteur du Pic Tafaraoui, il conviendrait de rattacher à "l'Unité sénonienne du Tafaraoui" (*sensu* Fenet, 1975), les formations vracono-cénomaniennes de l'Oued Tafaraoui anciennement rapportées à l'Unité albo-cénomanienne (Fenet, 1968, 1975, et encadré, fig. 70), pour former une nouvel ensemble structural que nous pourrions désigner par "Unité du Pic Tafaraoui".

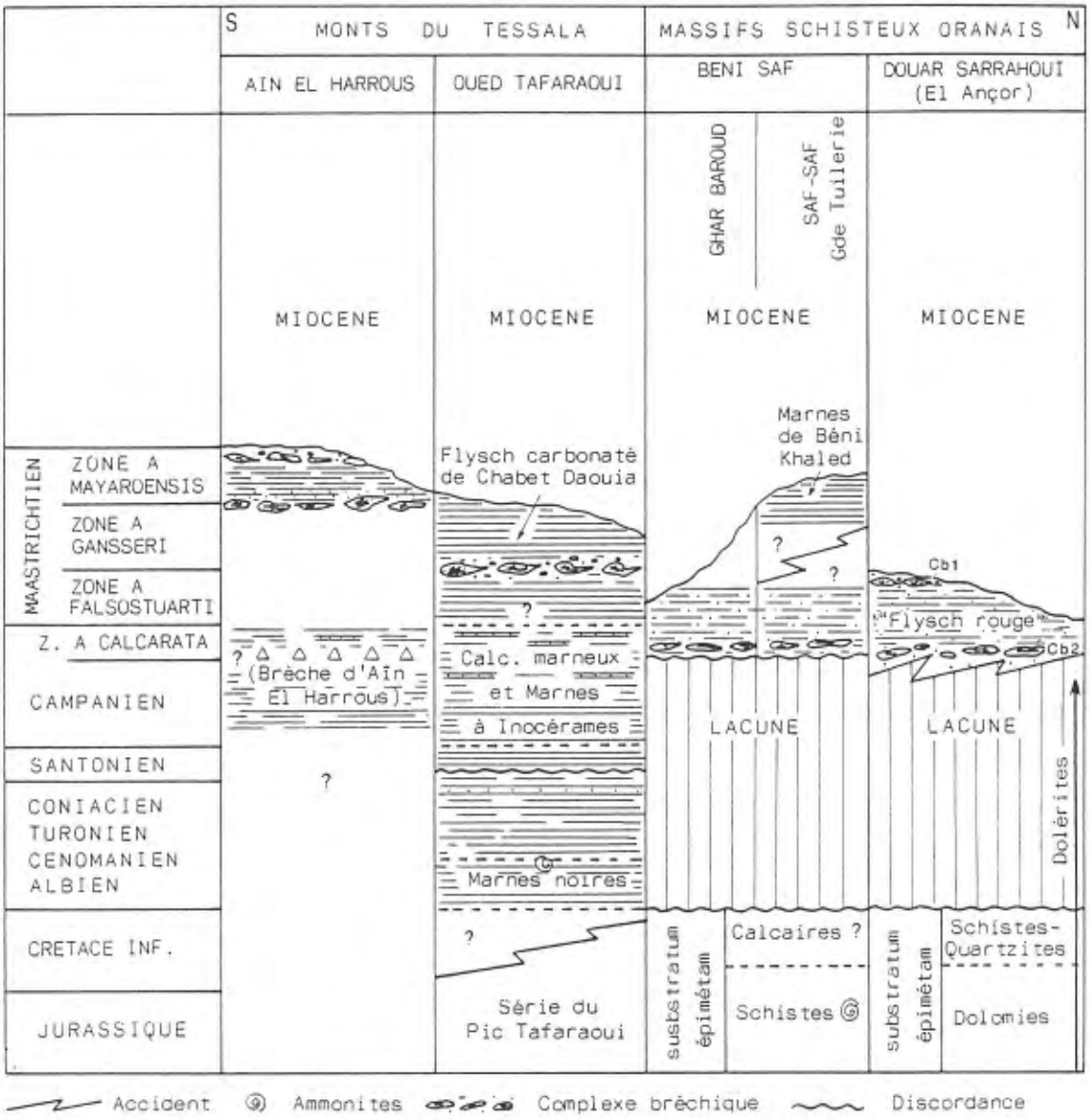



Fig. 89 - Position stratigraphique du Complexe chaotique à Trias resédimenté

**b)** Le dispositif précédent conduit à nous interroger sur la signification structurale du bloc jurassique constituant le Pic Tafaraoui et sur son origine.

***b1) Position structurale du copeau jurassique du Pic Tafaraoui***

- Fenet (1968, 1975) formule trois hypothèses pour expliquer la signification tectonique du Pic Tafaraoui :

1. le massif est une extrusion post-nappes ;
2. le massif est parautochtone ; il aurait été emballé et entraîné lors du passage de l'Unité sénonienne ;
3. le massif est allochtone et incorporé à l'Unité sénonienne.

Cette dernière hypothèse est la seule retenue et argumentée par Fenet (1968) conformément à sa propre interprétation de la structure du secteur (encadré, fig. 70).

*A la lumière des données nouvelles , nous pensons que le jurassique est allochtone, mais il constitue en fait un copeau tectonique situé au front d'une unité de chevauchement nouvellement définie au Nord du Pic et désignée par "unité du Pic Tafaraoui".*

Nos arguments basés sur les mêmes observations reprennent, donc en partie, mais avec une interprétation différente, ceux de Fenet (1968) :

- La confusion ne règne pas dans le massif, comme l'affirme Fenet pour rejeter son hypothèse 2, si nous considérons son "premier groupe de failles anciennes" (N 120- N 150) comme limites d'écailles Nous reconnaissons plutôt un empilement de lames tectoniques dont le contenu sédimentaire varie très peu de l'une à l'autre (fig. 70 et 90).

Cet ensemble écaillé s'appuie au Sud sur une série composite du Sénonien inférieur et moyen qui "plonge constamment de 30° NE" avec une "direction concordante avec celle du Jurassique" (pour reprendre les termes de Fenet, 1968). En réalité, cette direction apparente est celle d'une schistosité commune aux deux ensembles structuraux ; elle correspond, effectivement, localement à la direction des bancs calcaires sénoniens (Chabet Zedma). Une zone broyée court le long du contact entre le Sénonien et les calcaires jurassiques redressés à la verticale dans certaines écailles, et laisse affleurer ponctuellement des lambeaux du Complexe bréchique.

- Au Nord du Pic, le Crétacé moyen et sa couverture sénonienne reposent sur le jurassique par l'intermédiaire d'une faille inverse ; la structure complexe de l'ensemble des marnes noires vracono-cénomaniennes et des marnes à Inocérames santoniennes discordantes, sur les pentes du Massif plaident en faveur d'un tel dispositif (fig. 90).

- A l'Est, Fenet (1968, et fig. 70) ne distingue "aucune cicatrice tectonique" dans les formations qu'il rapporte à l'Unité albo-cénomanienne. On peut déduire d'une telle observation que l' "Unité du Pic Tafaraoui" n'est pas la nappe structuralement la plus élevée (comme le sont dans ce secteur les nappes "sénoniennes") et que le jurassique a plutôt été entraîné lors

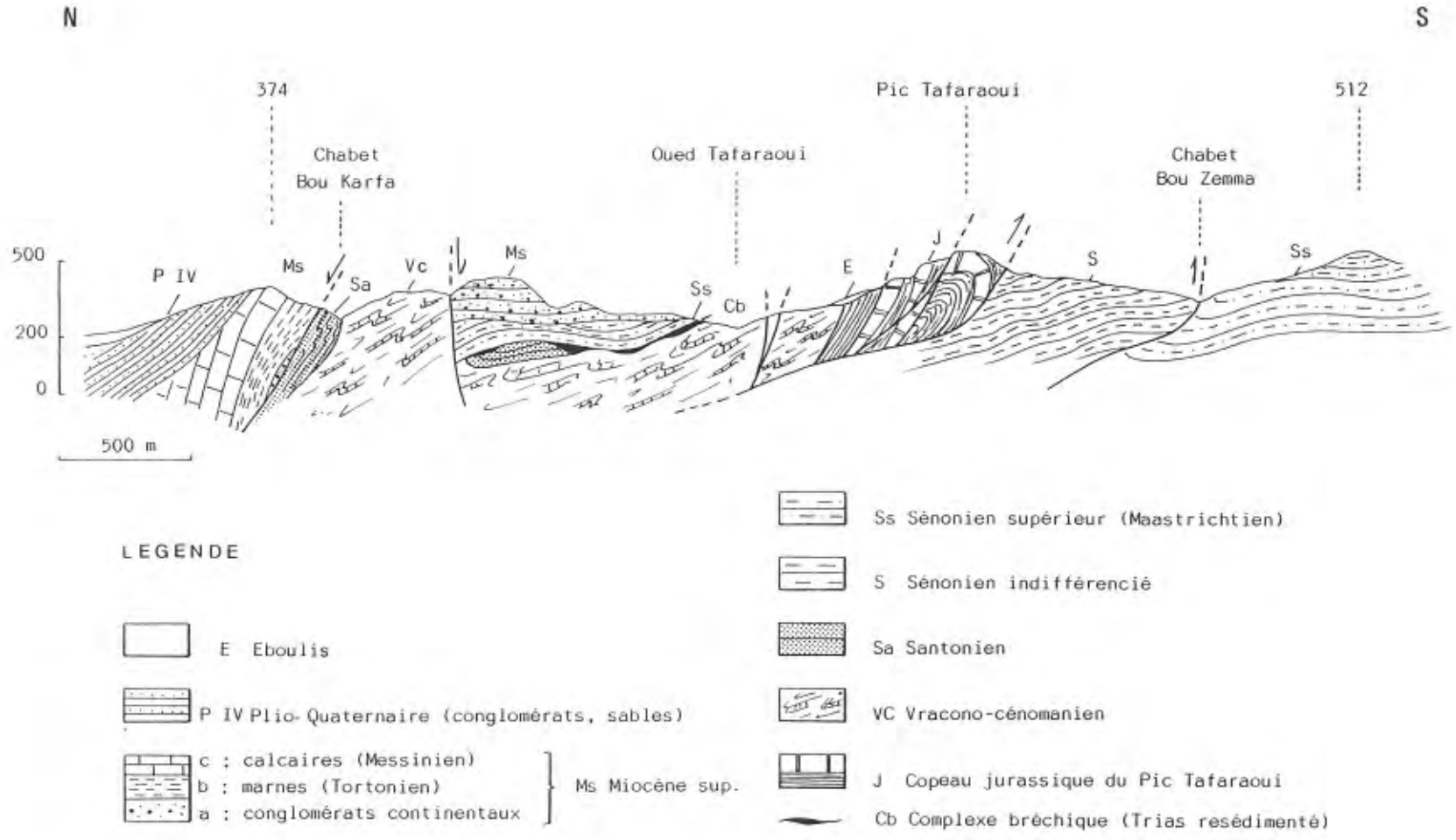



Fig. 90- Coupe à travers le secteur nord du Pic Tafaraoui

du passage d'une nappe structuralement plus basse ; ceci constituerait un argument supplémentaire soutenant sa deuxième hypothèse.

- A l'Ouest, un accident majeur (N 20) interrompt selon notre interprétation, tout prolongement des structures de l'unité nouvellement définie. Cet accident fait partie d'un génération de failles accompagnant la voussure anticlinale miocène (SSW-NNE) à l'origine de la mise à jour, postérieurement à la mise en place des nappes, des parties profondes de l'édifice allochtone, dans le secteur du Pic Tafaraoui. Ce processus a été ensuite vraisemblablement accentué par une tectogenèse pliocène à composante N.S responsable de la formation de plis en genoux E.W dessinés par les calcaires messiniens et les terrains continentaux quaternaires sus-jacents (fig. 90).

***b2) Origine du copeau jurassique***

Il faut admettre, comme Fenet (1968) l'avait pressenti, une origine paléogéographique du Sénonien très voisine de celle des séries jurassiques au sein du bassin tellien externe. *Dans notre hypothèse, les formations méso et néocrétacées constituaient la couverture d'un substratum jurassique dont le Pic est le témoin écaillé au front d'une seule unité allochtone, l'Unité du Pic Tafaraoui.*

## 2.1.2- Gisements associés au Miocène

### a) Miocène M1 ("1$^{er}$ cycle post-nappes" : Serravallien et Tortonien *p.p.*)

Les dépôts miocènes d'un premier cycle de sédimentation postérieur à la mise en place des nappes s'effectuent pendant les mouvements épirogéniques immédiatement postérieurs aux phases paroxysmales (Gourinard, 1952 ; Guardia, 1975 ; Fenet, 1975) ; ces mouvements provoquent la formation de zones ascendantes dont la couverture allochtone va être érodée et sont à l'origine des zones basses subsidentes qui vont recevoir les produits du démantèlement de cette couverture.

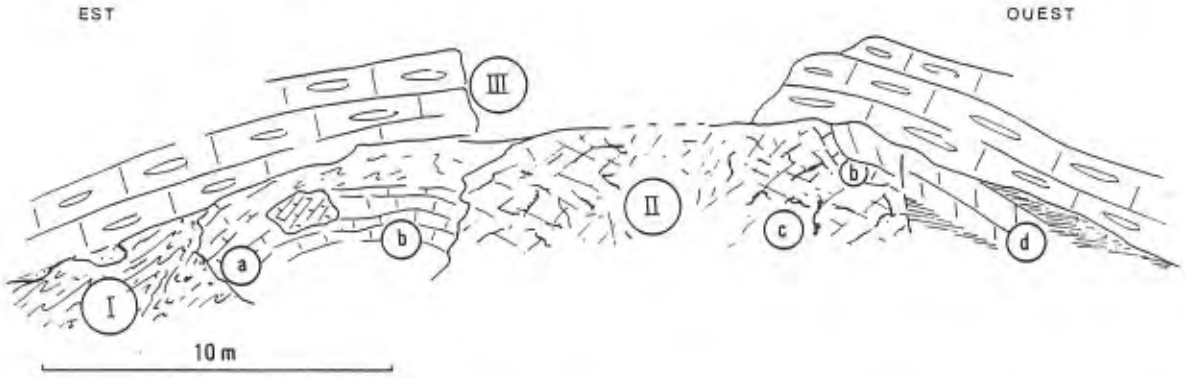
Les dépôts détritiques miocènes se développent donc dans les grabens en bordure des massifs à schistosité ; ils renferment surtout à leur partie inférieure des témoins des complexes bréchiques sénoniens soit sous forme de blocs ou de galets ("roches vertes", dolomies, argilites rouges, boules de gypse), resédimentés une deuxième fois dans des assises conglomératiques, soit en amas très volumineux. Ces témoins forment:

- les gisements déjà évoqués de Sidi Salah sur le bord méridional du "horst de Baroud" et ceux du Djour Rakma, dans le "fossé de Sidi Bakhti" (fig. 79), significatifs d'amas volumineux (à l'échelle d'un petit relief), vestiges probables de nappes plus importantes ;

- le gisement d'Aïn Franin (fig. 91) :

Sur le revers nord du Djebel Khar (Montagne des Lions) et à l'aplomb de la source d'eau chaude d'Aïn Franin, la route côtière Oran-Kristel traverse sur une centaine de mètres un amas chaotique (surtout étendu vers la mer) constitué par du gypse, des tufs volcaniques, des gros blocs plurimétriques de "roches vertes" altérées, des dolomies noires et des calcaires cristallins.

Etudié par Gourinard (1958, p. 51) puis par Fenet (1969, 1975), ce lambeau représente vraisemblablement comme le proposent ces auteurs, un de ces amas volumineux emballés à la base du Miocène ici conglomératique et sableux ("Formation des sables à Balanes"). Cette masse s'appuie à l'Est contre les schistes satinés westphaliens du Djebel Khar, le contact est une surface de discordance et d'érosion.




III- Calabrien : calcaires et grès bioclastiques
II - Complexe bréchique : a, mylonite ; b, tufs basaltiques resédimentés ; c, "roches vertes" altérées et tectonisées ; d, dolomies rousses
I - Schistes satinés westphaliens (Formation de la Montagne des Lions)

Fig. 91 - Amas chaotique d'Aïn Franin - Coupe géologique le long de la route Oran-Kristel (longueur 120m environ)

### b) Miocène M2 ("2ème cycle post-nappes" : Messinien)

Les marnes du Miocène marin d'un deuxième cycle sédimentaire post-nappes (au sens de Fenet, 1975) incluent aussi des amas chaotiques métriques à plurihectométriques de "mélange triasique". Plusieurs de ces affleurements ont été étudiés dans les environs d'Aïn El Berd (anciennement Oued Imbert) sur le revers sud des Monts du Tessala. Les plus remarquables sont (localisation, fig. 92) :

- (1) l'inclusion lenticulaire métrique du Djebel Bourdjia à "roches vertes" et argilites violacées ;

- (2) le lambeau hectométrique chaotique de Haoud M.A.E.K. (Mohamed Abdelkhader?) associant des blocs volumineux et des fragments de dolomies et de "roches vertes", du gypse et des argilites versicolores ;

- (3) l'amas décamétrique de la cote 503 (pl. 16 D) contenant essentiellement du gypse mélangé à des argilites violacées et quelques blocs de dolomies massives jaunes. Les contacts avec l'encaissant sont flous.




Fig. 92 - Carte de localisation des affleurements de Trias resédimenté dans le Miocène du Tessala d'Aïn El Berd (feuille Oued Imbert au 1/50 000)

## 2.2- Gisements liés aux contacts anormaux

En dehors des gisements interstratifiés précédemment décrits, le Complexe bréchique constitue aussi des dispositifs tectoniques comme des lames, des copeaux ou des écailles. Des exemples seront choisis dans les massifs à schistosité d'une part, et dans les massifs à dominante marneuse d'autre part.

### 2.2.1- Massifs à schistosité

#### a) Les lames de "roches vertes"

Les affleurements représentés uniquement par des "roches vertes" (diabases) exigent une attention particulière. La signification de la présence et l'âge de ces roches peuvent être différents selon que l'on s'adresse à des blocs qui subsistent dans certaines fractures après dissolution des évaporites ou à du matériel filonien manifestement intrusif.

- ***"Roches vertes résiduelles"***

Fréquentes dans les nappes telliennes, ces "roches vertes" en blocs isolés, analysées par plusieurs auteurs dont Gentil (1903), Kovenko et Termier (1954), Sadran (1952, 1958), ou répertoriées par les autres (chap. II, 1), se répartissent en roches à texture microlithique porphyrique et en roches à texture vitreuse.

Leur âge très controversé s'échelonne, selon ces auteurs, depuis le Trias jusqu'au Miocène.

- ***"Roches vertes" intrusives***

Leurs affleurements sont situés uniquement au sein du substratum jurassico-crétacé épimétamorphique parautochtone.

Un exemple significatif de ce dispositif a été étudié dans le Djebel Guelb Et Taïr (prolongement occidental du Djebel Mazoudj), en bordure de l'Oued Hammadi (fig. 80, et Ciszak et *al.* , 1985).

- L'encaissant sédimentaire correspond à une série essentiellement schisteuse, épimétamorphique, très déformée, qui surmonte un peu plus à l'Est des niveaux calcaires dans lesquels Fenet (1975, p. 51-52) signale des Calpionelles du passage Tithonique - Berriasien.

Ces schistes sont attribués au Néocomien (chap. I, 4) grâce à la découverte d'Ammonites (*Phylloceras aff. tethys* d'Orb.) citées dans l'Hauterivien - Barrémien.

- La "roche verte" constitue des filons de largeur centimétrique à métrique. L'analyse pétrographique y met en évidence une "maille" de plagioclases albitisés et de grandes vacuoles occupées, soit par la chlorite, soit pour certaines par un minéral isotrope (?). Les ferromagnésiens ont totalement disparu au profit de la chlorite et des composés ferrugineux comme la goethite, la magnétite, l'hématite ou la pyrite. Les fissures sont tapissées de quartz ou de calcite néoformée.

La texture et la paragenèse se rapprochent de celles d'une dolérite très transformée. Par ailleurs ces caractères l'éloigneraient des "roches vertes triasiques", désignées par le terme "d'ophite" connues en Afrique du Nord (comm. orale de P. Monchoux, UPS, Toulouse III).

La présence d'ilménite et d'épidote, la transformation des ferro-magnésiens et de la texture doléritique originelle, l'albitisation des plagioclases initialement plus calciques, indiquent que cette roche a subi un métamorphisme certain.

- Les contacts avec les épontes sont sécants et localement soulignés par un liseré de calcite. Ils traduisent une mise en place visiblement postérieure à la déformation de l'encaissant sédimentaire.

- L'âge radiométrique obtenu par la méthode Ar-K (Bandet *in* Ciszak, Bandet, Gonord et Rolet, 1985) est 80 +ou- 8 Ma, ce qui situe l'échantillon dans le Campanien.

- Implications

Le seul caractère intrusif de ces roches au sein des formations éocrétacées confirme l'existence dans le bassin externe tellien, de manifestations volcaniques autres que triasiques. Il pose aussi le problème de l'âge du ou des métamorphisme(s) d'épizone reconnu(s) dans les massifs à schistosité du littoral oranais, problème qui sera abordé ultérieurement.

**b) Le copeau de la Chapelle Santa Cruz**

Il s'agit d'un exemple de ces gisements (peu fréquents) intimement liés aux formations mésozoïques épimétamorphiques des massifs côtiers oranais.

La Chapelle Santa Cruz qui domine le port d'Oran, repose en partie sur un important amas de blocs métriques de "roches vertes" associés à des argilites versicolores. Cet amas correspond à un copeau tectonique qui s'étire vers l'Ouest au sein des dolomies laminées liasiques allochtones ("allochtone carbonaté" de Fenet, 1975) constituant le versant nord du Djebel Santa Cruz.

Des lames décamétriques à hectométriques de matériel comparable, souvent mylonitisé, affleurent en plusieurs points du versant nord vers l'Ouest ; elles soulignent généralement le contact de base de ces dolomies et jalonnent les accidents majeurs qui les découpent en autant d'écailles superposées (Gentil, 1903 et Fenet, 1975, p. 26 et fig. 70).

### c) Bordure septentrionale des massifs littoraux d'Oran

#### • *Affleurement de Kristel*

Le Complexe bréchique jalonne fréquemment les contacts anormaux entre le Miocène marneux remplissant des grabens côtiers, et les formations jurassico-crétacées épimétamorphiques des massifs à schistosité, rehaussées en "horsts". Les roches volcaniques, les dolomies (souvent en blocs très volumineux) et les argilites rutilantes associées aux évaporites en constituent l'essentiel.

Par exemple, au Sud village de Kristel (fig. 93 et pl. 17 A), une lame verticale du Complexe (g) apparaît injectée entre les calcschistes présumés jurassiques du Massif d'Arzew (JC), redressés et intensément déformés, d'une part, et les marnes jaunâtres attribuées au Miocène supérieur (M) d'autre part (Ciszak, Magné et Peybernès, 1986).

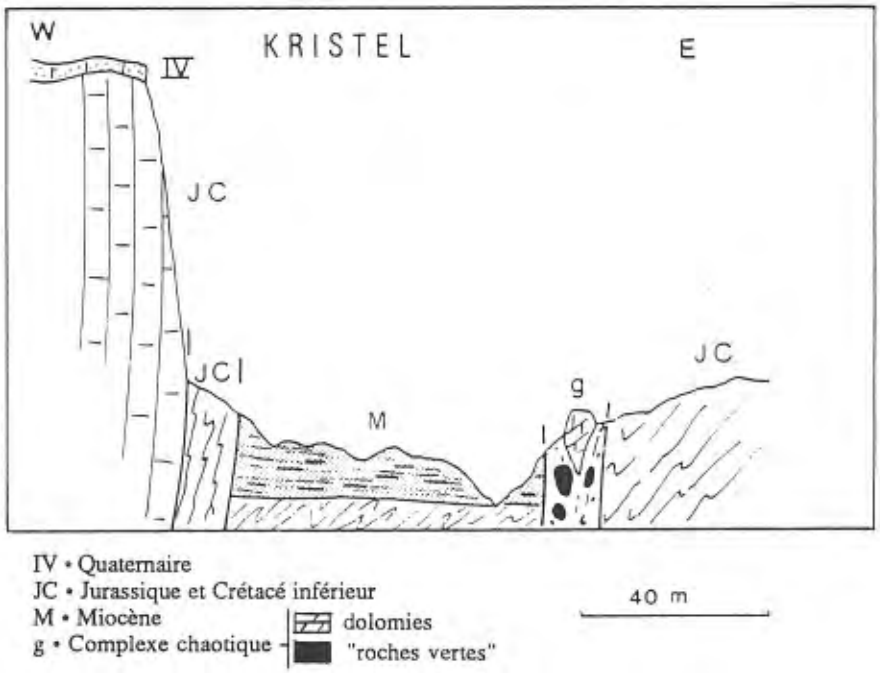



Fig. 93 - Affleurement de Kristel

#### • *Complexe en "semelle" de l'allochtone tellien de l'Oued Hammadi*

A l'Ouest du Djebel Santa Cruz, le Complexe bréchique souligne la base de la plupart des écailles de dolomies liasiques accrochées aux formations épimétamorphiques à dominante schisteuse du massif d'Oran (Murdjadjo).

Les écailles à "contenu sénonien" sont interprétées comme des lambeaux de nappes de glissement (Fenet, 1975, p. 86).

Les principaux affleurements se situent sur la bordure méridionale du "fossé" de l'Oued Hammadi (fig. 94) ; la départementale D 20 (El Ançor - Bou Tlelis) les recoupe avant

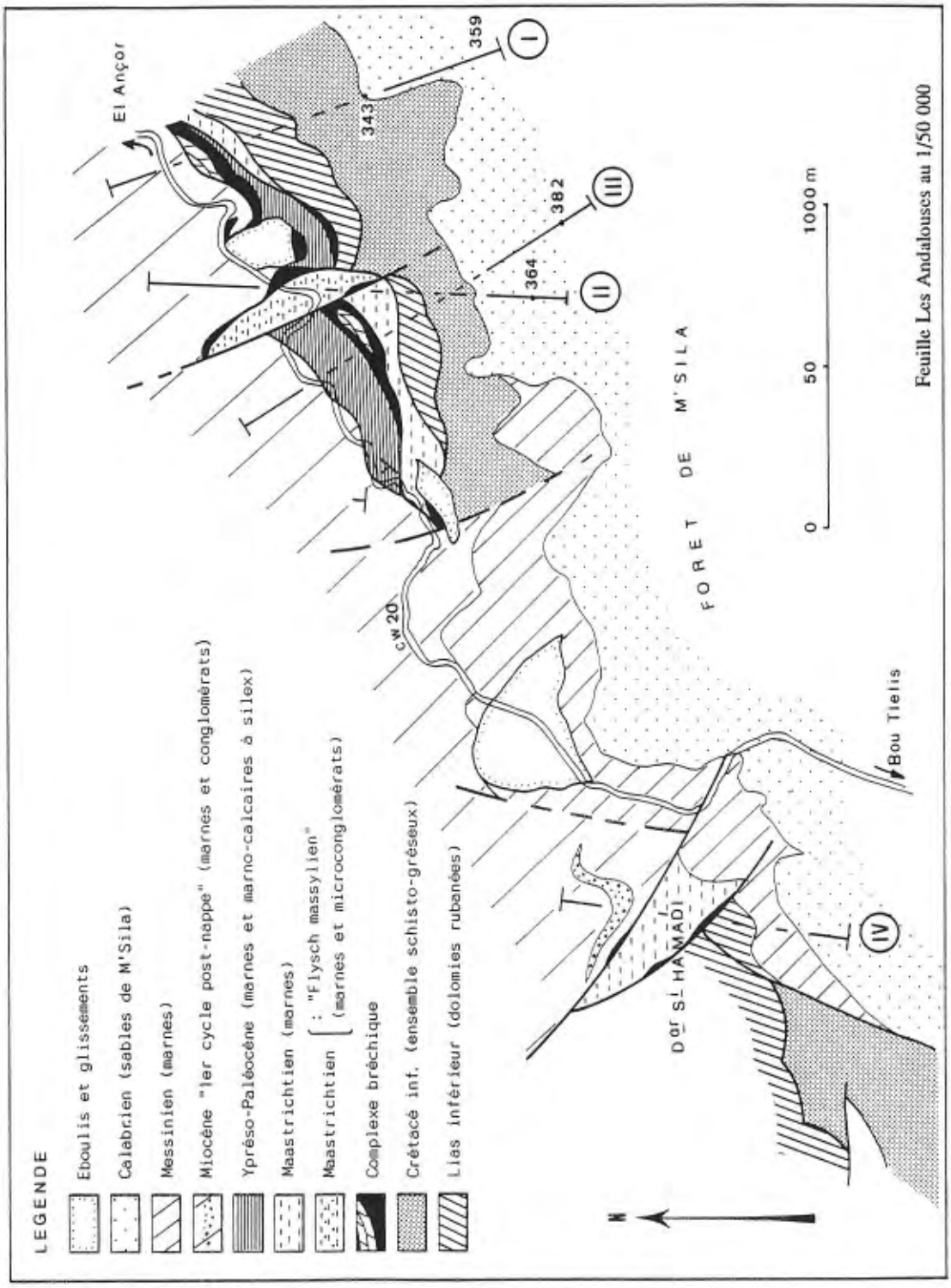



Fig. 94- Allochtone tellien de l'Oued Hammadi

d'atteindre la crête du Djebel Murdjadjo à la ferme de Sidi Hammadi. Dans ce secteur, Fenet (1975, p. 185) constate la présence d'un "complexe tectonique fort confus" constitué de formations épimétamorphiques de "l'allochtone carbonaté" qui, mélangées au Trias, forment un ensemble assimilé au "complexe de base" d'un "allochtone marneux" représenté par un "seul type d'Unité sénonienne" (à marnes du Sénonien supérieur et calcaires de l'Yprésien - Paléocène).

La révision cartographique au 1/25 000, et stratigraphique des ensembles lithologiques du secteur mettent en évidence l'empilement de structures chevauchantes vers le Sud.

Les coupes interprétatives (fig. 95, loc. fig. 94), auxquelles il convient d'adjoindre celle du Douar Sarrahoui (fig. 81) quelques centaines de mètres plus à l'Est, montrent depuis la base l'ordre de superposition suivant:

- des dolomies jaunes et des calcaires marmoréens (L) rubanés, intensément plissés, appartenant à l'ensemble carbonaté du Djorf Halia (fig. 80) et attribués au Lias inférieur (Fenet, 1975, p. 38) ;

- des marnes bleues (Cs 1) ;

Dans la coupe I, ces marnes, antérieurement rapportées au Miocène du "1$^{er}$ cycle post-nappes" par Fenet (1975, fig. 28), nous ont livré une microfaune néocrétacée constituée de : *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Hedbergella holmedelensis* Olson, *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez), *Rosita fornicata* (Plummer), *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana bulloides* Vogler, *Globotruncana rosetta* (Carsey), *Globotruncana insignis* Gandolfi et *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno (dét. M.-J. Fondecave-Wallez, UPS, Toulouse III) .

La présence de *Globotruncana bulloides* signe la base du Maastrichtien "inférieur" (zone à Falsostuarti).

Dans la coupe II, les marnes bleues sont associées à des petits bancs de microbrèches et renferment : *Rugoglobigerina rugosa* Plummer, *Rugoglobigerina reicheli* (*sensu* Smith et Pessagno 1973) et *Globotruncana esnehensis* (Nakkady 1950), indiquant le Maastrichtien "moyen" à "supérieur" (dét. M.-J. Fondecave-Wallez).

- des marnes bleues et des marno-calcaires clairs, blanc jaunâtre, à silex noirs (Eo). Il s'agit du "Suessonien", déjà cartographié par Doumergue (1924), typique des faciès septentrionaux du sillon tellien et d'âge Paléocène à Eocène inférieur (comm. orale, sur le terrain, de M. Durand-Delga, UPS, Toulouse III). Fenet (1975) distingue d'ailleurs dans ce secteur des marnes noires paléocènes et des calcaires à silex yprésiens ;

- des marnes bleues (Cs 2), alternant avec des microbrèches et constituant un "flysch marneux à microbrèches" (chap. I, 5) que nous avons rapproché de l'un des faciès du "flysch massylien" (*sensu* Bouillin et *al.* , 1970) des "unités ultratelliennes". Elles sont attribuées au Maastrichtien "moyen" (zone à Gansseri) ;

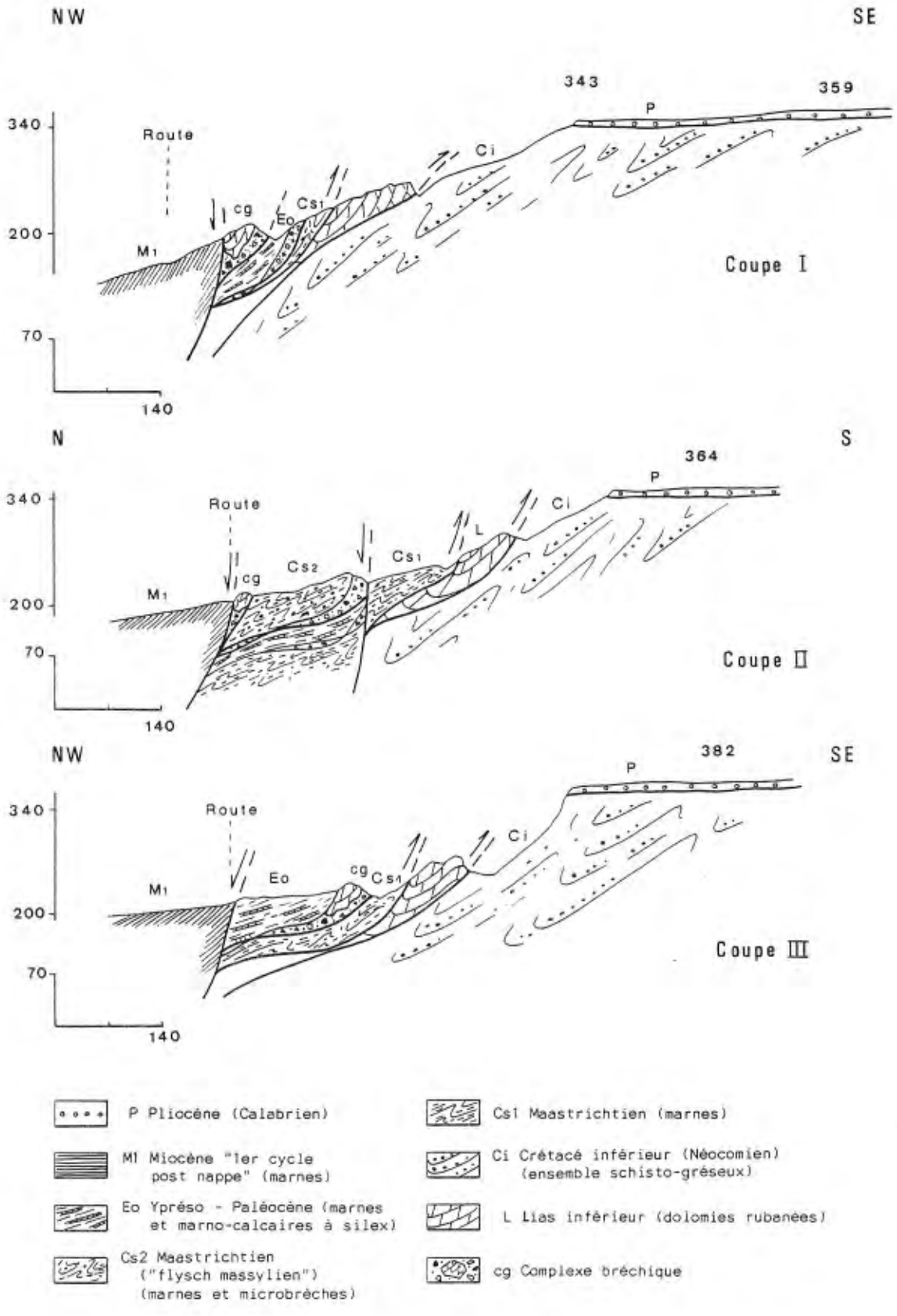



Fig. 95- Allochtone marneux de l'Oued Hammadi (coupes géologiques sériées)

- le Complexe bréchique à matrice gypseuse, qui jalonne la base des écailles à matériel éocène ou à "flysch à microbrèches" et la faille bordière majeure au contact du Miocène. Il est formé de "roches vertes", de dolomies bréchiques, d'argilites lie-de-vin, de quartzites, de paquets de schistes et de volumineux blocs de dolomies (liasiques?) associés à des évaporites versicolores.

• ***L'allochtone marneux de Sidi Hammadi*** (fig. 96)

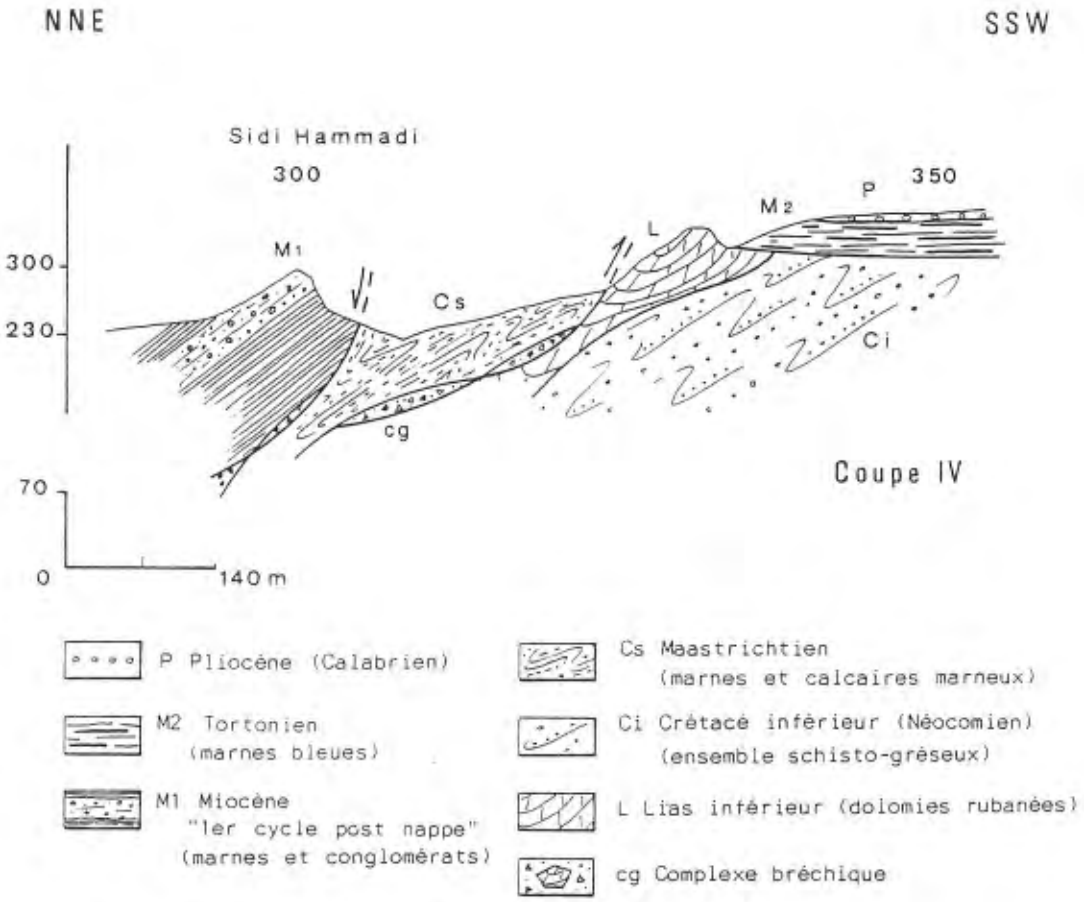



Fig. 96 - Allochtone marneux de Sidi Hammadi (coupe IV, loc. fig. 94)

Du Nord au Sud, nous distinguons la succession des unités lithologiques suivante :

- des marnes bleutées légèrement gréseuses du Miocène continental post-nappes (M1), incluant une barre (15-20 m) de conglomérats à ciment argilo-gréseux dans lequel des Oursins irréguliers (du genre *Clypeaster*) ont pu être dégagés ;

- un ensemble de marnes grises et de bancs peu épais (10 cm) de calcaires marneux gris (Cs) attribué au Maastrichtien (chap. I, 5).

Le contact de cet ensemble avec le Miocène sus-jacent, visiblement mécanique, montre un mélange broyé d'argilites violacées et de gypse que nous considérons comme appartenant au Complexe bréchique ; nous ne suivrons pas en cela l'opinion de Fenet (1975, p. 140) qui attribue "sans hésitation" le gypse et les argilites rouges au M1 et qui voit, dans

ce secteur, "l'unique exemple de superposition normale du Miocène (M1) sur le substratum" jurassico-crétacé du Massif d'Oran;

- des dolomies massives jaunâtres, à pendage vers le Nord. La comparaison de ces dolomies avec celles qui constituent des "chicots" allochtones plus orientaux nous conduit à leur attribuer un âge liasique. Elles reposent anormalement sur un substratum formé de schistes vert-jaunâtres à cachet crétacé inférieur (Néocomien?), mais rapportés, sans arguments probants, au Carbonifère par Fenet (1975, p. 185).

Le contact anormal entre ces dolomies et les marnes sénoniennes sus-jacentes est jalonné par des masses de gypse saccharoïde blanc et rosâtre associées à des argilites violacées constituant le Complexe bréchique.

### 2.2.2- Massifs à dominante marneuse

Le Crétacé inférieur des unités allochtones telliennes de la région de Hacine (ex-Dublineau), dans les Monts des Beni Chougrane, inclut de nombreuses lames de Complexe bréchique à matrice gypseuse (fig. 97). A titre d'exemples nous décrirons deux de ces affleurements jugés représentatifs de la position tectonique la plus typique de ce faciès.

• ***Oued Hammam I*** (fig. 98 et pl. 17 C, D)

Le Complexe bréchique (fig. 98 : A3, B1) constitue plusieurs amas lenticulaires décamétriques à hectométriques alignés parallèlement au Chabet Fatima (affluent de l'Oued Hammam) qu'ils surplombent sur la rive droite. Son épaisseur est variable (2 à 10 m). Il est essentiellement constitué par une matrice gypseuse saccharoïde, versicolore, liant des débris centimétriques de dolomies et des paquets d'argilites rouges broyées (A5).

Le gypse présente des laminations contournées (*curtain folds*) (A4) qui illustrent la forte déformation du matériau plastique lors de sa mise en place.

- au mur, des marnes silteuses gris verdâtre (A1) appartiendraient à l'Unité albo-cénomanienne ("matériel Fergoug") de Delteil (1974). Elles renferment quelques rares Foraminifères planctoniques dont *Hedbergella delrioensis* (Carsey) (dét. M.-J. Fondecave-Wallez) associés à des Ostracodes : *Cytherella sp.* , *Eucytherura sp.* , des formes voisines de *Majungaella ? sp.* (dét. Damotte), *Paracypris cf. mdaouerensis* Bassoulet et Damotte, 1969, *Cytheropteron anteretroversicardinatum* Andreu 1991 et *C. mheridensis* Andreu, 1991 (dét. B. Andreu) caractérisant l'Albien du Bassin d'Essaouira au Maroc (Andreu, 1991)

- au toit, des calcaires marneux gris bleuté (B4) alternent avec des marnes à Ostracodes : *Cytherella sp.* et *Eocytheropteron* gr. *glintzboeckeli* Donze et Le Fevre (1981), déjà connus dans le Vraconien - Cénomanien inférieur d'Algérie occidentale (dét. B. Andreu).

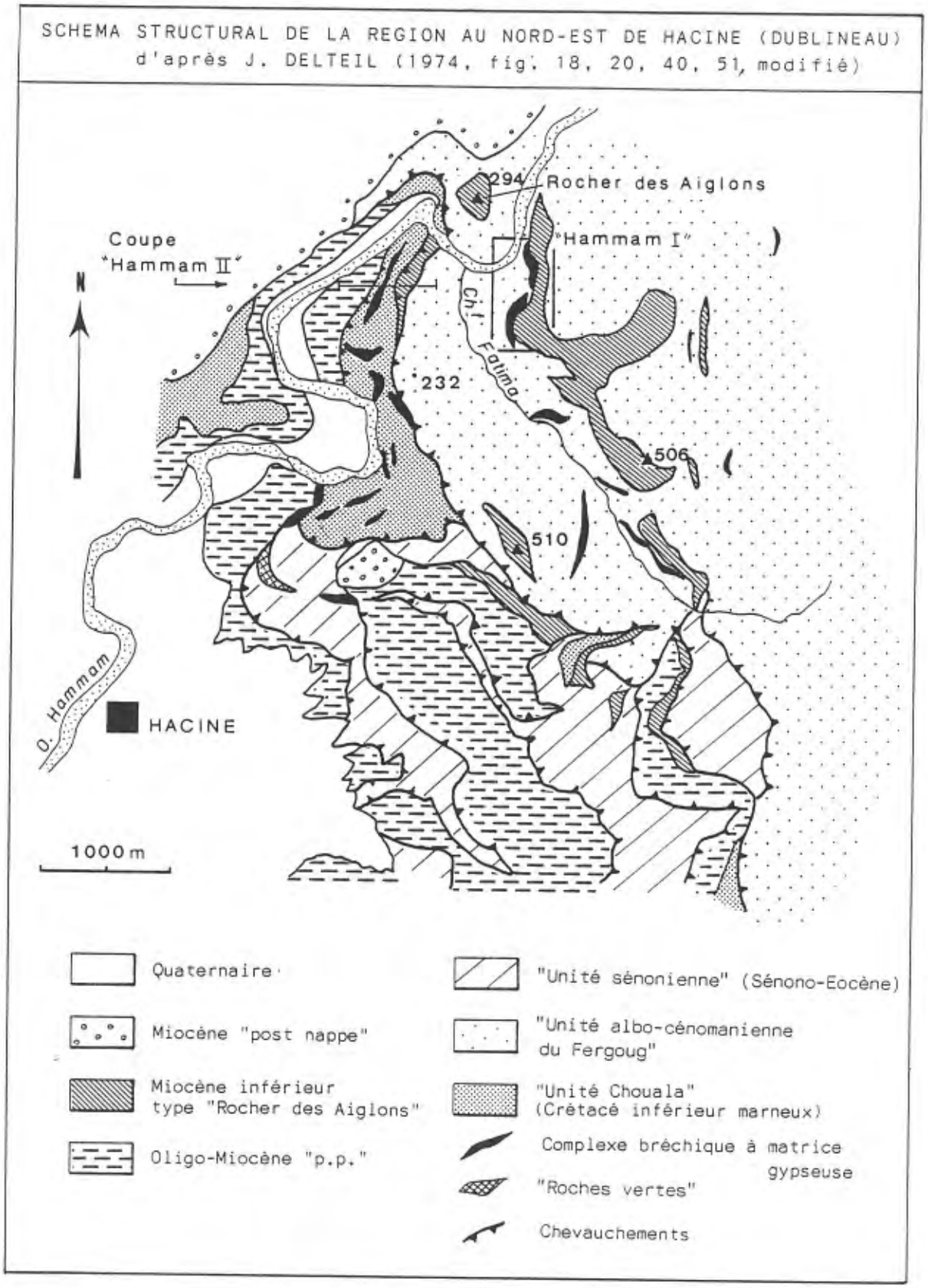


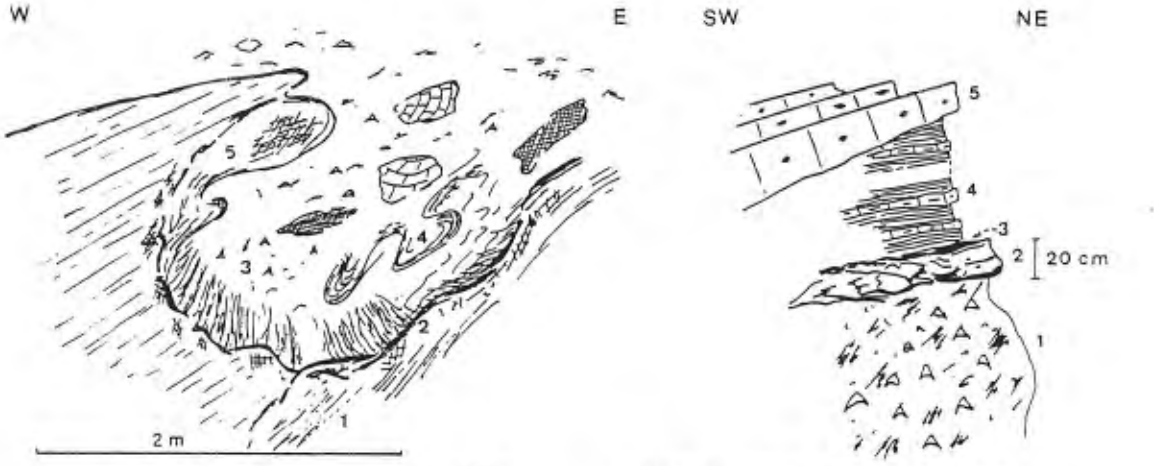

Fig. 97 - Schéma structural de la région au Nord-Est de Hacine

Ces faunes indiquent un âge conforme aux datations précédemment admises (Albo-Cénomanien *s.l.*) pour des formations semblables rapportées au "matériel Fergoug" (*sensu* Delteil, 1974) des Unités albo-cénomaniennes (au sens de Polvêche, 1960).

- les contacts sont mécaniques et témoignent de l'intrusion des évaporites dans les marnes d'abord indurées puis broyées sur une zone d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur.

Au toit du Complexe, une brèche tectonique (B2) à éléments calcaires est minéralisée et recouverte d'une mince croûte de limonite (B3). Cette minéralisation, en rapport avec la présence du Complexe, a déjà été observé à Ghar Baroud ; dans les Bibans, un phénomène analogue est évoqué et interprété par Caire (1957) comme le résultat d'un métamorphisme hydrothermal.

Oued Hammam I (Chabet Fatima)




BASE DU COMPLEXE BRECHIQUE

1 - Marnes silteuses verdâtres à Ostracodes et Foraminifères planctoniques (Crétacé inférieur)
2 - Zone broyée (20 cm)
3 - Complexe bréchique
4 - Structures fluidales dans le matériel gypseux
5 - Paquet d'argilites broyées

TOIT DU COMPLEXE BRECHIQUE

1 - Complexe bréchique
2 - Zone broyée
3 - Encroûtement limoniteux
4 - Marno-calcaires gris bleuté à Ostracodes (Vracono-Cénomanien)
5 - Calcaires gréseux à débris d'Ostréidés, Pectinidés, Echinodermes (Miocène inférieur de DELTEIL, 1974)

Fig. 98 - Affleurement Oued Hammam I (Chabet Fatima) -Coupes à la base et au toit du Complexe

• ***Oued Hammam II*** (fig. 99 et pl. 17 B)

Le complexe bréchique constitue, un peu à l'Ouest des affleurements précédents, des bandes colorées de plusieurs centaines de mètres de long et de plusieurs dizaines de mètres de large ; elles correspondent à des lames tectoniques étirées, contenues dans des formations argileuses que Delteil (1974, fig. 44) rapporte au Crétacé inférieur de l'Unité Chouala.

La coupe transversale (fig. 99, loc. fig. 97) de l'une de ces bandes (nouvellement repérée) montre la succession suivante , d'Ouest en Est :

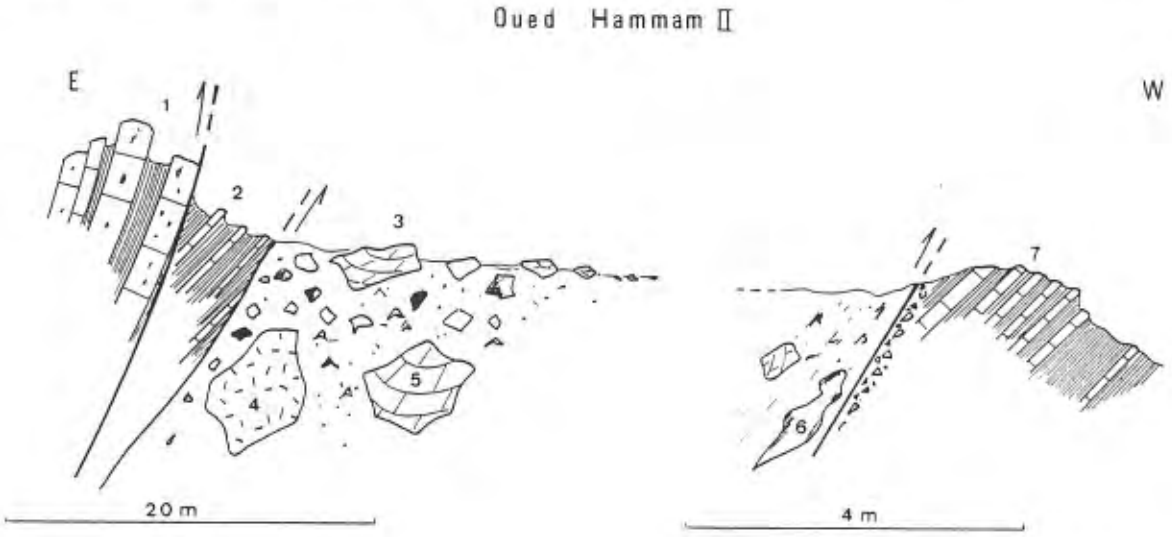
- des marnes et des calcaires marneux bleutés (2) qu'il n'a pas été possible de situer stratigraphiquement mais que l'on pourrait rattacher à l'Albien supérieur des "faciès Chouala" (*sensu* Delteil, 1974),

- le Complexe bréchique (3) formé essentiellement par du gypse mauve ou rosâtre emballant des blocs métriques de "roches vertes" (4), de dolomies noires (5) et des paquets d'argilites rouges ;

- des marnes kaki, limoniteuses, admettant en alternance des bancs de calcaires marneux grisâtres en dalles (7), et appartenant à l'Unité Chouala :

les calcaires referment des débris de Lammellibranches et d'Echinodermes, et de rares Calpionelles indéterminables ;

les marnes ont livré quelques Ostracodes avec *Pontocyprella sp.* , *Paracypris sp.* et *Eucytherura sp.* (dét. B. Andreu).




(Légende dans le texte)

Fig. 99 - Coupe Oued Hammam II

*Les Calpionelles désignent le Tithonique - Berriasien ; leur présence permet d'établir au moins l'existence probable du Berriasien à la base de la série crétacée proposée par Delteil (1974, fig. 13 et 14) pour le "matériel Chouala" des Beni Chougrane et peut-être même de faire débuter cette série dès le Jurassique supérieur ;*

- les contacts entre le Complexe et ses épontes sont mécaniques. L'accident oriental est distinct de celui qui biseaute plus à l'Est les calcaires gréseux (1) du Miocène inférieur (type "Rocher des Aiglons" selon Delteil, 1974) ; il est interprété par Delteil (1974) comme une faille listrique soulignant le chevauchement de l'Unité albo-cénomanienne sur l'Unité Chouala (fig. 97).

L'accident occidental s'accompagne d'une brèche tectonique à éléments anguleux de calcaires marneux cimentés par de la calcite jaunâtre.

## 2.3- Les gisements de type "diapir"

Dans le Tell oranais, les quelques gisements réputés dériver d'une halocinèse récente sont :

- ***Le "diapir d'Aïn Nouissy"*** (fig. 100) qui constitue l'ossature du Djebel Chegga où Flamand (1900) découvrit des Myophories et des Gastéropodes "rappelant les faunes du Muschelkalk".

Cette structure ainsi que son homologue de la Montagne ronde (prolongement du Dj. Chegga vers le NE) ont fait récemment l'objet de campagnes géophysiques et de forages qui ont permis de reconnaître pour chacun un dôme salifère (E.R.E.M. 84 *in* Midoun, 1989) ;

- ***Le "diapir d'Aïn Tellout"*** localisé à la limite de l'avant-pays tlemcénien. Il fut décrit par Gentil (1903, p.89-91) ;

- ***Le "diapir du Djebel Rhirâne"***, dans les Beni Chougrane, reconnu sans ambiguïté comme tel par Delteil (1974, p. 7) qui en a décrit le cadre géologique ;

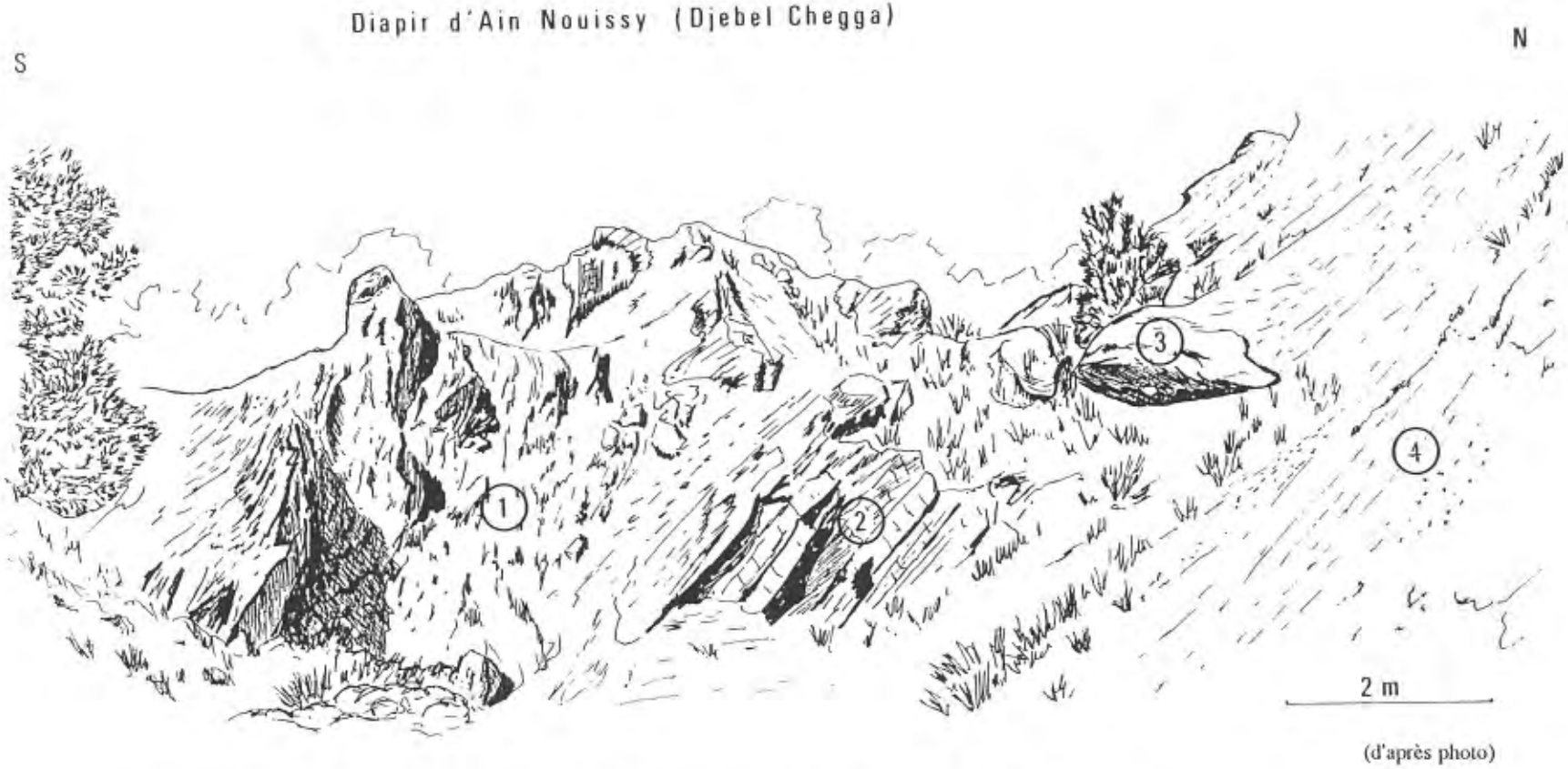
- ***Le "diapir d'Arbal"***, sur la bordure nord orientale des Monts du Tessala. Fenet (1975, p. 22) en dresse une cartographie relativement détaillée récemment modifiée par Midoun (1989).

Nous interprèterons cette structure à titre d'exemple ; deux coupes (fig. 101, et voir localisation fig. 85) contribuent à compléter l'inventaire des constituants habituels du Complexe bréchique.

### - *Etude particulière de l'affleurement d'Arbal*

#### • Cadre géologique

Le "diapir d'Arbal" fait partie d'un petit groupe d'affleurements gypseux (Arbal, Aïn Tangroutah, El Malah) alignés suivant l'axe d'un anticlinal NE-SW (N 30) dessiné par les formations du Miocène supérieur. Cette voussure anticlinale est parallèle à celle qui fait surgir, dans les mêmes conditions, le copeau jurassique du Pic Tafaraoui et à celle qui met à jour les nappes telliennes à contenu crétacé de l'Oued Krendak (loc. fig. 85). Ces plis d'échelle kilométrique relèvent d'une phase tectonique en compression qui, selon Thomas (1979), est enregistrée dans tout le "Miocène post-nappes du Tell méridional".




1 - Complexe bréchique à matrice argilo-gypseuse et débris hétérométriques de "roches vertes" et de dolomies.
2 - Bloc anguleux de dolomies noires en dalles décimétriques
3 - Bloc de dolomies jaunâtres, massives.
4 - Marno-calcaires gris en plaquettes (copeaux hectométriques) à Lamellibranches ("Myophories") et Gastéropodes (Cérithidés).

Fig. 100 - Diapir d'Aïn Houissy (Djebel Chegga) - Coupe au coeur du diapir

Cet anticlinal est parcouru par une génération de failles N 30-N 50 qui semble favoriser la remontée de l'ensemble évaporitique. C'est notamment le cas de l'accident qui longe l'Oued Tangroutah au Sud du diapir ; dans le fond de cet oued, une lame de gypse, associée à des argilites rouges et à des "roches vertes", et montrant des laminations contournées orientées vers le haut, paraît s'être injectée dans cet accident jusqu'à recouvrir partiellement les conglomérats continentaux miocènes redressés à la verticale.

- **Le Complexe évaporitique**

- Extension

Le Complexe bréchique forme en profondeur une masse qui, selon les études géophysiques menées par la Société Nationale Algérienne de Recherches Minières, s'étendrait vers le Sud. Des forages ont été effectués en plusieurs points du site avec pour objectif l'évaluation des quantités de sel gemme, décelées par la salure de l'eau des sources et éventuellement exploitables. Les résultats (comm. orale des techniciens de la S.O.N.A.R.E.M) indiquent localement une épaisseur supérieure à 500 m d'évaporites.

- Constituants

La matrice correspond, dans la zone occidentale du diapir, à une masse essentiellement gypso-saline à très forte teneur (80%) en chlorure de sodium (analyses E.R.E.M. , 1984, *in* Midoun, 1989).

Vers l'Est (coupe II), les évaporites sont associées à des argilites rouges lie-de-vin.

Au Sud (dans l'Oued Tangroutah), il s'agit plutôt de gypse saccharoïde varicolore à quartz bipyramidés et à cristaux de pyrite.

Dans la matrice, on relève les éléments suivants :

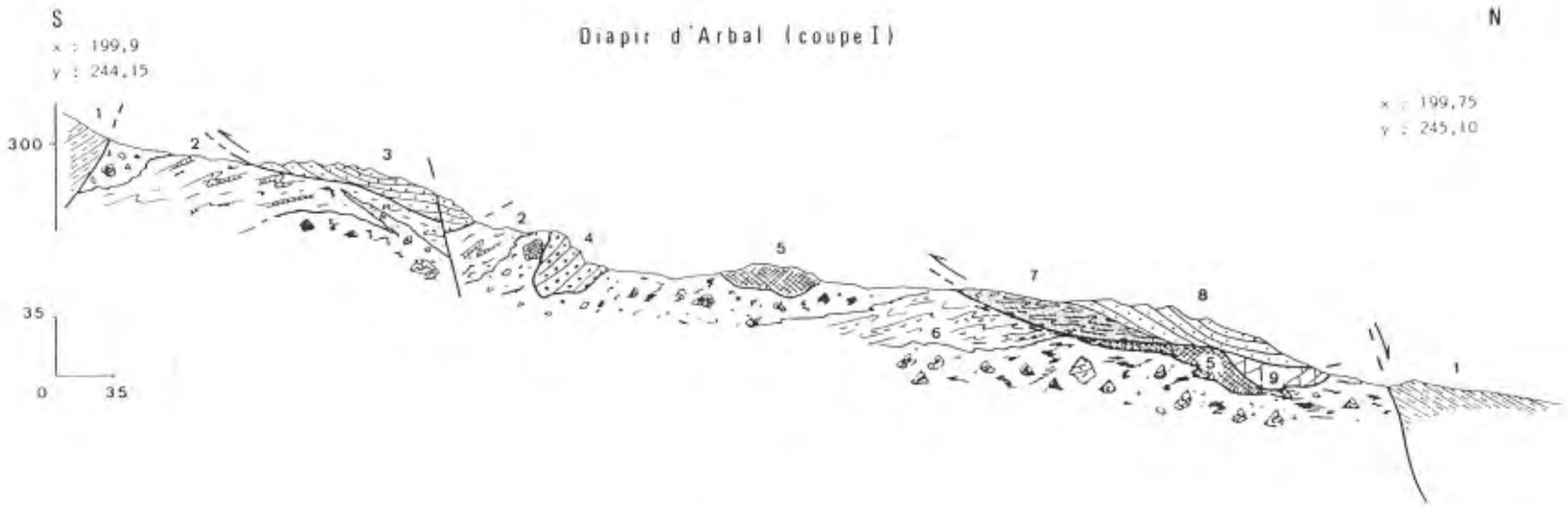
- gypse saccharoïde, en blocs arrondis de quelques centimètres à un mètre de diamètre [coupe II, (6)] ;

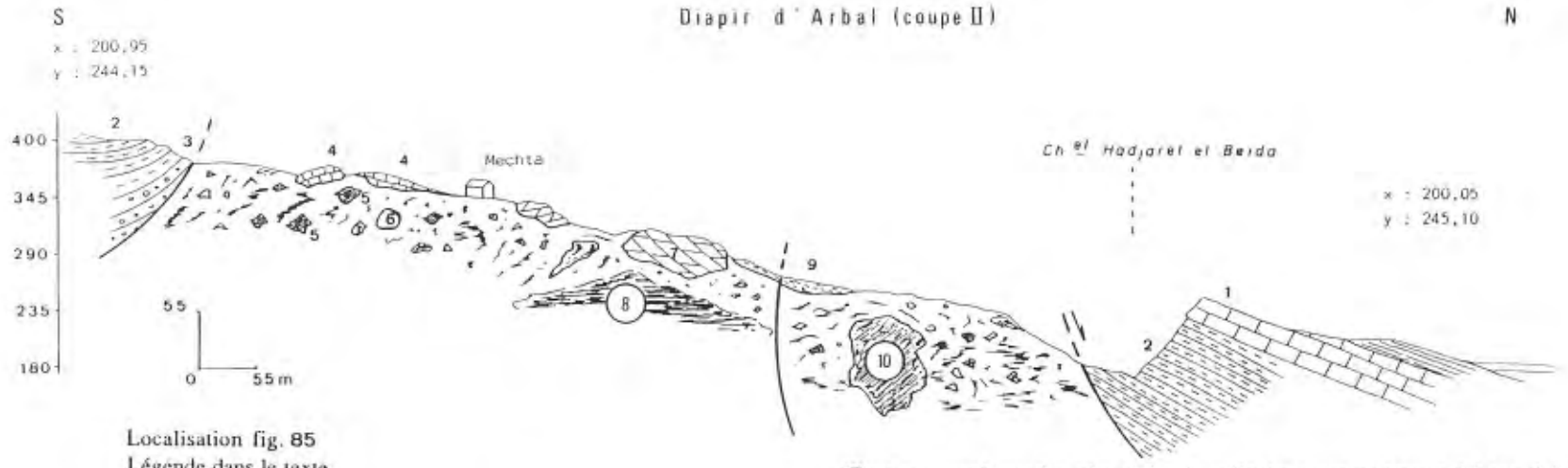
- amas hétérogènes et informes de marnes et de calcaires marneux bleus [coupe I, (2)] ; les calcaires, en bancs centimétriques, portent des traces d'activité biologique (bioturbations, traces de reptation) et des débris d'Echinodermes ;

- grès-quartzites beiges [coupe I, (4)] à figures de base de bancs ;

- "roches vertes" généralement très altérées en débris centimétriques à décimétriques ou en masses plurimétriques [coupes I et II, (5)] ;

- marnes grises [coupe I, (6)] très déformées, renfermant des Ostracodes et une microfaune planctonique du Maastrichtien "moyen" (zone à Gansseri) : *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Gansserina gansseri* (Bolli), *Globotruncanella havanensis* (Voorwijk), *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, *Globotruncana aegyptiaca* Nakkadi, *Gl. insignis* Gandolfi, *Rosita contusa* (Cushman) *R. patelliformis* (Gandolfi), *Pseudoguembelina costulata* (Cushman), *Heterohelix striata* (Ehrenberg), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *R. pennyi* Brönnimann et *Rugotruncana subcircumnodifer* (Gandolfi) (dét. M.-J. Fondecave-Wallez) ;




Localisation fig. 85
Légende dans le texte

(Pour une représentation plus claire, la taille des corps rocheux a été exagérée)

Fig. 101- Coupes géologiques à travers le diapir d'Arbal

- calcaires rubanés à interlits marneux [coupe II, (4)] ;

- pélites grises associées à des dolomies, constituant un copeau hectométrique [coupe I, (10)] ;

- dolomies jaunes stromatolithiques [I, (9) et II, (7)], dolomies noires pulvérulentes, bréchiques, très fréquentes, localement en blocs de plusieurs mètres cubes ;

- amas d'argilites rouges [II, (8)] ;

- marnes grises [II, (9)] ;

- gneiss oeillés très riches en muscovite, représentant le socle et formant un bloc métrique.

La plupart des corps rocheux stratifiés (dolomies, calcaires rubanés) et éparpillés en surface sur la bordure orientale du "dôme" présentent curieusement des pendages constants vers l'Est de 40-50°.

- Toit du Complexe

Le Complexe chaotique est limité par des failles au contact des formations du Miocène qui paraissent l'envelopper. Ces dernières sont représentées par :

1. des pélites rouges et des conglomérats [II (3)] à éléments fréquents de gypse qui appartiennent au Miocène continental ["1$^{er}$ cycle post-nappes" selon Fenet (1975), dans la fourchette Serravallien - Tortonien *p.p.* selon Thomas (1985)] et qui affleurent surtout vers le Sud (Oued Tangroutah) ;

2. des marnes bleues tortoniennes [1 (2) et II (2)] et des calcaires à Lithothamniées [II (1)] messiniens (secteur d'Arbal).

Sur la bordure sud de l'affleurement d'Arbal (vers Sidi Mohamed El Laman) des galets épars de silex noirs suggèrent la présence proche des calcaires marneux yprésiens.

Deux lambeaux tectoniques reposent en outre sur le Complexe évaporitique (Coupe I) ; le premier [I, (3)], hectométrique, correspond à un ensemble plissé formé de petits bancs centimétriques et décimétriques de grès jaunâtres ou roux et d'interlits de pélites bleues. Les grès, à débit parallélipipédique, présentent des traces d'activité d'origine organique ; le deuxième, [coupe I, (8)], plus réduit (20-30 m), comporte des grès roux en petits bancs associés à des marnes gréseuses verdâtres [I, (7)] très tectonisées. Ces deux ensembles n'ont pu être datés, toutefois il apparaît de nombreuses analogies de faciès avec les formations oligocènes de la région oranaise (Fenet, 1975) .

Les faciès littoraux, nettement exprimés dans l'ensemble marno-calcaire [I, (2)] sous les grès jaunâtres [I, (3)], sont également ceux de l'Oligo-Miocène à "faciès oranais" (Fenet, 1975, p. 113). Il y a donc de fortes présomptions pour que ces lambeaux allochtones soient les vestiges de nappes telliennes [Unité Chouala ou Unité oligo-miocène (*sensu* Fenet, 1975)].

# 3- CONCLUSIONS ET IMPLICATIONS

## 3.1- Conclusions

1) Cette étude nous conduit à considérer les lames contenues dans le Crétacé inférieur des nappes telliennes comme des "couloirs" de migration du Trias gypseux formant à l'affleurement des bandes étroites (de plusieurs kilomètres de long quelquefois). Elles correspondaient, à l'origine, à des zones de faiblesse (joints de stratification, discontinuités stratigraphiques) ou à des cassures, à la faveur desquelles les évaporites se sont frayées un passage.

La configuration cartographique de ces lames apparemment disposées dans un ordre anarchique au sein des unités à Crétacé inférieur est directement liée aux déformations des termes encaissants, elle souligne leur géométrie.

2) L'allochtone tellien de l'Oued Hammadi révèle une étape de mobilisation du Complexe gypseux pendant les phases paroxysmales néogènes, ou encore évoque le rôle de ce Complexe dans les phénomènes gravitationnels ("délaption" au sens de Vidal, 1988) liés à ces phases.

3) Le type de dispositif décrit à Kristel, fréquent dans la région oranaise, est interprété comme le résultat d'une remobilisation post-sédimentaire du Complexe dans les failles postérieures au Miocène.

Cette remobilisation tectonique post-sédimentaire peut se manifester aussi sous la forme de diapirs. Tel est le gisement d'Arbal sur lequel la présence de lambeaux allochtones de matériel présumé oligocène pourrait expliquer l'existence d'une volumineuse masse gypso-saline bréchique intumescente, au moment de la tectogenèse tangentielle du Miocène inférieur. Ce mécanisme halocinétique s'est apparemment poursuivi après les dépôts du Miocène supérieur dont il bouscule les structures.

4) La présence de dolérites intrusives dans le Crétacé inférieur des massifs à schistosité oranais renforce l'opinion de ceux pour qui toutes les "roches vertes" ne sont pas systématiquement attribuables au Trias. Datées de 80 + ou - 8 Ma (Campanien probable) par la méthode K/Ar, celles-ci présentent les empreintes intimes d'un métamorphisme qui pourrait être celui qui a affecté l'encaissant sédimentaire à cette période, ou relever d'une phase plus récente (chap. III).

## 3.2- Implications

### • *Implications d'ordre stratigraphique*

L'existence de dépôts à matériel d'origine triasique resédimenté au Sénonien supérieur apporte des solutions à la plupart des problèmes stratigraphiques que posaient certains affleurements jugés par les auteurs "insolites" ou "curieux", notamment lorsqu'il était impossible de les relier à des accidents visibles. Elle prouve donc "leur caractère interstratifié dans les marnes sénoniennes", caractère évoqué très souvent à propos de ces gisements.

Ces dépôts jalonnent aussi une discontinuité stratigraphique majeure (discordance) entre le Maastrichtien et les formations sous-jacentes, ce qui explique leur extension géographique linéaire parfois plurikilométrique.

*On est ainsi amené à remettre en question l'existence même de certaines unités structurales à la base desquelles la formation chaotique, jusqu'alors attribuée au Trias, était tenue d'occuper un niveau de décollement ("Trias en semelle de nappes"),* comme de l'Unité sénonienne (au sens de Guardia, 1975) dans le secteur de Ghar Baroud et de l'Unité sénonienne du Tafaraoui (au sens de Fenet, 1975).

### • *Implications d'ordre structural*

La complexité structurale des "unités à Crétacé inférieur" (comme par exemple la "structure froissée" du "matériel Chouala" constatée par Delteil (1974) dans les Beni Chougrane) est liée à la plasticité du Complexe gypseux ou argileux concentré dans les lames tectoniques en général abondantes dans ces formations à dominante marneuse.

Ainsi, la distribution cartographique de ces lames incluses dans les unités telliennes ou qui en jalonnent la base n'est pas désordonnée ou quelconque, mais révèle les déformations de ces nappes.

En revanche, les unités qui sont dépourvues de lames gypseuse, telles que celles de l'allochtone tello-rifain, et les unités à "affinité rifaine", à contenu épimétamorphique, ont un style cassant.

### • *Implications d'ordre paléogéographique*

La patrie d'origine du Complexe bréchique se situe vraisemblablement dans une province paléogéographique septentrionale ; en effet, des faciès de "type bassin" d'âge albien supérieur y sont remaniés, alors que des faciès de même âge sont au contraire de "type plate-forme" vers le Sud dans le domaine tlemcénien ; par ailleurs, ces témoins

accompagnent du Sénonien marneux à Foraminifères planctoniques. Cette hypothèse est aussi confortée par la présence fréquente du Complexe bréchique dans les nappes d'origine lointaine : Unité Chouala et surtout Unité sénonienne.

Ce matériel s'intercale schématiquement soit dans le Maastrichtien (Unité sénonienne) où il est resédimenté, soit dans le Crétacé inférieur non métamorphique (Unité Chouala) où il ne constitue apparemment que des lames tectoniques.

Aussi sommes-nous conduits à situer les "sources" de ces resédimentations dans le domaine externe tellien, équivalent de la "zone subbibanique" (*sensu* Caire, 1957) et patrie des nappes telliennes oranaises.

Par ailleurs, la présence du Complexe bréchique à la "semelle" des "unités ultratelliennes" ("flysch sénonien à microbrèches" de l'Oued Hammadi, de type "massylien") suggère l'extension de ces "extrusions de Trias resédimenté" dans un domaine encore plus interne (dans la mesure où ce matériel plastique n'a pas été récupéré lors des charriages).

***• Etapes de la mise en place du Complexe bréchique - Extension de ces phénomènes à l'échelle du Tell***

***- Généralités***

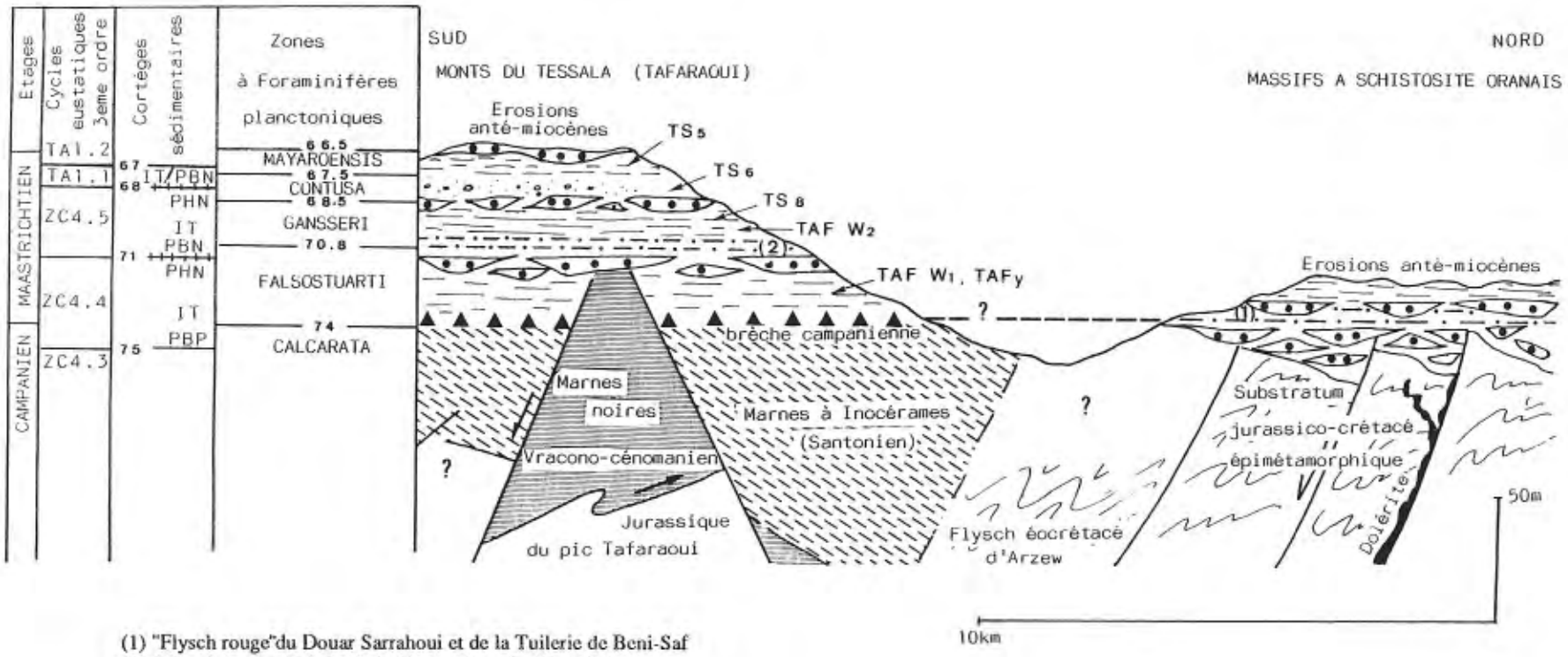
La signification, l'origine et la mise en place des amas "triasiques" ont fait l'objet de commentaires ou d'hypothèses de la part de la majorité des géologues travaillant dans le Tell algérien (chap. II, 1). Rappelons brièvement que la plupart des auteurs envisagent d'abord l'ascension du matériel plastique triasique et la formation de diapirs, puis la remobilisation de ce matériel à la base des nappes lors de leur déplacement. Cependant l'âge du diapirisme est controversé. Seuls quelques rares auteurs, tels Savornin (1906, 1913), Leikine (1969), Maluski et *al.* (1979) et Obert (1981, 1984), ont reconnu le caractère resédimenté du Trias inclus dans le Crétacé inférieur du Tell oriental et du Tell central.

***- Mode et âge de la mise en place du Complexe***

1- La mise en place du Complexe gypseux dans la couverture est vraisemblablement liée aux mouvements tectoniques.

- les déformations en distension déclenchent et favorisent la migration du matériel plastique notamment par le jeu des blocs basculés.

- la resédimentation de ce matériel par des processus gravitationnels relevant de *mass-flow* paraît associée aux périodes postérieures aux phases plicatives telles qu'elles sont enregistrées dans le Tell.




(1) "Flysch rouge"du Douar Sarrahoui et de la Tuilerie de Beni-Saf
(2) "Flysch à microbrèches" de Chabet Daouia (Tessala)
TS 5... : échantillons

Fig. 102- Episodes de resédimentations néocrétacés dans le domaine externe tellien oranais - Coupe palinspastique au Sénonien supérieur

2- Cette resédimentation coïncide aussi, pour les gisements interstratifiés, avec les périodes de chutes du niveau de la mer au delà de la bordure de la plate-forme côtière ; le Complexe gypseux correspond donc, dans ces cas, à des cortèges de bas niveau marin.

### Tell central et oriental

- une première resédimentation semble débuter après les mouvements compressifs anté-barrémiens, dans le Barrémo-Aptien des Babors (Obert, 1981) et de la nappe "A" *p.p.* de l'Ouarsenis (Mattauer, 1958, p. 391). Or cette période et notamment l'Aptien inférieur, enregistre une baisse du niveau marin indiqué par la discontinuité de type 1 de 112 Ma (Haq et *al.* , 1987).

- Plusieurs épisodes de resédimentation sont reconnus après les déformations "anté-vraconiennes" (phase autrichienne), probablement pendant la chute du niveau de la mer marquée par la discontinuité de type 1 de 98 Ma (Albien supérieur). D'autres sont mis en évidence encore pendant le Sénonien dans les Babors, dans les Bibans et dans l'Ouarsenis oriental, auxquels il reste à reconnaître une origine eustatique.

### Tell occidental

- La migration du matériel triasique se produit vraisemblablement pendant le Crétacé inférieur dans les sédiments marneux de la patrie d'origine des nappes "Chouala". Cette phase halocinétique a éventuellement été accompagnée, d'une première resédimentation telle qu'elle est envisagée par Polvêche (1960) dans l'Ouarsenis occidental proche de notre secteur (hypothèse écartée par Delteil, 1974, p. 6).

- Episodes de resédimentations néocrétacés :

la resédimentation du matériel triasique intervient après la tectogenèse en compression sénonienne qui se manifeste notamment par la discordance du Sénonien supérieur dans les nappes telliennes et par les déformations majeures dans les massifs à schistosité (chap. III).

Cette resédimentation se produit dans un bassin maastrichtien en formation sur une paléostructure en blocs basculés (fig. 102, 106) aussi bien au Nord, dans la patrie des nappes à "affinité tellienne" (où le substratum n'est pas métamorphique), qu'au Sud, sur les formations épimétamorphiques des futures unités inférieures dont les témoins se retrouvent emballés dans la brèche chaotique. Nous avons envisagé *au moins* trois phases de resédimentation pendant le Maastrichtien, en liaison avec les cycles eustatiques (fig. 102).

- Episodes de resédimentation tertiaires :

la présence d'éléments de calcaires à Nummulites du Lutétien dans certains affleurements "triasiques" (Guardia, 1975, p. 154) suggère la poursuite probable des activités halocinétiques à l'Eocène.

Des témoins de Trias resédimenté forment localement des klippes sédimentaires contenues dans l'Eocène du Sebaa Chioukh (Guardia, 1975, p. 140) et dans le Miocène "synchro-nappes" des Tessala (Fenet, 1975).

En outre, le Miocène supérieur ("post-nappes") largement transgressif renferme de fréquents amas de Complexe bréchique remaniés à partir des dépôts sénoniens des massifs à schistosité (Aïn Franin et Sidi Bakhti dans le massif d'Oran ; Sidi Salah dans le secteur de Beni-Saf, etc) ou des nappes telliennes.

La tectogenèse plio-quaternaire peut encore mobiliser ces amas bréchiques à matrice gypseuse qui apparaissent alors injectés dans des accidents tardifs (Kristel) ou qui alimentent les "diapirs" (Aïn Nouissy, Djebel Rhirâne, Arbal).

- ***Rôle du Complexe bréchique dans la tectogenèse tellienne***

Pendant les phases tectogénétiques paroxysmales néogènes, le matériel plastique du Complexe bréchique joue le rôle d'un niveau de décollement facilitant le glissement par gravité des superstructures. Il augmente aussi l'incompétence du contenu, surtout marneux, des "unités à Crétacé inférieur" au sein desquelles ce matériel constitue des lames tectoniques assimilées à des "cheminées diapiriques" mais qui traduisent peut-être pour certaines, des phases de resédimentations éocrétacées.

Toutefois, le Complexe gypseux ne constitue pas systématiquement des niveaux de décollement ; dans ce cas il convient de redéfinir la composition lithostratigraphique de certaines "unités sénoniennes à semelle triasique" (semblables à celles de Tafaraoui ou de Ghar Baroud).

## PLANCHE 12

COMPLEXE BRECHIQUE A TRIAS RESEDIMENTE
Carrière de Melkimen - Beni-Saf

**A** - Panorama de l'entrée méridionale de la carrière (*localisation et coupe interprétative : fig 77, schéma :* fig. 78 ; commentaires : p. 364-366)

1 : matériel jurassico-crétacé appartenant à l'unité à "affinité rifaine" de l'Haouarîya et du Skouna, enveloppé par une croûte ferrugineuse

2 : complexe bréchique

3 : en arrière du thalweg correspondant à l'Oued Belhassini, reliefs occupés par les marnes du Maastrichtien surmontées par les formations miocènes.

**B** - Allure du contact de nature sédimentaire, entre le Complexe bréchique (2) et le substratum (1).

**C** - Le complexe bréchique (3) scelle un accident affectant le substratum jurassico-crétacé et séparant les calcaires (1) des schistes (2) - (*schéma interprétatif : fig. 78, b)*

**D** - Stratifications obliques à la base du complexe bréchique (*p. 366*).

# PLANCHE 12

## PLANCHE 13

COMPLEXE BRECHIQUE A TRIAS RESEDIMENTE
Secteur du Pic Tafaraoui

**A** - Panorama du versant nord du Pic Tafaraoui

- Au premier plan, marnes du Miocène supérieur (Tortonien).
- Au deuxième plan, du Sud vers le Nord :

1 : calcaires récifaux messiniens subhorizontaux formant le flanc normal d'un anticlinal déversé vers le Nord

2 : terrains jurassiques du Pic Tafaraoui organisés en écailles enracinées vers le Nord ; les calcaires liasiques, occupant les petits reliefs, soulignent les contacts anormaux *(commentaires : p. 386-388 ; interprétation : fig. 70)*

3 : versant septentrional du Pic Tafaraoui où affleurent les formations à dominante marneuse d'âge Albien à Maastrichtien, ravinées par les affluents de l'Oued Tafaraoui

4 : Miocène marneux

B : localisation de la photo B

- En arrière-plan, argilites et conglomérats continentaux miocènes.

**B** - Confluence du Chabet M'Zarif et de l'Oued Tafaraoui *(localisation : point F2, fig. 70 ; commentaires : p. 322)*

Discordance des marnes à Inocérames du Santonien (1) sur les calcaires marneux à Ammonites et Bélemnites datés de l'Albien supérieur *s.s.* (2).

**C** - Rive droite de l'Oued Tafaraoui (à 200 m du secteur précédent vers le Nord)

Le complexe bréchique à Trias resédimenté (rosâtre) repose sur les marnes à Inocérames santoniennes (1) et il est surmonté par les marnes du Maastrichtien (2) - (longueur de l'affleurement : une quinzaine de mètres).

**D** - Affleurement du Chabet Ed Dira *(localisation : point F1, fig. 70 ; commentaires : p. 320-322)*

Aspect du Complexe bréchique interstratifié entre les marnes vraconiennes (1) et les marnes miocènes discordantes (2) sous lesquelles on devine l'intercalation du Maastrichtien (3).

# PLANCHE 13

## PLANCHE 14

COMPLEXE BRECHIQUE A TRIAS RESEDIMENTE

Secteur du Pic Tafaraoui

**A** - Affleurement du Chabet Daouïa (*localisation : fig. 70 ; interprétation : fig. 82 ; commentaires : p. 376)*

1 : ensemble marneux et microconglomératique du Maastrichtien inférieur à moyen

2 : complexe bréchique relevé à la verticale

3 : marnes grises du Santonien probable

B : localisation de la photo B

**B** - Vue rapprochée du complexe bréchique (échelle : le marteau)

- la matrice est constituée par du gypse saccharoïde rosâtre,
- les éléments centimétriques associent des argilites et des grès rouges, des calcaires à microrythmes et des "roches vertes" soulignant une stratification apparemment grossière.

**C** - Affleurement du Chabet M'Sabi (*localisation : fig. 70 ; interprétation : fig. 84 ; commentaires : p. 378)*

1 : marnes et calcaires marneux du sommet du Maastrichtien inférieur

2 : complexe bréchique ; microbrèche à quartz bipyramidés et débris centimétriques de "roches vertes" et de calcaires marneux. Le contact avec les marnes sous-jacentes est une surface de ravinement, la limite supérieure est conforme à la stratification des marnes sus-jacentes

3 : marnes du Maastrichtien moyen (zone à Gansseri)

**D** - Affleurement du Chabet Noura (*localisation : fig. 70, interprétation fig. 83 ; commentaires : p. 377)*

4 : marnes du sommet du Maastrichtien inférieur

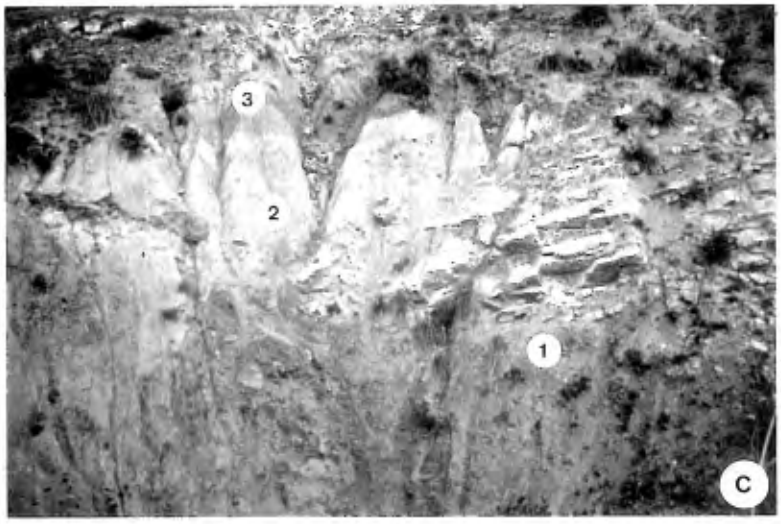
3 : "roches vertes"associées à une faille probable cachetée par le complexe bréchique

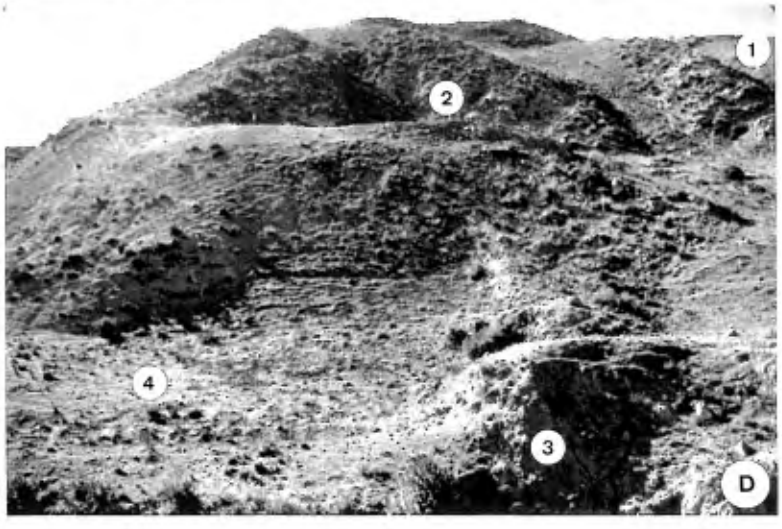
2 : complexe bréchique

1 : marnes présumées maastrichtiennes


1
B
3
2
A


B


3
2
1
C


1
2
4
3
D

## PLANCHE 15

COMPLEXE BRECHIQUE A TRIAS RESEDIMENTE
Secteur d'Aïn El Harrous

**A** - Gisement Aïn El Harrous II (*localisation fig. 85 ; interprétation : fig. 87 ; commentaires : p. 381 ; échelle : le personnage*)

1 : marnes du Maastrichtien moyen (zone à Gansseri) formant, ici vers l'Est, le mur du complexe bréchique,

2 : complexe bréchique à stratification parallèle à celles des marnes et soulignée par les alignements de débris et de blocs très volumineux de "roches vertes" (dégagés par l'érosion).

C : localisation des photos C et D.

**B** - Gisement Aïn El Harrous III (*localisation : fig. 85 ; interprétation : fig. 88 ; commentaires : p. 383 ; échelle : le marteau)*

Les dolomies noires bréchiques de ce type, sont très fréquentes dans les affleurements du Complexe bréchique.

La matrice argilo-gypseuse affleure à droite du bloc dolomitique (sous le marteau), les marnes du Maastrichtien moyen (zone à Gansseri) apparaissent à gauche (vers le Nord) du bloc dolomitique où elles emballent des dolomies jaunâtres bréchifiées.

**C** - Gisement Aïn El Harrous II

Bloc de brèche à matrice gypseuse (localisation : photo A ; échelle : le marteau)
Ce bloc jalonne le contact entre le complexe bréchique dans lequel il est remanié, et les marnes maastrichtiennes. On reconnaît des éléments arrondis de dolomies noires et des débris de dolomies jaunâtres.

**D** - Vue agrandie du bloc précédent (C) (échelle : cache de l'objectif)

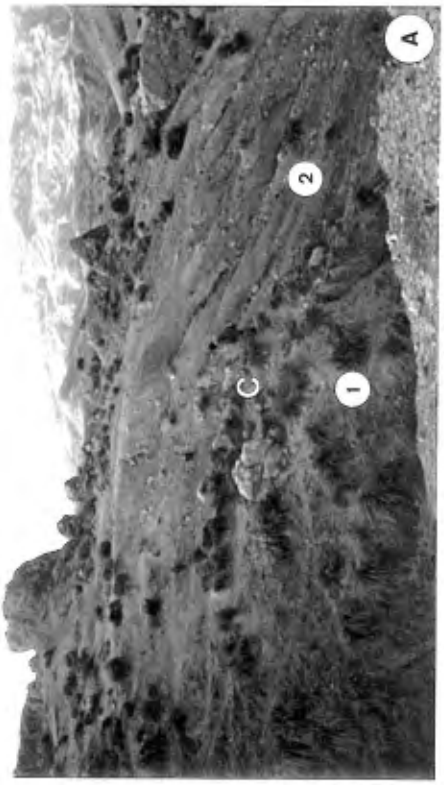
Le rubanement microplissé de la matrice gypseuse indiquerait un fluage des évaporites avant l'épisode de resédimentation.

## PLANCHE 15












## PLANCHE 16

COMPLEXE BRECHIQUE A TRIAS RESEDIMENTE
Secteur d'Aïn El Harrous

**A** - Gisement Aïn El Harrous I (*localisation : fig. 85 ; interprétation : fig. 86 ; commentaires : p. 380)*

Partie nord de l'affleurement du complexe bréchique en partie disloqué ou en éboulis ; les marnes sous-jacentes sont datées du Maastrichtien supérieur (zone à Mayaroensis). B et C : localisation des 2 photos suivantes.

**B** - Bloc éboulé (échelle : le marteau)

La matrice gypseuse, stratifiée, contient avec des petits débris de "roches vertes" et de pélites mauves, des éléments blancs, sphériques, de nature gypseuse, enveloppés d'un fin cortex ferrugineux.

**C** - Vue rapprochée de la matrice argilo-gypseuse montrant la stratification (échelle : le crayon).

**D** - Exemple de gisement associé au Miocène

L'affleurement de la cote 503 traversé par la route Tafaraoui (village) - Aïn El Berd à travers les Monts du Tessala *(localisation : fig. 92 ; commentaires : p. 390)*

1 : amas argilo-gypseux violacé renfermant des blocs de dolomies massives jaunâtres

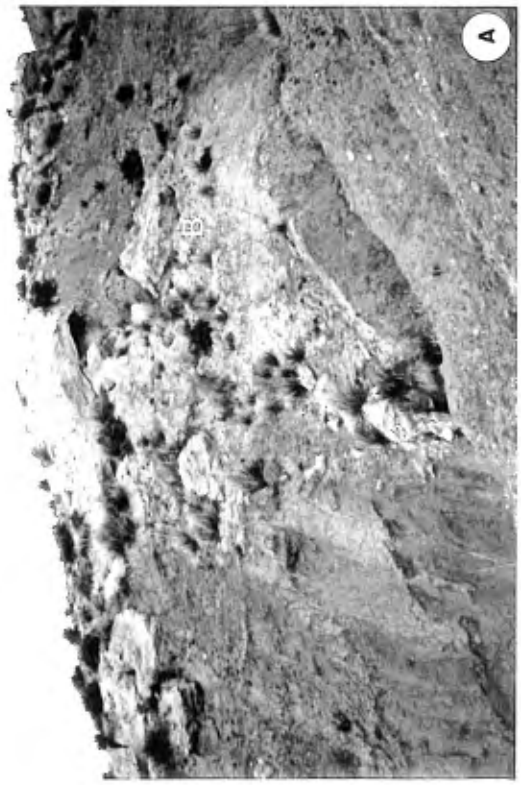
2 : marnes du Messinien et croûte quaternaire ; les contacts avec le matériel précédent sont diffus.

# PLANCHE 16












## PLANCHE 17

### COMPLEXE BRECHIQUE A TRIAS RESEDIMENTE
### Gisements liés aux contacts anormaux

**A** - Affleurement de Kristel *(interprétation : fig. 93 ; commentaires p. 393)*

Le complexe bréchique de teinte mauve (g) emballe des blocs volumineux de dolomies noires (d) et de "roches vertes". Il est remobilisé dans un accident majeur séparant les marnes tortoniennes (m) des calcschistes jurassico-crétacés très déformés (jc).

**B** - Affleurement Oued Hammam II (*localisation : fig. 97 ; interprétation fig. 99 ; commentaires : p. 400 ; échelle : sac à dos*)

1 : marnes kaki admettant des intercalations de calcaires marneux en plaquettes ou en dalles, appartenant à l'Unité Chouala et datées du Tithonique-Berriasien

2 : complexe bréchique ; le contact avec les marnes précédentes est mécanique, subméridien, et souligné par une zone bréchifiée

3 : calcaires gréseux organogènes du Miocène inférieur.

**C** - Affleurement Oued Hammam I (*localisation : fig. 97 ; interprétation : fig. 98 ; commentaires : p. 398 ; échelle : le marteau*)

Le complexe bréchique, de couleur mauve, apparemment extrusif présente des laminations contournées (curtain folds). Il inclut des paquets d'argilites rouges et des éléments arrondis de "roches vertes".

Le contact avec les marnes du "mur" est souligné par une zone broyée d'une vingtaine de centimètres de large, légèrement minéralisée par la limonite (bande jaunâtre).

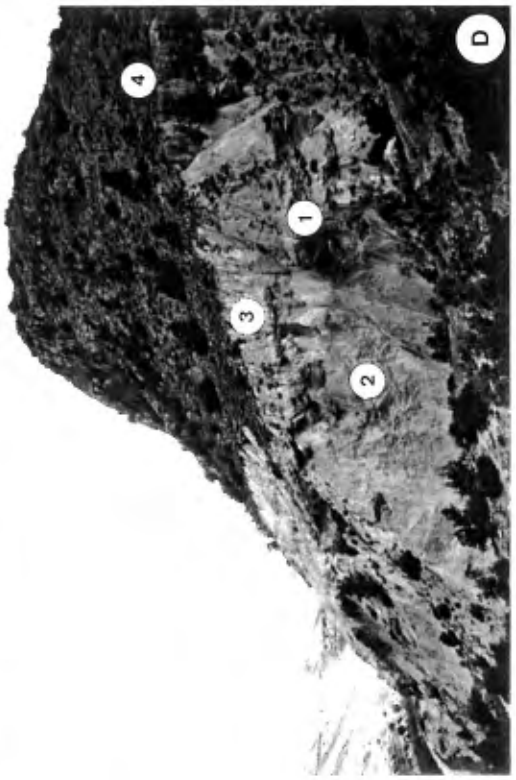
Les marnes gris verdâtre du "mur" appartiendraient à l'Unité albo-cénomanienne ("Unité du Fergoug" *sensu* Delteil, 1974) ; elles sont datées de l'Albien par des Ostracodes.

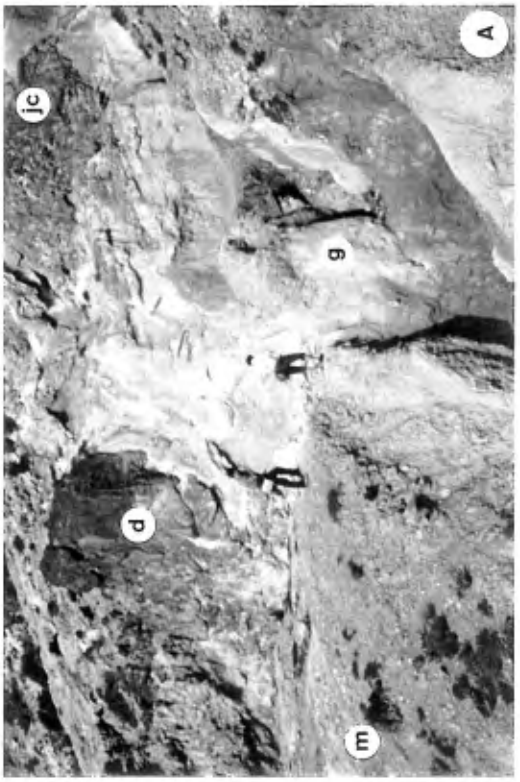
**D** - Affleurement Oued hammam I dans son contexte stratigraphique

Le complexe bréchique (1) forme un chapelet d'amas jalonnant un accident (à pendage fort) entre les marnes grises albiennes (2) et des marnes datées du Vraconien-Cénomanien inférieur par des Ostracodes (3).

L'ensemble est surmonté en discordance par les calcaires gréseux du Miocène inférieur (4).


B
1
2
3
A


D
4
1
3
2


A
jc
g
d
m


C

# CHAPITRE III

# EVOLUTION TECTONO-SEDIMENTAIRE DU DOMAINE TELLIEN EXTERNE D'ALGERIE OCCIDENTALE, AU CRETACE

# SOMMAIRE

1- SUR L'EXISTENCE DUNE TECTOGENESE MAJEURE CRETACEE DANS LE DOMAINE TELLO-RIFAIN D'ALGERIE OCCIDENTALE 429
- Introduction 429
- Arguments 430
a) Parautochtone tello-rifain oranais 430
b) Allochtone tellien oranais 432
- Conclusion 432

2- ESSAI DE RECONSTITUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU DOMAINE TELLIEN ORANAIS 435
2.1- Cadre géodynamique 435
2.2- Place relative de la zone de dépôt du matériel jurassico-crétacé des diverses unités 435
2.3- Evolution géodynamique du "bassin oranais" 437
a) Mise en place du "bassin oranais" 437
b) Stade de rifting (Crétacé inférieur et moyen) 439
c) Phase compressive (Coniacien à Campanien inclus) 443
d) Période post-tectogénique (Campanien supérieur et Maastrichtien) 446
2.4- Importance du rôle de la paléotectonique crétacée sur l'évolution postérieure de la chaîne maghrébine 446

3- PHASES ALPINES PRECOCES DANS LA CHAÎNE MAGHREBINE 447
3.1- Tellien d'Algérie orientale 447
3.2- Secteur intermédiaire des massifs algérois et de l'Ouarsenis 448

4- CONCLUSION - Evolution de la marge méridionale téthysienne au Crétacé 449
4.1- Au Crétacé inférieur 449
4.2- Au Crétacé supérieur 454

# 1- SUR L'EXISTENCE D'UNE TECTOGENESE MAJEURE CRETACE DANS LE DOMAINE TELLO-RIFAIN D'ALGERIE OCCIDENTALE

## - Introduction

Pendant la période crétacée, le domaine tello-rifain externe voit s'accentuer son caractère de bassin et se démarque ainsi du domaine tlemcénien qui s'inscrit dans une nouvelle plate-forme carbonatée.

Les variations de la sédimentation correspondent globalement aux grands cycles sédimentaires qui s'expriment (et que l'on peut déchiffrer) sur sa frange méridionale ; mais cette sédimentation est aussi contrôlée par une dynamique d'ordre tectonique, liée à l'ouverture de l'Atlantique moyen (Guardia, l975) qui induit le déplacement relatif à la fois latéral et anti-horaire de l'Afrique par rapport à l'Europe (Biju-Duval et *al.* , 1976). L'effet conjugué de ces mouvements engendre des discontinuités sédimentaires mais aussi le découpage de la couverture mésozoïque en blocs basculés. Toutes ces discontinuités (sédimentaires et mécaniques) constituerons autant de niveaux de faiblesse qui favoriseront les clivages en nappes. Ainsi, le Crétacé figure comme une période charnière pendant laquelle se prépare le contenu et l'extension paléogéographique des futures unités structurales allochtones.

D'après Guardia (1975, p. 247), il n'y aurait pas de tectogenèse importante entre le Trias et l'Eocène dans la partie occidentale du Tell algérien. La période crétacée n'aurait été troublée que par des "pulsations" localisées dans le temps et dans l'espace (Delteil et *al.*, 1971) et repérées par les discordances, par les faciès détritiques plus ou moins grossiers ou par les lacunes stratigraphiques.

Cependant l'existence d'un événement tectonique important, avec schistosité, magmatisme et métamorphisme, se révèle de plus en plus probable dans l'évolution structurale crétacée du domaine tello-rifain oranais. Les paragraphes suivants retracent l'historique de cette réflexion dans le parautochtone tellien et font l'inventaire des marques d'une tectogenèse néocrétacée dans les nappes.

- **Arguments**

## a) Parautochtone tello-rifain oranais

### - Plissements schistogènes

Pour Guardia (1975) et Fenet (1975), les massifs à schistosité oranais trouvent leur origine dans une tectogenèse polyphasée où se succèdent :

- une phase 1 correspondant à un plissement isoclinal accompagné, d'une part, par une schistosité de flux indiquant un métamorphisme de bas degré mais dont l'intensité atteindrait, pour les parties les plus déformées, le "faciès schistes-verts" (*sensu* Turner, 1968), d'autre part, par des chevauchements vers le Sud ;

- une phase 2 génératrice de plis concentriques et d'une schistosité de fracture.

Ces auteurs ne se prononcent pas clairement sur l'âge de ces phases, aux mêmes effets que celles décrites dans le Rif (Andrieu, 1971) et auxquelles ils font référence ; toutefois, Guardia (1975, p 179) envisage de situer la phase 1 au Lutétien confirmant en cela une proposition plus ancienne (Delteil et *al.* , 1971).

Plus tard, Dubel, Gonord et Rolet (1977) rapportent à une "phase éocrétacée" les plissements schistogènes et la tectonique cisaillante tangentielle, reconnus dans les massifs côtiers oranais. Cette hypothèse est renforcée par la découverte à Beni Saf de Sénonien supérieur discordant sur des terrains jurassico-crétacés métamorphiques, ce qui précise de ce fait l'âge anté-sénonien du métamorphisme (Centène, Ciszak et Dubel, 1978). Cette proposition est contestée par Jenny et *al.* (1986) et par Guardia et Kireche (1989) pour qui le matériel sénonien précédent est inclus dans un complexe marneux et conglomératique rapporté au Miocène.

Dans les massifs à schistosité algérois, une tectogenèse "anté-nappes" synschisteuse et accompagnée de métamorphisme est d'abord décrite dans les massifs du Bou Maad et du Chélif (Lepvrier, 1971). Elle est rapportée à l'Eocène (Kirèche, 1977) jusqu'aux travaux de Maluski, Lepvrier et Biardeau (1979), qui mettent en évidence dans le massif du Zaccar un épimétamorphisme d'âge 85 Ma contemporain d'une première phase de plissement de type isoclinal. Ces auteurs concluent à un épisode tectogénique majeur au Crétacé moyen et supérieur dans les massifs à schistosité jurassiques du Chélif (Bou Maad, Doui) et crétacés (Atlas de Blida) ; ils en étendent les manifestations à tous les massifs à schistosité du domaine externe tellien.

Sur ces bases, Frizon de Lamotte et Gonord (1980) avancent que l'ensemble des massifs à schistosité de l'Afrique du Nord constituent une "chaîne issue de phases alpines précoces postérieures au Crétacé inférieur et antérieures au Sénonien accompagnées de

métamorphisme". Toutefois, Obert (1981, p. 538) suppose que des déformations, la schistosité et le métamorphisme révélés au sein du "Tellien d'Algérie nord-occidentale sont comme en Algérie nord-orientale, d'âge Crétacé inférieur".

- **Magmatisme**

Le magmatisme est matérialisé par des filons de "roches vertes" inclus dans un ensemble pélito-gréseux épimétamorphique éocrétacé (Hauterivien-Barrémien probable) du Massif d'Oran dont ils recoupent les structures (chap. II). Il s'agit de métadolérites datées du Campanien (80 +ou- 8 Ma) par la méthode K-Ar (Bandet *in* Ciszak et *al.* , 1985). Cet âge est comparable à celui obtenu par une méthode équivalente sur une métadolérite du Zaccar (Maluski et *al.* , 1979).

- **Métamorphisme**

La datation néocrétacée du matériel éruptif pose le problème de l'âge du (ou des) métamorphisme(s) d'épizone affectant les terrains mésozoïques du parautochtone tello-rifain oranais. Deux hypothèses ont été avancées (Ciszak, Bandet, Gonord et Rolet, 1985) :

a) l'épisode métamorphique est d'âge **Campanien,** deux cas peuvent se présenter :

- Dans le premier cas, l'âge radiométrique correspond à la cristallisation des minéraux néoformés (albite, chlorite, ilménite, etc. ) d'une dolérite déjà en place dans la série schisto-gréseuse *non métamorphique.* L'événement éruptif s'effectuerait au plus tôt au Néocomien (âge de l'encaissant) et au plus tard au Santonien, le matériel magmatique empruntant éventuellement des plans de schistosité. Cette hypothèse est en accord avec celle qui situe au Crétacé moyen à supérieur une tectogenèse affectant toute la partie septentrionale du domaine externe tellien (Centène, Ciszak et Dubel, 1978 ; Lepvrier, 1978, Frizon de Lamotte et Gonord, 1980 ; Obert, 1974, 1981, 1984) et qu'accompagne un métamorphisme épizonal au Sénonien (Maluski et *al.* , 1979).

- Dans un deuxième cas, la série schisto-gréseuse est déjà *métamorphique* lors de l'intrusion du magma basaltique. Il y aurait alors deux phases de métamorphisme successives. On pourrait envisager pour la première de ces phases un âge Crétacé inférieur qui la rendrait (sub)contemporaine de la phase tectonique majeure "anté-vraconienne" synschisteuse et synmétamorphe mise en évidence dans les Babors orientaux (Obert, 1981). Dans cette hypothèse l'épisode éruptif serait immédiatement postérieur à cette phase ou relèverait de la tectogenèse éosénonienne antérieurement évoquée.

b) la phase de métamorphisme est **post-campanienne**. L'âge radiométrique (80 +ou- 8 Ma) correspondrait alors à l'âge de l'intrusion magmatique dans une série déjà métamorphique.

### b) Allochtone tellien oranais

Pour expliquer la lacune du Turonien, Fenet (1975) envisage l'existence d'une "pulsation tectonique" généralisée, de cet âge. Or nous avons interprété le hiatus sédimentaire du Turonien, localement occupé par de minces dépôts siliceux à Radiolaires, comme étant l'expression d'une période d'inondation maximum (ou d'approfondissement maximum) du bassin. Toutefois la durée d'un tel épisode (Cénomanien supérieur - Turonien) implique logiquement l'intervention de mouvements tectoniques. Par ailleurs, pour cet auteur, les passées détritiques des formations allochtones sont liées à des mouvements tectoniques. Ce serait aussi le cas pour les faciès microbréchiques situés à la limite Santonien-Campanien (Fenet, 1975, p. 254) ; il conviendrait de vérifier si ceux-ci ne sont pas à relier avec une baisse brutale du niveau de la mer au delà de la plate-forme côtière. Ils correspondraient ainsi à la discontinuité de type 1 d'âge intra-santonien supérieur (SB 85 de Haq et *al.* , 1987) ; l'origine de cette discontinuité serait alors uniquement d'ordre sédimentaire.

Nous considérons que la tectogenèse sénonienne se manifeste par : **1**- la discordance du Santonien observée dans le versant nord du Pic Tafaraoui ; **2**- la discordance des dépôts du Maastrichtien (*s.l.*) sur un substratum d'âge varié (Vraconien à Santonien inclus), schistosé mais non métamorphique, par l'intermédiaire d'un niveau conglomératique à Trias resédimenté.

Enfin, des mouvements tectoniques (distensifs) au Crétacé inférieur, induisant des manifestations halocinétiques, peuvent être envisagés par la présence de lames tectoniques de "Trias" au sein du matériel crétacé dans les nappes "Chouala".

### - Conclusion

La synthèse des données précédentes suggère la présence d'un événement tectonique majeur pendant le Crétacé, dans le domaine externe tellien oranais. Cet événement présente tous les caractères de la phase 1 décrite dans les massifs à schistosité de l'Algérie nord-occidentale ; il s'agit d'une phase paroxysmale de type compressif génératrice de plis isoclinaux synschisteux dont le déversement vers le Sud s'exagère par des écaillages et des chevauchements.

- **Limites**

Cet événement débuterait après le Cénomanien moyen, âge des terrains épimétamorphiques les plus jeunes reconnus dans les Monts d'Arzew (chap. I). Toutefois, il n'est pas exclu que le Turonien ait été présent dans la série des massifs à schistosité, car les dépôts de cette période sont très réduits dans la patrie des nappes telliennes alors assimilée à une zone de vacuité sédimentaire ; celle-ci a pu englober éventuellement la zone paléogéographique du Parautochtone occupant alors, à ce moment là, une position proche de l'axe du bassin.

Cette phase s'achève avec les dépôts discordants du Campanien supérieur-Maastrichtien inférieur qui scellent les structurations antérieures.

- **Métamorphisme**

Cette phase s'accompagne d'un métamorphisme de bas degré présentant des paragenèses du "faciès schistes-verts". Ce métamorphisme est d'âge campanien dans le cas le plus probable où l'âge radiométrique de la dolérite intracrétacée est celui des minéraux de deuxième génération. Cette attribution est d'ailleurs appuyée par l'existence de "roches vertes" métamorphiques remaniées dans le Complexe bréchique de Beni Saf et dont les paragenèses (Guardia, 1975) s'avèrent comparables.

- **Magmatisme**

Le magmatisme de type alcalin (Guardia, 1975, Fenet, 1975) se serait plutôt développé pendant la période "prétectogénique" éocrétacée à mésocrétacée dans une province alors soumise à des déformations distensives, favorables localement aux déclanchements de phénomènes halocinétiques.

# 2- Essai de reconstitution paléogéographique du domaine tellien oranais

## 2.1- Cadre géodynamique

Au début du Crétacé, un corridor océanique séparait la plaque Eurasie de la plaque Afrique (Dercourt et *al.* , 1985) ; celui-ci est parcouru par de grands accidents coulissants et en relais, d'orientation moyenne EW (Biju-Duval et *al.* , 1976 ; Tapponnier, 1977) à WNW-ESE (Dercourt et *al.* , 1985) qui accompagnent la dérive sénestre de l'Afrique par rapport à l'Europe. Ce mouvement s'effectue pendant une phase en distension enregistrée dans l'avant-pays alpin oranais (Benest, 1985) et se manifeste dans le domaine tellien le long des accidents majeurs (Obert, 1981, p. 546). Les décrochements EW sont associés à des accidents obliques de direction atlasique (ou "africaine" *sensu* Vila, 1980) N 45 à N 70 (Cattaneo, 1987) vraisemblablement issus de la transtension.

La marge africaine se présente par conséquent à cette période, comme une marge cisaillante (Obert, 1981), dans un contexte extensif. Elle est formée d'une mosaïque de zones de sédimentation amygdalaires, grossièrement losangiques, les unes évoluant en bassins, les autres en zones hautes, selon un dispositif hérité de la distension jurassique. Dans ce cadre, le domaine externe tellien nous paraît suivre, en Oranie, l'évolution tectono-sédimentaire d'un de ces bassins accueillant dans un premier stade, au Crétacé inférieur, une sédimentation terrigène importante de type turbiditique. Un stade de compression, au Sénonien, conduit au déversement des structures vers le Sud. Au Sénonien supérieur, le soulèvement de l'ensemble sera à l'origine des dépôts détritiques post-tectogéniques précédant, au Maastrichtien, un stade de réajustement isostatique et d'uniformisation des dépôts.

## 2.2 - Place relative de la zone de dépôt du matériel jurassico-crétacé des diverses unités

L'évolution sédimentaire et tectonique de cette partie de l'orogène tello-rifain s'appuie, d'une part, sur la position relative du domaine paléogéographique du Parautochtone et de celui de chacune des unités allochtones, d'autre part, sur le contenu sédimentaire de chaque unité tel qu'il a été défini ou nouvellement modifié. Nous admettrons avec Guardia (1975) que : 1- le Parautochtone oranais et les nappes "rifaines" sont assimilés à une même

province sédimentaire (fig. 103), **2**- la zone radicale des nappes "telliennes" est située au Nord de celle des nappes "rifaines" ; nous plaçons logiquement la patrie de l'Unité d'El Mokrane entre les deux.

La situation relative des patries de chacune des unités telliennes que nous avons adoptée, est conforme aux conclusions proposées par Delteil (1974, p. 70). Selon ces dernières, "le matériel sénonien, prolongement stratigraphique probable du matériel "Chouala" est situé dans une zone paléogéographique plus interne que celle de l'Unité albo-cénomanienne".

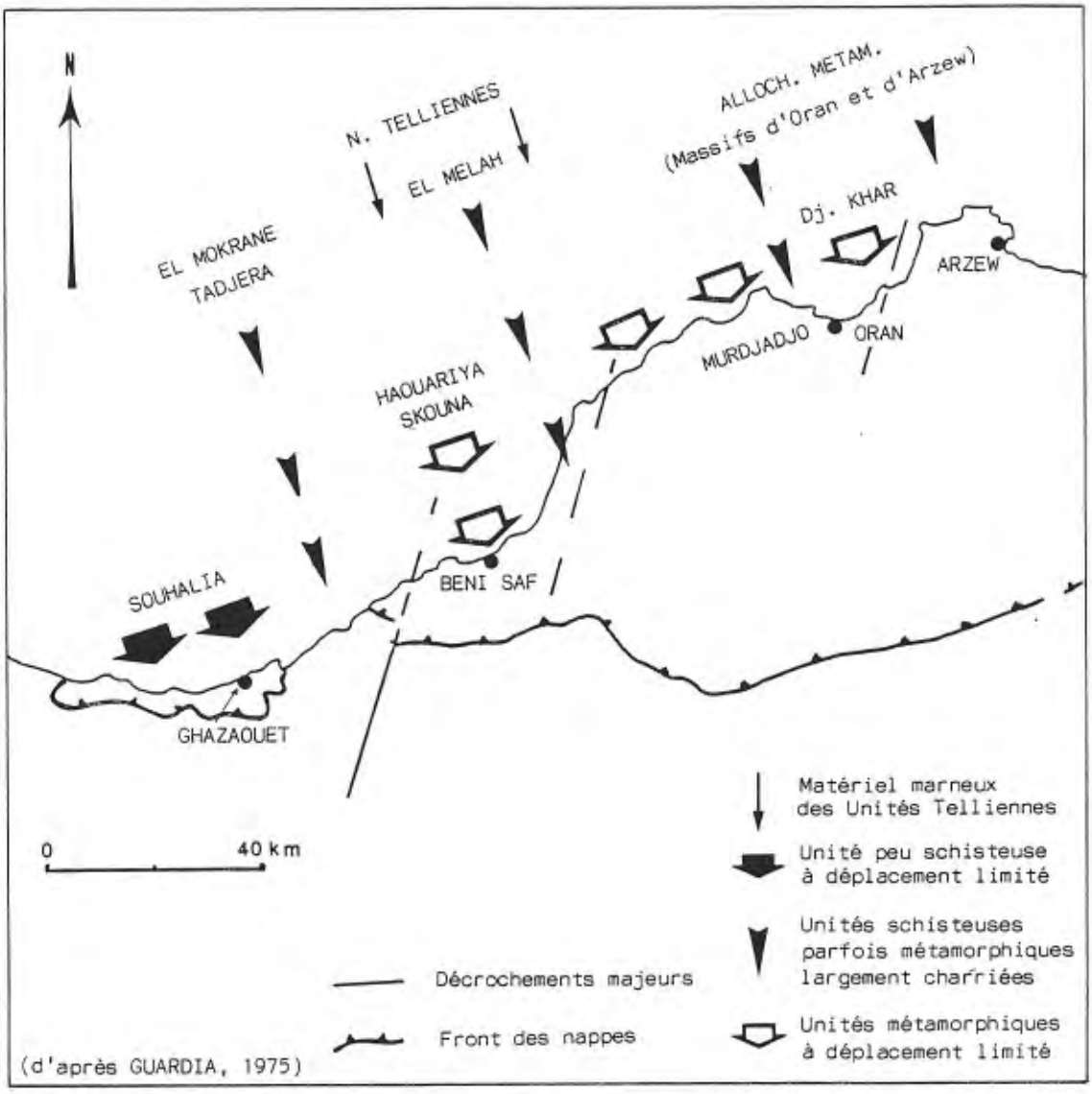



Fig. 103 - Emplacement relatif des patries d'origine des différentes unités de type "rifain"

## 2.3 - Evolution géodynamique du "bassin oranais" (*s.s.*)

### a) Mise en place du "bassin oranais" (passage Jurassique-Crétacé)

A la fin du Jurassique supérieur, la marge continentale africaine de la Téthys évolue dans un système de contraintes en distension qui y engendre des bassins d'effondrement. Pour Fenet (1975), un seul bassin, le "bassin oranais", occupe tout le secteur tellien occidental ; ce "bassin" est allongé suivant une direction EW, et limité par deux structurations paléogéographiques résistantes alignées SSW-NNE. A l'Ouest, le "promontoire des horsts" et, à l'Est, le "promontoire Bechtout-Zaccar" l'isoleraient respectivement du "bassin rifain" et des bassins orientaux (ou algérois). Notre propre réflexion nous engage à distinguer plutôt un bassin occidental ou "bassin oranais" (*s.s.*) et un bassin oriental ou "bassin chélifien" centré sur le massif du Bou Maad, ces deux bassins suivant une évolution tectono-sédimentaire comparable.

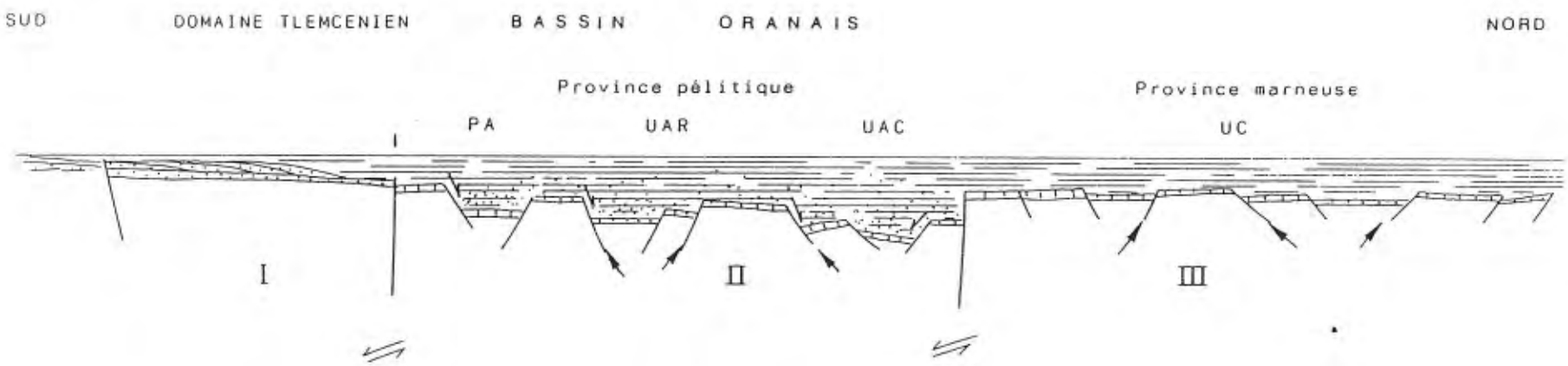
La paléogéographie du secteur tellien oranais comporterait schématiquement du Sud vers le Nord:

- une zone méridionale : le domaine tlemcénien occupé par la plate-forme où se développe une sédimentation carbonatée rythmique (Marno-calcaires d'Ouled Mimoun). Sur la partie distale de cette plate-forme (homoclinale vers le Nord), les dépôts sont essentiellement marneux (calcschistes à Tintinnoïdiens du Tithonique-Berriasien des Massifs d'Oran et d'Arzew) ;

- une zone subsidente, domaine des unités à "affinité rifaine", où s'accumulent les "flyschs tithoniques" ;

- un domaine plus septentrional (patrie de l'Unité albo-cénomanienne et de l'Unité Chouala) où se déposent des calcaires de plate-forme. Les témoins de cette sédimentation sont pour la plupart inclus, sous forme de blocs, dans le Crétacé inférieur de ces nappes selon un processus que nous essayerons d'analyser ultérieurement. Les faciès inventoriés (fig. 40) suggèrent des dépôts de plate-forme ouverte, relativement proximale, localement récifale à Echinodermes, Polypiers, Brachiopodes, Foraminifères et Algues. Ces dépôts calcaires voisinent avec des dépôts argileux [marnes à Calpionelles en copeaux dans l'Unité sénonienne du Tessala (Fenet, 1975)].

Déjà dénoncées par Guardia (1975) ou Vila (1980, p. 246), les relations de proximité entre les différents domaines paléogéographiques de cette partie de l'orogène tellien, ne peuvent être garanties, par exemple à cause de la méconnaissance des dépôts situés au niveau de l'articulation des domaines autochtone et allochtone, ou de la vraie nature du substratum des nappes telliennes.




I - Plate-forme tlemcénienne (Argiles de Lamoricière puis Grès de Berthelot)
II - Sillon externe méridional
III - "Bassin interne méridional" (effritement de l'assise jurassique)

Dépôt-centres : PA : Parautochtone ; UAR : Unités à "affinité rifaine" ; UAC : Unité albo-cénomanienne ; UC : Unité Chouala

Déclenchement probable du diapirisme

Fig. 104 - Essai de reconstitution d'une coupe palinspastique de la marge tellienne oranaise au Néocomien (d'après la position relative des nappes "tello-rifaines" et de leur contenu sédimentaire)

## b) Stade de rifting (Crétacé inférieur et moyen)

**- Néocomien**

Le schéma paléogéographique précédent se précise. L'accentuation des phénomènes distensifs conduit à l'élargissement progressif des zones basses, à leur effondrement dans la province méridionale et à l'effritement de la plate-forme carbonatée tithonique septentrionale. On distingue ainsi (fig. 104) :

- au Sud, la plate-forme tlemcénienne (I) où se développe la série terrigène des Argiles de Lamoricière suivie de celle des Grès de Berthelot ;

- un "sillon externe méridional" (II), fortement subsident. Il s'agit du domaine des futurs massifs à schistosité flanqué vers le Nord successivement de celui des unités "rifaines" puis de celui de l'Unité albo-cénomanienne. Les "flyschs néocomiens" s'y accumulent.

Dans ce cas encore, les relations de proximité avec le domaine précédent ne peuvent être établies avec certitude;

- au Nord, l'effritement de la plate-forme jurassique tellienne entraine la formation d'un "bassin interne méridional" (zone radicale des nappes à "affinité tellienne") épargné par les apports détritiques grossiers ; la sédimentation y est à dominante marneuse, de "type Chouala".

L'affaissement différentiel des blocs (semi-grabens) a pu éventuellement dans ces deux domaines déclencher les migrations du Complexe évaporitique.

**- Barrémien** (homogénéisation des faciès)

Sur la plate-forme tlemcénienne s'achève la sédimentation fluvio-deltaïque des Grès de Berthelot relayée par le dépôt de plate-forme interne des Calcaires de Zigyne.

Les faciès s'uniformisent dans tout le domaine externe avec le dépôt des marnes à Ammonites. Dans la zone des massifs côtiers (Arzew), des pulsations (probablement eustatiques) semblent se traduire par des intercalations conglomératiques (Fenet, 1975). Le Barrémien paraît cependant correspondre à une période peu perturbée par les mouvements tectoniques mais marquée surtout par une montée du niveau de la mer (avec peut être un abaissement du tréfonds).

**- Aptien-Albien** (accentuation du rifting) (fig. 105)

- Sur la plate-forme tlemcénienne se développe la formation fluvio-deltaïque des Grès de Bossuet

- Dans le "sillon externe méridional", la sédimentation détritique reprend avec "le flysch barrémo-bédoulien" d'Arzew et le "flysch albo-aptien" ; elle est alimentée par les produits d'érosion des terres émergées (promontoire des horsts, ou même la "Terre des Idrissides", au sens de Choubert et Faure-Muret (1962). Cette sédimentation est aussi

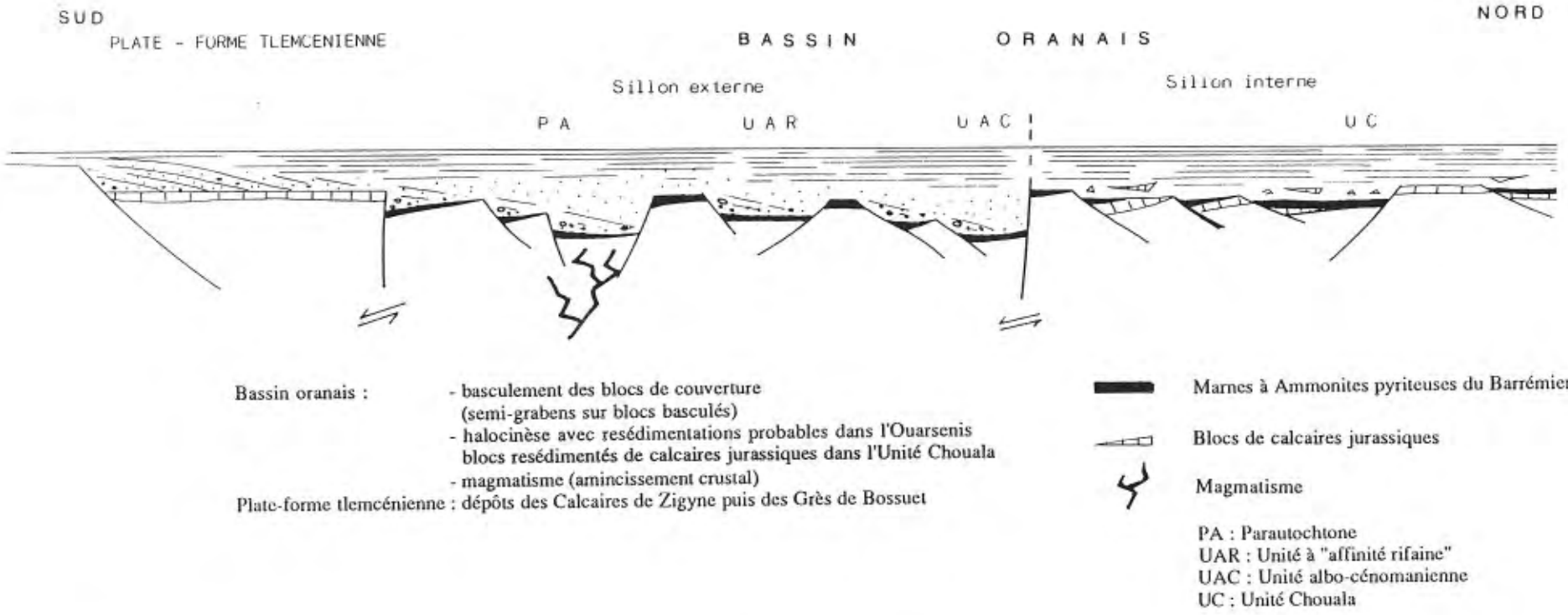



Fig. 105 - Essai de reconstitution d'une coupe palinspastique de la marge tellienne oranaise à l'Albien

contrôlée par l'accentuation de la subsidence liée à l'élargissement progressif de l'aire de dépôts du Parautochtone et des unités "rifaines" qui s'étend encore vers le Nord jusqu'à la patrie de l'Unité albo-cénomanienne. Cette accélération des phénomènes distensifs conduit au basculement des blocs et peut être à l'origine de la discordance angulaire de l'Aptien dans le Zaccar ou de l'Albien dans l'Ouarsenis (Mattauer, 1958) soulignée par des conglomérats.

- Dans le "sillon interne méridional" (patrie des nappes "Chouala"), les faciès marneux prédominent, associés à une biophase essentiellement représentée par des Céphalopodes. L'existence de couvertures de blocs basculés peut être mis en évidence par le dépôt de calcaires épicontinentaux qui affleurent au Djebel Sidi Sba (Tessala), calcaires lumachelliques, pseudo-oolithiques, graveleux à Gastéropodes, à Bryozoaires et à Orbitolines remaniées, d'âge albien (Fenet, 1975, p. 66) ; par ailleurs, ce sont des calcaires à Orbitolines, Echinodermes et Lamellibranches de l'Aptien supérieur qui ont été relevés dans les Beni Chougrane (Delteil, 1974). Des passées de conglomérats à galets de Jurassique et de Paléozoïque, interprétés par Fenet (1975) comme résultant de l'activité des zones hautes pourraient s'ajouter à la diversité de ces dépôts.

**• Les phénomènes halocinétiques**

Les déformations distensives "synrift" sont accompagnées de la migration des évaporites triasiques généralement le long des failles normales.

Dans les massifs à schistosité, les copeaux de "roches vertes" métamorphiques associées à des argilites très tectonisées (massif d'Oran) pourraient représenter les vestiges de ces injections évaporitiques; il en serait de même pour les éléments intimement liés aux terrains secondaires des unités "rifaines" (Guardia, 1975, p. 150).

Dans le domaine" Chouala", cette halocinèse s'exprime par les nombreuses lames de Trias incluses dans les marnes éocrétacées et par l'existence d'intumescences ou de noyaux perçants (Oued Hammam).

**• Le magmatisme éocrétacé**

Il est hautement probable que l'extension du sillon externe méridional ait conduit à un amincissement crustal et à l'apparition de failles de socle assez profondes pour favoriser l'intrusion de matériel éruptif à l'origine des dolérites (post-néocomiennes) du massif d'Oran.

**• Le démantèlement de la plate-forme jurassique**

Les marnes du Crétacé inférieur (Albo-Aptien) de l'unité "Chouala" renferment fréquemment des blocs de calcaires hétérométriques ; ce sont eux qui suggèrent l'existence d'une plate-forme carbonatée d'âge Kimméridgien-Tithonique dans le domaine paléogéographique de cette unité. La mise en place de ces blocs est sujette à controverses :

- Polvêche (1960, p. 117) compare ces blocs à des klippes sédimentaires et réfute une mise en place par des accidents tectoniques ;

- Delteil (1974, p. 10) y voit de simples éjections de niveaux rigides de la base du Crétacé inférieur "à la faveur de nombreux replis et accidents qui l'affectent".

- pour Guardia (1975, p. 166), ils sont associés à des accidents récents ;

- pour Fenet (1975, p. 44), ils auraient une origine tectono-sédimentaire et témoigneraient d'une pulsation tectonique au cours du Crétacé inférieur dans le domaine de dépôt des nappes "Chouala".

Dans le schéma paléogéographique proposé pour la période Aptien-Albien, la présence de ces blocs serait liée à la tectogenèse distensive et à l'halocinèse ; leur mise en place s'effectuerait pendant le dépôt des marnes albo-aptiennes. Le processus de cette mise en place ferait intervenir successivement :

1) l'existence d'une couverture calcaire jurassique supérieur peu épaisse reposant sur un socle cristallin par l'intermédiaire d'un "matelas" de Trias évaporitique relativement épais ;

2) le découpage de cette assise calcaire en semi-grabens, jouant les uns par rapport aux autres et déterminant ainsi l'abaissement des pressions au toit des évaporites triasiques tout en provoquant leur ascension ;

3) le basculement de ces panneaux lié non seulement à l'extension mais encore aux vides laissés par les évaporites qui migrent vers leurs crêtes le long des failles normales ;

4) le glissement de ces blocs au contact des failles listriques, sur les évaporites ; ce mouvement implique un basculement de tout le dispositif au niveau des failles crustales ; il s'accompagne de l'effritement des blocs calcaires à la faveur des nombreuses fractures à jeu surtout normal ;

5) les débris seraient ensuite dispersés dans la mer albo-aptienne, accompagnés quelquefois de Trias, intégrant éventuellement des éléments néocomiens.

Cette interprétation n'est pas incompatible avec les données dont nous disposons dans l'Ouarsenis (Polvêche, 1960, p. 98-99). Par ailleurs, des phénomènes analogues sont décrits et interprétés selon le même modèle dans le Barrémien des Ibérides (Canérot, 1989). En conséquence, un épisode de resédimentation du Trias n'est pas à exclure à cette époque dans le domaine des nappes "Chouala" comme le pressent Polvêche (1960). Enfin, lors du décollement des blocs, le Trias peut récupérer des fragments de socle, ce qui expliquerait leur présence dans le Trias resédimenté.

**- Vraconien-Cénomanien inférieur**

Dans le domaine tlemcénien, cette période est marquée par le début de la transgression cénomanienne avec le dépôt des "marnes à Huîtres" et l'installation d'une nouvelle plate-forme carbonatée (Formation carbonatée du Djebel Tenfeld) évoluant dans un environnement de plus en plus ouvert.

Dans le "domaine externe tellien", le Vracono-Cénomanien paraît, comme le Barrémien, dénué de mouvements tectoniques violents ; la sédimentation vaseuse à faune de

mer ouverte (Ammonites, Bélemnites, organismes planctoniques) s'y développe uniformément. Toutefois des blocs de Jurassique ont pu être remaniés dans la patrie des nappes "Chouala" (Polvêche, 1960).

Les mouvements tectoniques distensifs se traduisent dans le Domaine tlemcénien par l'individualisation d'une paléostructure centrée sur la région de Saïda : le "haut-fond de Saïda" (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986, et fig. 68). Celui-ci correspond au "môle de Tiffrit-Takhmaret" rajeuni par la réactivation de ses failles bordières (NE-SW). L'activité de ce "horst" induit, dans la région de Tiaret-Frenda, le non-dépôt d'une grande partie du Crétacé inférieur (Berriasien *p.p.* à Albien moyen ?) et surtout l'érosion des Grès de Berthelot dont les quartz ont probablement nourri la Formation de Sidi-Ouadah (corrélée avec les Grès de Bossuet de l'Albien). L'uniformisation des faciès (marnes à Huîtres), de part et d'autre de ce "haut-fond", n'aura lieu qu'au Cénomanien au cours duquel les mouvements persistants génèrent une subsidence différentielle.

**- Cénomanien supérieur et Turonien**

A cet intervalle stratigraphique correspond un niveau de faiblesse induit par la réduction ou par l'absence de sédimentation qui aurait favorisé le clivage basal des nappes dans le domaine paléogéographique des unités "sénoniennes" (Fenet, 1975 ; Delteil, 1974). Nous interprétons ce hiatus sédimentaire comme l'expression de la bathymétrie maximum du "bassin interne méridional". Nous envisagons l'extension de cette zone de vacuité au "sillon externe méridional" où la série stratigraphique ne dépasse pas le Cénomanien inférieur (Arzew).

Cette période correspond donc, au maximum de profondeur du bassin externe tello-rifain. L'existence d'une forte amplitude bathymétrique se traduit, aussi, dans le domaine tlemcénien oriental (Formation de l'Oued Freaou) et sur le "haut fond" des Traras (Guardia, 1975, p. 91) par des dépôts carbonatés de plate-forme distale.

### c) Phase compressive (Coniacien à Campanien inférieur inclus)

**- Domaine prétellien**

Les mouvements tectoniques coniaciens induisent une reprise de la sédimentation dès la fin de l'étage et surtout au Santonien discordant sur une série turonienne très incomplète :

- Dans les Traras (Guardia, 1975) il s'agit de dépôts de plate-forme distale ;

- Dans le domaine tlemcénien oriental, ce sont des faciès détritiques de milieu très littoral (Formation de Melakou) qui évoluent vers des faciès évaporitiques (Formation des Djeddars), ces derniers annonçant l'émersion définitive des Hautes-Plaines.

**- Domaine externe tello-rifain**

Une phase tectonique majeure compressive affecte tout le domaine externe tellien oranais :

1- Zone de dépôts du Parautochtone et des unités "rifaines".

Le style de la déformation rappelle celui de la phase 1 (Fenet, 1975 ; Guardia, 1975). Nous attribuons logiquement à cette phase : **1**) les plis isoclinaux, la schistosité à N 60, les écaillages et les chevauchements vers le Sud observés dans le Massif d'Arzew ; **2**) les déformations (N 45-60) mesurées dans le Djebel Khar qui sont aussi celles des formations schisto-dolomitiques présumées barrémiennes charriées sur le Paléozoïque dans la région du port d'Aïn Franin (Ciszak, 1987, et chap. I, 4) ; **3**) les écailles impliquant les formations schistosées et métamorphiques jurassico-crétacées du Massif d'Oran (Fenet, 1975) ; **4**) les déformations mesurées à N 60 dans le massif de Madakh.

Cette phase est accompagnée et suivie d'un métamorphisme épizonal au Campanien (âge des dernières recristallisations syntectoniques dans les dolérites intracrétacées). Ce métamorphisme atteint dans les parties les plus déformées le faciès "schistes-verts". Pour Guardia (1975), la schistosité et le métamorphisme qui lui sont liés se sont développés sous une couverture modeste, ce qui implique un gradient géothermique élevé (200°/1 000m).

Dans ce dispositif, le Parautochtone (ou "l'allochtone carbonaté" de Fenet) ne pourrait résulter que d'une diverticulation des unités à "affinité rifaine" (*sensu* Guardia, 1975), à l'exception de l'unité d'El Mokrane telle qu'elle est définie. En effet :

*le Parautochtone oranais (massif à schistosité d'Oran et d'Arzew), correspondrait à la partie supérieure écaillée de la série des unités à "affinité rifaine" (Jurassique et Crétacé inférieur), recouverte tectoniquement par les parties inférieures de ces mêmes unités (notamment par le Lias).*

2 - Zone de dépôts des nappes "telliennes"

Cette phase se traduit par des inversions tectoniques difficilement décelables dans le matériel allochtone actuel. La sédimentation enregistre seule les manifestations d'une tectogenèse continue avec notamment deux pics, l'un au Coniacien et l'autre à la limite Santonien-Campanien.

- Les mouvements coniaciens sont soulignés par la discordance du Santonien mise en évidence dans les Monts du Tessala et dans le domaine prétellien.

- Le Santonien constitue le dernier terme de la série de l'Unité albo-cénomanienne (Fenet, 1975) et de l'Unité Chouala (Guardia, 1975) dont la limite supérieure coïncide aussi avec la surface de décollement des unités "sénoniennes" en Oranie occidentale (représentation par des flèches fig. 69 et 71). Cette limite Santonien-Campanien correspond donc à une surface de rupture significative située au niveau d'une discontinuité qui, comme l'affirme Obert (1981, p. 540), est la conséquence de phénomènes tectoniques.

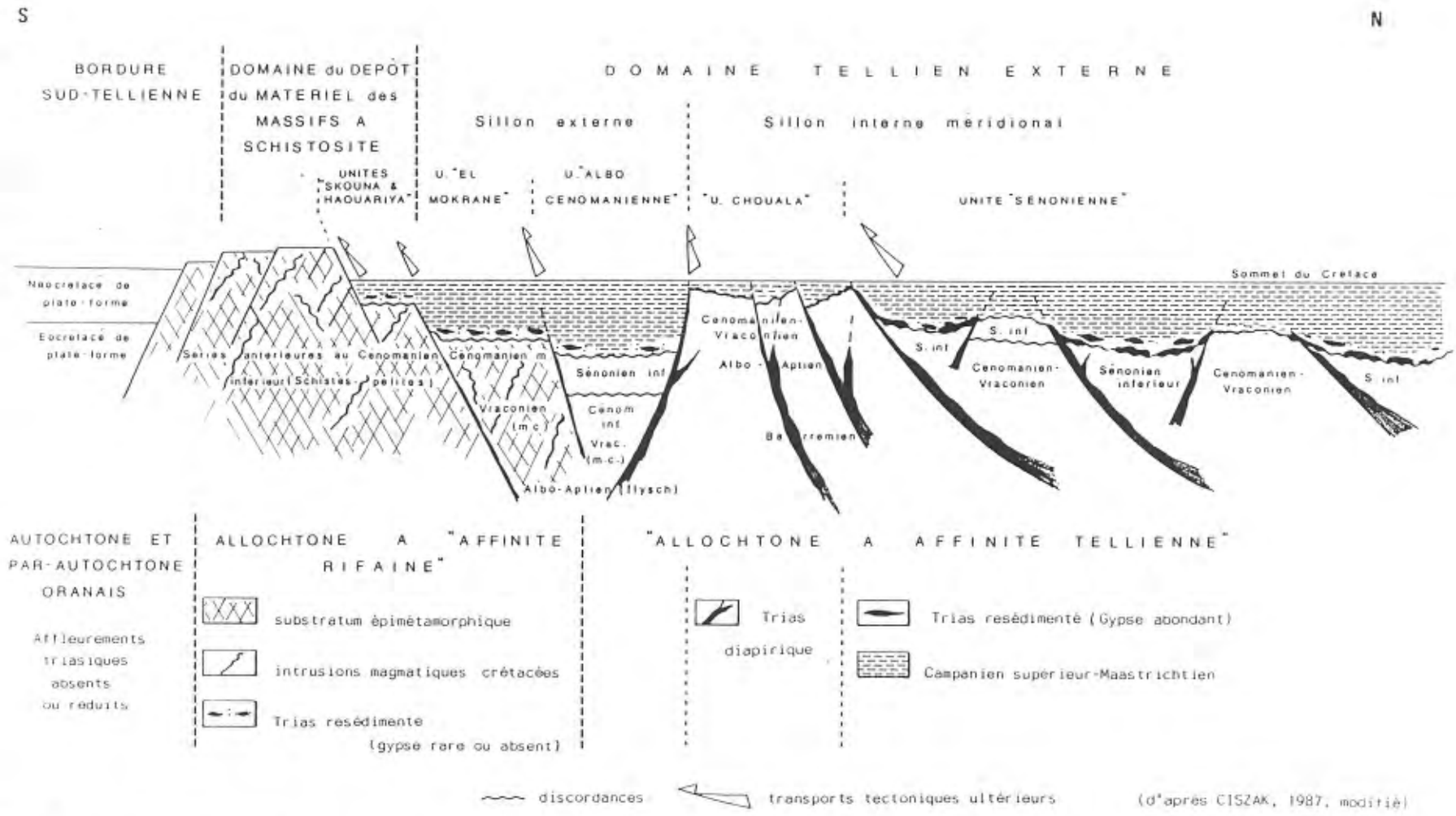



Fig. 106 - Essai de reconstitution d'une coupe palinspastique de la marge tellienne oranaise au Campanien supérieur-Maastrichtien

Pendant cette période tectogénique, on assiste par conséquent au soulèvement progressif de la partie méridionale du domaine externe tellien. Un haut-fond s'installe vers le Sud contre le bloc rigide mésétien. Cet édifice joue le rôle d'un butoir contre lequel s'appuie la couverture mésozoïque non métamorphique plissée et découpée par les anciennes failles normales ayant rejoué en failles inverses.

### d) Période post-tectogénique (Campanien supérieur et Maastrichtien)

Dès le Campanien supérieur (fig. 106) se développe une transgression qui recouvre tout le domaine tellien externe oranais. La reprise de sédimentation s'effectue par le biais de processus gravitationnels (dépôts de *mass flow*) qui scellent les déformations du substratum, accompagnés et/ou suivis par un dépôt pélito-gréseux et microconglomératique de type "flysch rouge" dans la zone paléogéographique des massifs à schistosité ; elle pourrait se traduire par la formation d'une brèche dans le sillon interne méridional (brèche campanienne, dans les Tessala).

Les mécanismes halocinétiques se développent à la faveur de nouveaux mouvements distensifs.

Les faciès s'uniformisent progressivement à l'échelle du domaine externe de l'orogène maghrébin. Ils ne seront interrompus, dans le secteur oranais, que par la resédimentation de matériel triasique associé à des blocs exotiques issus du socle cristallin ou d'âge plus récent, coïncidant avec les périodes de bas niveaux marins.

## 2.4 - Importance du rôle de la paléotectonique crétacée sur l'évolution postérieure de la chaîne maghrébine

Cette dynamique induit donc, au Nord d'un domaine rigide à couverture néocrétacée pelliculaire correspondant aux massifs à schistosité, un assemblage de blocs plus ou moins basculés. Le contenu de ces blocs est fragilisé non seulement au niveau des discontinuités sédimentaires (éventuelles zones de rupture "horizontales") mais encore au niveau des amas gypseux qui jalonnent les limites de ces blocs (éventuelles zones de rupture "verticales"). Cette structuration est prête à répondre aux sollicitations de la tectogenèse tertiaire, notamment pour le clivage puis pour le départ des nappes.

# 3- Phases alpines précoces dans la chaîne maghrébine

## 3.1 - Tellien d'Algérie orientale

Les principales données bibliographiques conduisant à un calendrier des événements tectoniques pressentis dans le Tell algérois et oriental sont exposées dans les travaux d'Obert (1981, p. 512) et serviront de référence. Nous attacherons toutefois plus de crédibilité aux mouvements soulignés par une discordance plutôt que par des conglomérats , ces derniers pouvant éventuellement relever aussi de mouvements eustatiques (bas niveau marin) et représenter des prismes de resédimentation de bas de pentes, en bordure de gradins ou au pied d'escarpement de failles.

### a) Phase éocrétacée

L'évolution structurale de la région des Babors comporterait (Obert, 1981) : **1**- une phase en compression "anté-néocomienne" (fini-Jurassique supérieur) ; **2**- une phase plicative importante à la fin du Néocomien ("phase anté-barrémienne") ; **3**- une phase synschisteuse et synmétamorphe dont le paroxysme serait situé à la fin de l'Albien ("paroxysme anté-vraconien"). Cette phase majeure serait accompagnée de magmatisme et du déversement de plis isoclinaux. Ce dernier épisode aurait conduit à la formation de rides (Glaçon, 1963, p. 296) ou de cordillères (Durand Delga, l955, p. 526) et à l'émersion d'une grande partie du "Tellien interne" (massifs à schistosité algérois et Babors). Les structures sont ensuite cachetées par le Trias resédimenté (Obert et Lepvrier, 1976), situé à la base d'une série débutant à l'Albien terminal - on ne peut exclure ici, par exemple, la sédimentation du prisme de bas niveau marin se développant à cette période et succédant à la discontinuité de type 1 (SB 98 de Haq et *al.* , 1987).

Dans le massif éocrétacé de Blida (Tell algérois), la phase 1 d'une tectogenèse "anté-nappes" présumée postérieure à l'Eocène inférieur (Blès, 1971) présente selon Obert (1981) tous les caractères (plis isoclinaux, schistosité, faciès métamorphique "schistes-verts", magmatisme) de la phase anté-vraconienne décrite dans les Babors.

### b) Phase néocrétacée (ou sénonienne)

Dans les Babors occidentaux, Leikine (1971) recense les discordances anté-cénomanienne, intra-coniacienne et anté-campanienne, toutes précédées de phases tectoniques.

Dans les Babors orientaux, Obert (1981) minimise les effets des événements tectoniques du Crétacé supérieur. Il souligne toutefois, comme auparavant Leikine (1971), la discordance du Campanien ; il relie les épisodes de resédimentation du Trias à des mouvements tectoniques. Il situe à la fin du Crétacé supérieur une nouvelle phase compressive ; celle-ci serait accompagnée de métamorphisme anté-éocène (Leikine et *al.* , 1975).

Vila (1980, p. 554) relève, en outre, dans le "domaine tellien méridional" les discordances du Santonien supérieur et intra-campaniennes.

**Comparaisons avec le Tellien d'Algérie occidentale :**

Le Crétacé inférieur du domaine externe tellien oranais ne paraît pas vraiment enregistrer les grandes manifestations tectoniques décrites dans le tell oriental et notamment les marques d'une phase majeure synshisteuse et synmétamorphe qui n'apparaissent ni dans la sédimentation du bassin, ni dans celle de la plate-forme tlemcénienne.

En revanche, au Crétacé supérieur, la discordance du Santonien supérieur est localement remarquable dans les "séries telliennes" du Tell oriental (Vila, 1980), de même celle du Campanien dans la région des Babors. Les phases auxquelles elles sont liées - phase intra-coniacienne (Leikine, 1971) et phase santonienne - sont apparemment (sub)contemporaines des mêmes événements enregistrés dans la zone paléogéographique des nappes telliennes occidentales. On notera cependant que la discordance du Maastrichtien est moins nette à l'Est qu'à l'Ouest ; elle n'est évoquée que localement (Durand Delga et *al.* , 1958) dans le domaine externe tellien de la région de Constantine (Obert, 1981, p. 527), notamment dans les "massifs du groupe nord-oriental" (Vila,1980, p. 135).

### 3.2 - Secteur intermédiaire des massifs algérois et de l'Ouarsenis

L'Albien transgressif et discordant, dans l'Ouarsenis (Mattauer, 1958, p. 162 ; Kieken, 1962, p. 565) et dans le Zaccar (Kieken, 1962 ; Durand-Delga, 1969), témoignerait en faveur "d'une phase tectonique à l'Albo-Aptien" (Mattauer, 1958).

Mattauer (1958, p. 498) conclut aussi à des mouvements tectoniques sénoniens dans la zone paléogéographique des nappes B (c'est à dire les unités "sénoniennes").

L'âge proposé de la phase tectonique majeure mise en évidence dans les massifs algérois correspond à l'intervalle Crétacé moyen à supérieur (Maluski et *al.* , 1979) ; elle est accompagnée d'un métamorphisme daté à 85 Ma qui précise "l'âge minimal de cette phase". Cet événement peut être considéré comme légèrement plus précoce, ou au plus tard du même âge, que celui qui est enregistré dans les massifs à schistosité oranais.

# 4- CONCLUSION

## Evolution de la marge méridionale téthysienne au Crétacé.

Au Crétacé, le domaine externe tellien est le siège d'une phase tectonique majeure, synmétamorphe et synschisteuse, génératrice de mouvements cisaillants, précédée (ou accompagnée?) d'un épisode de magmatisme alcalin. Cette phase s'inscrit dans l'évolution tectono-métamorphique de la chaîne maghrébine avec un métamorphisme d'autant plus récent que l'on s'adresse à des massifs externes de plus en plus occidentaux : au Crétacé inférieur (phase anté-vraconienne) dans les Babors et dans le massif de Blida (Obert, 1974, 1981), au début du Sénonien dans les massifs du Chélif (Lepvrier, 1978), au Campanien dans les massifs oranais, pendant l'Oligo-Miocène dans le Rif externe (Monié et *al.* , 1984).

Cet échelonnement dans le temps n'est pas sans rappeler les manifestations d'une "onde orogénique" qui progresserait de l'Est vers l'Ouest.

Le fait que les événements éocrétacés du Tell oriental soient peu ressentis (ou mal exprimés) dans le secteur tellien oranais laisse supposer l'amortissement progressif des contraintes vers l'Ouest où domine encore, à l'Albien, un régime d'ouverture ou du moins un dispositif en extension. En revanche, les mouvements néocrétacés à l'origine de la phase paroxysmale dans le Tellien oranais se traduisent par des discordances remarquables dans tout le domaine externe maghrébin. On peut alors envisager, à cette époque, un domaine tellien constituant un dispositif structural bloqué et répondant en totalité aux sollicitations tectogénétiques de provenance plus septentrionale.

Cette phase sénonienne clôture une étape de l'évolution géodynamique de la bordure externe de l'orogène tello-rifain. Les mécanismes générateurs de ce diastrophisme crétacé sont à rechercher dans le comportement de la marge africaine de la Téthys lié au mouvement relatif des plaques africaine et eurasiatique:

### 4.1- Crétacé inférieur

L'Afrique est alors animée d'un mouvement de glissement vers l'Est à la fois latéral et divergent par rapport à l'Europe, le long de failles transformantes (Dercourt et *al.*, 1985). Ces fractures majeures sont accompagnées sur la marge africaine par des failles verticales profondes orientées EW à WNW-ESE (N 110-130) et à composante décrochante sénestre. Ces failles font partie des linéaments majeurs de la marge tello-rifaine ; leur activité a été mise en évidence dans le secteur tellien oriental (Bouillin, 1979 ; Vila, 1980 ; Obert, 1981),

dans le Rif (Vidal, 1988 ; Hervouet et De Luca, 1980), dans l'avant-pays rifain (Frizon de Lamotte, 1985), sur la plate-forme tlemcénienne (Benest, 1981, Elmi, 1983). Elles ont également fonctionné récemment, puisqu'elles limitent les grabens miocènes des massifs à matériel plus ancien érigés en horsts, et participent à des mouvements actuels (séisme d'El Asnam, *in* Lepvrier, 1981). Leur dernier jeu est apparemment dextre (Benest, 1985). Ces accidents sont décalés et/ou déviés, notamment en Oranie, par des grandes transversales cisaillantes sénestres subméridiennes N 20 correspondant à des sutures du socle hercynien (Elmi, 1970, 1977) ; des segments de ces failles peuvent alors prendre un direction WSW-ENE.

L'ensemble nord-maghrébin représente au Crétacé inférieur un vaste couloir de décrochements (Obert, 1981). Ceux-ci concentrent des déformations soit en distension, soit en compression sur la zone de leurs relais (modèle de Rodgers, 1980).

**a) A l'intérieur des relais en distension**

Il se crée des zones effondrées de forme losangique qui sont des bassins sur relais distensifs de décrochements [type bassin de Soria (Guiraud et Séguret, 1984)]. Ces bassins sont limités par des failles normales orientées ENE-WSW à NE-SW (N 70-45) qui sont encore des directions paléostructurales majeures dans le secteur tellien occidental, dans l'avant-pays tello-rifain oranais (Elmi, 1970 ; Benest, 1985 ; Cattaneo, 1987) et dans le domaine atlasique (*s.l.*). Ces failles découpent des semi-grabens ; elles sont responsables du jeu en extension des bassins, de leur approfondissement, et vont contrôler la sédimentation.

La déformation progressive de ces bassins engendre la création de zones très subsidentes (ombilics de sédimentation ou dépôt-centres) là où l'extension est la plus forte, notamment à l'intersection des décrochements majeurs et des failles normales.

### Exemple du domaine tellien oranais

L'évolution du "sillon externe méridional", patrie d'origine du Parautochtone oranais et des unités "rifaines", peut être comparée à celle des bassins fonctionnant pendant une phase en transtension, dans l'intervalle Crétacé inférieur et moyen. La reconstitution paléogéographique des aires de dépôts de ces unités à l'intérieur du "sillon" se révèle malaisée en raison de la tectonique polyphasée qui en affecte le contenu schistosé parfois métamorphique. La localisation des aires de sédimentation reste donc hypothétique ; elles sont supposées s'allonger gobalement suivant la direction SW-NE selon un dispositif antérieurement établi (Guardia, 1975, p. 198) et que nous prenons en compte. Ainsi, nous pourrions interpréter la formation du "sillon externe méridional" de la façon suivante (fig. 107) :

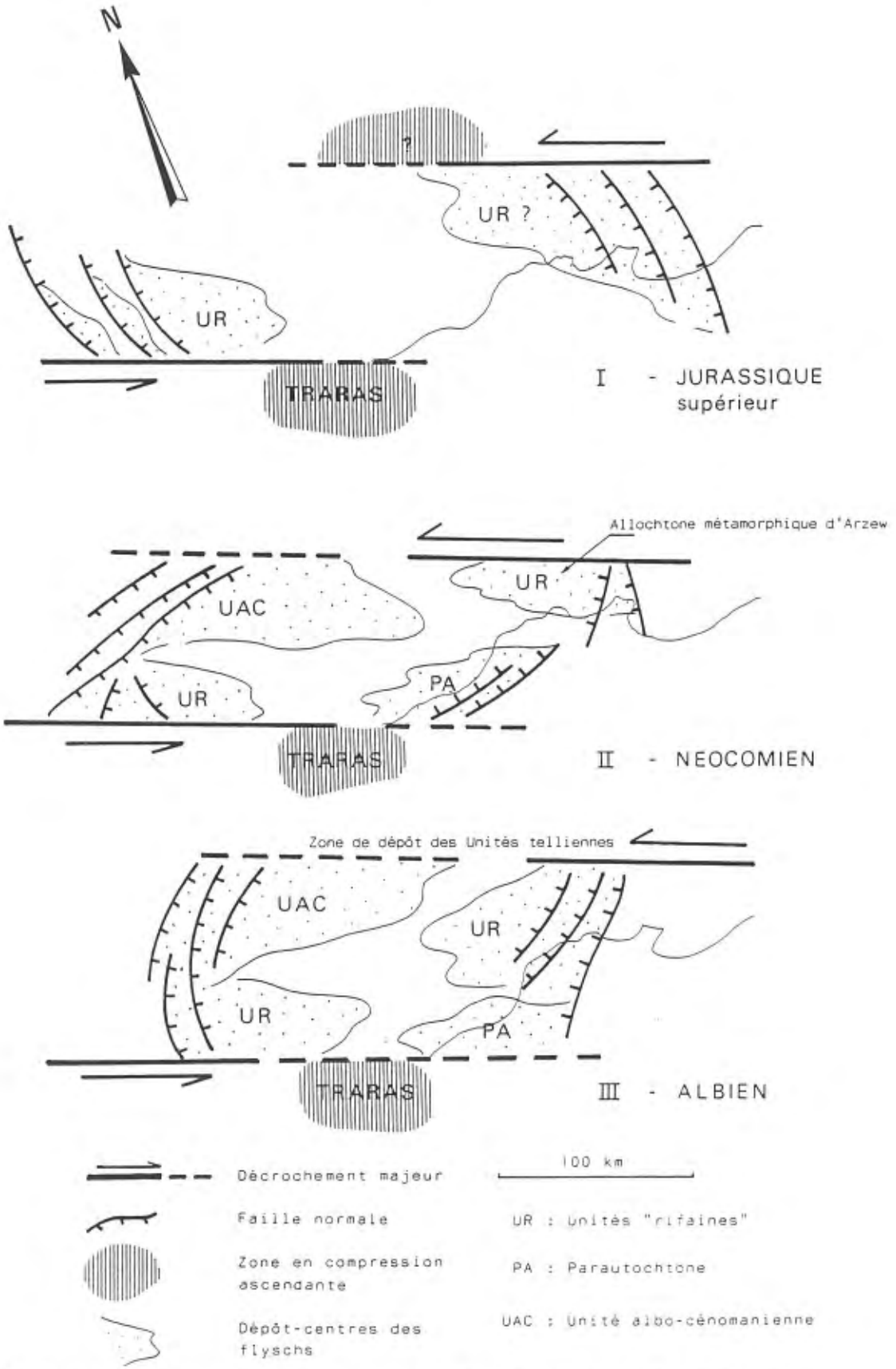



Fig. 107 - Evolution géodynamique du bassin oranais : 1- au Jurassique supérieur ; 2- au Néocomien ; 3- à l'Albien

• Jurassique supérieur (peut-être dès la fin de l'Oxfordien)

Le bassin oranais (*s.s.*) commence à s'ouvrir entre deux décrochements majeurs EW à WNW-ESE. Il est limité à l'Est et à l'Ouest par un réseau de failles normales subméridiennes qui accompagne son extension. Un dépôt-centre se constitue au droit de la zone paléogéographique des unités "rifaines" (" Skouna", "El Melah", "Tadjera", "Souhalia" *sensu* Guardia, 1975), dans le "coin" SW du bassin. Il s'y développe une épaisse série pélito-gréseuse à faciès flysch ("flyschs tithoniques").

• Néocomien

La sédimentation pélito-gréseuse s'effectue simultanément dans la patrie d'origine du Parautochtone oranais (la plus méridionale et dont on présume que la position est très proche des massifs à schistosité actuels d'Oran et d'Arzew) et dans celle des unités "albo-cénomaniennes" (supposées situées plus au Nord relativement aux unités "rifaines"). Cette nouvelle distribution des aires de dépôts subsidentes dans les "coins" SE et NW suggère un élargissement du bassin des flyschs néocomiens ; ce qui rejoint la conclusion de Guardia (1975, p. 247) selon laquelle le sillon méridional serait envahi progressivement de l'Ouest vers l'Est par les faciès de type flysch.

• Barrémien

La sédimentation marneuse uniforme dans tout le bassin laisse supposer un ralentissement des mouvements cisaillants.

• Aptien-Albien

Le bassin est de nouveau le siège d'une sédimentation détritique (pélites, microconglomérats, conglomérats), localement turbiditique ("flysch d'Arzew"). Les aires nourricières sont localisées au Sud où se développe un régime deltaïque (Grès de Bossuet) et à l'Ouest (Traras, "Terre des Idrissides" au Maroc).

• Cénomanien supérieur-Turonien

Le bassin oranais atteint son extension maximum et un stade de vacuité sédimentaire. Les dépôt-centres fonctionnent encore sur la plate-forme tlemcénienne, au Cénomanien dans les Monts des Daïa (Formation carbonatée du Djebel Tenfeld) et au Turonien dans les Monts de Frenda (Formation de l'Oued Freaou).

**b) A l'extérieur des bassins**

A l'extrémité des décrochements ou à l'intérieur des relais en compression, les déformations empêchent la sédimentation de s'effectuer normalement. Il s'y crée des zones

hautes ou des reliefs. Localement des secteurs résistants à ossature paléozoïque sont rajeunis ; tel, le "haut-fond de Saïda" sur l'hercynien de Tiffrit (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986) qui, entre Frenda et Saïda, avait déjà joué un grand rôle dans la sédimentation jurassique jusqu'au Tithonique inclus (Ghali, 1984 ; Benest et Ghali, 1985). Le "haut-fond" des Traras, le "horst de Ghar Rouban" et les Monts de Tlemcen, le Bechtout, le massif du Doui, représentent autant de blocs en compression probablement émergés. Leur érosion alimente en terrigènes les dépressions située à l'intérieur des relais en distension qui leur sont juxtaposés : le bassin oranais, les ombilics des Daïa, de Frenda, de l'Ouarsenis, du Bou Maad-Zaccar, de Blida. En effet, dans le secteur tellien central et oriental, les données bibliographiques (Mattauer, 1958 ; Polvêche, 1960 ; Caire, 1957 ; Leikine, 1971 ; Vila, 1980 ; Obert, 1981) permettent d'envisager le développement de bassins fonctionnant sur le même modèle que le bassin oranais dans un régime extensif généralisé au Crétacé inférieur anté-vraconien. Dans le secteur tellien oriental, par exemple, les dépôt-centres seraient axés notamment sur la zone paléogéographique des "Babors internes", de la "zone bibanique" et de "l'unité A" (*sensu* Caire, 1957) où se développent les "flyschs éocrétacés" sur de fortes épaisseurs.

### Dans le domaine tellien oriental

La phase tectonique majeure (anté-vraconienne) qui affecte le secteur tellien oriental relèverait de mouvements compressifs dont on peut discuter l'origine :

- soit il s'agit d'une phase de transpression qui suit logiquement la phase de cisaillement divergent. Dans ce cas il faut envisager un mouvement *continu* de l'Afrique par rapport à l'Europe ; les décrochements majeurs sont sénestres mais *convergents*. Cette hypothèse est en accord avec l'interprétation de Biju-Duval et *al.* (1976) et d'Olivet (1978), qui distinguent une phase de coulissement sénestre entre 180 Ma (fin du Lias) et 76 Ma (Campanien supérieur), et avec celle de Tapponnier (1977) pour qui le mouvement de l'Afrique a toujours été continu.

- soit la phase marque l'établissement d'un contact. Ce blocage (ou plutôt ce freinage) de l'Afrique, envisagé par Biju-Duval, Dercourt et Le Pichon (1976), entre 100 et 72 Ma (Albien à Campanien inclus), précède un coulissement dextre bref. Ce blocage pourrait marquer une collision de l'Afrique avec la plaque d'Alboran, qui entamerait à ce moment là un glissement relatif vers l'Ouest (Hervouet et De Luca, 1980), ou correspondre aussi à une première phase de serrage induite par une rotation anti-horaire de l'Afrique centrée sur Tanger, phase qu'Olivet (1978) fait débuter plus tard, à 76 Ma (Campanien supérieur).

### 4.2- Crétacé supérieur

Au Sénonien, la phase en compression atteint le domaine tellien occidental. Le dispositif tectonique de la marge tellienne paraît se fermer. Ce décalage avec la première phase traduit pour Hervouet et De Luca (1980) la progression vers l'Ouest de la plaque d'Alboran, "à l'arrière de laquelle un régime de compression se substitue progressivement au coulissement sénestre". On peut aussi envisager plusieurs hypothèses :

1 - les mouvements de cisaillements sénestres passent d'un régime en transtension à un régime de transpression ;

2 - le mouvement de coulissage entre l'Afrique et l'Europe s'est inversé "en raison de l'ouverture progressive du bassin septentrional de l'Atlantique" (Tapponnier, 1977). Dans cette hypothèse, les grands décrochements rejouent en mouvement dextre et écrasent le contenu des aires de sédimentation d'abord à l'Est (au Crétacé moyen) puis, plus tard, à l'Ouest. Cette éventualité est évoquée par Biju-Duval et *al.* (1976), pour qui ce coulissement serait bref et se produirait avant le Crétacé supérieur. Cependant Tapponnier (1977, p. 440) occulte cette phase et pense quelle se serait produite entre 80 et 50 Ma" ;

3- les deux plaques Afrique-Europe se rapprochent au Sénonien dans un mouvement de rotation horaire centré vers l'Est à la suite de la collision de l'Apulie septentrionale contre l'Europe (Dercourt et *al.* ,1985).

L'évolution crétacée de la marge tellienne passe par la formation puis l'écrasement des bassins développés sur des relais de décrochements. Ces mouvements compressifs sont induits par l'amorce d'une convergence de l'Afrique vers l'Europe et préfigurent le resserrement des zones transformantes.

# CONCLUSIONS GENERALES

# SOMMAIRE

I- RESULTATS D'ORDRE STRATIGRAPHIQUE 458

II- RESULTATS D'ORDRE SEDIMENTOLOGIQUE 461

III- RESULTATS D'ORDRE STRUCTURAL 470

IV- RESULTATS D'ORDRE PALEOGEOGRAPHIQUE 473

V- A PROPOS DU COMPLEXE BRECHIQUE à TRIAS RESEDIMENTE (EX-"COMPLEXE TRIASIQUE" OU TRIAS à "FACIES TELLIEN") 481

# CONCLUSIONS GENERALES

Ce travail fait l'inventaire des événements sédimentaires et tectoniques survenus dans le secteur tellien oranais au cours du Paléozoïque et du Mésosozoïque. Il s'appuie sur des données analytiques historiques et sur des observations personnelles ; il s'accompagne de nombreuses hypothèses ou d'interrogations dont la résolution peut servir d'objectifs à de futures recherches.

Plusieurs résultats peuvent être dégagés de cette étude, certains ayant déjà fait l'objet de publications :

- *résultats d'ordre stratigraphique* .

La plupart sont lithostratigraphiques ; certains sont fondées sur les données micropaléontologiques obtenues notamment dans le Crétacé inférieur prétellien et dans le Crétacé supérieur de l'allochtone tellien. L'étude de la microfaune a, par ailleurs, permis d'identifier de nouveaux taxons d'Ostracodes.

- *résultats d'ordre sédimentologique.*

Ils sont liés à l'utilisation des nouveaux concepts de la stratigraphie séquentielle.

- *résultats d'ordre structural.*

Ils donnent, grâce aux levés de cartes géologiques au 1/10 000 et au 1/25 000, une idée du style des déformations varisques et néocrétacées.

- *résultats d'ordre paléogéographique,* de deux types :

Les premiers s'intègrent dans l'Histoire de la bordure septentrionale du craton ouest-africain au Paléozoïque et se traduisent par un schéma structural palinspastique ; celui-ci constitue *l'héritage hercynien* qui guide la sédimentation au Mésozoïque.

Les seconds ont trait à l'évolution géodynamique alpine d'un segment de la marge sud de la Téthys maghrébine pendant le Mésozoïque, évolution marquée par les manifestations d'une phase tectonique majeure néocrétacée dans le domaine tellien oranais.

# I- RESULTATS D'ORDRE STRATIGRAPHIQUE

## I.1 - PALEOZOIQUE

Les principaux apports stratigraphiques se rapportent aux boutonnières hercyniennes du domaine allochtone tellien :

**- Dans le Massif de Madakh**

Nous avons identifié un Complexe conglomératique associé à un ensemble écaillé, métamorphique et antérieur au dépôt d'une formation pélito-gréseuse et conglomératique discordante attribuée au Carbonifère supérieur (Westphalien probable). Les éléments qui constituent ce complexe sont des roches métamorphiques (carbonatées ou siliceuses) et des roches ultrabasiques. Son âge supposé est dévonien.

Ce complexe conglomératique constitue un argument important dans la recherche de l'origine paléogéographique des terrains anté-wesphaliens et de celle des serpentinites intégrées à ce segment de l'orogène varisque ; cette origine pourrait se situer à proximité de la suture ligéro-acadienne, en direction de la zone paléogéographique de l'Ossa Morena et de la Zone Sud Ibérique (en tenant compte du modèle de Lefort, 1989).

**- Dans le Djebel Khar**

La reconnaissance d'une structure complexe au sein du Djebel Khar (ex-Montagne des Lions), à partir de nos travaux cartographiques au 1/10 000, a rendu nécessaire l'étude lithostratigraphique et sédimentologique de la série pélitogréseuse et conglomératique formant le massif et attribuée au Carbonifère supérieur par Fenet (1975). Celle-ci complétée par la révision biostratigraphique confirme l'existence du Westphalien C et D dans les pélites charbonneuses de la partie inférieure de la série. Le Stéphanien A-B débuterait avec les gros bancs massifs de conglomérats situés à la base de l'ensemble pélito-gréseux grano- et stratodécroissant globalement rubéfié.

L'unité lithologique westphalo-stéphanienne assimilée au faciès "verrucano" est décrite sous l'appellation : Formation de la Montagne des Lions (nouvelle formation).

## I.2 - CRETACE

### a) Domaine prétellien

Le Crétacé est détaillé dans plusieurs coupes relevées dans le domaine prétellien, dans la région des Monts de Daïa à l'Ouest et dans celle des Monts de Frenda à l'Est. Il a déjà fait l'objet de plusieurs publications (Peybernès, Ciszak, Damotte et Cugny, 1984 ; Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986). Son contenu macro et surtout micropaléontologique a permis d'affiner certaines datations antérieures :

- **Crétacé inférieur** (Néocomien-Aptien)

Dans les Monts de Daïa (Le Telagh), ces précisions sont apportées par l'étude des Foraminifères benthiques (Orbitolinidés, Lituolidés), des Ostracodes et des Algues (Dasycladacées).

Aussi, la Formation des calcaires de Zigyne (Aptien) recouvre-t-elle le Barrémien, reconnu par l'identification des biozones à *Paleodictyoconus* gr. *cuvillieri* et à *Salpingoporella dinarica*, et le Bédoulien moyen à supérieur, représenté par la zone à *Palorbitolina lenticularis*, sous-zone à *Praeorbitolina cormyi* (équivalent de la zone à Forbesi) signant le sommet du Bédoulien inférieur. La fraction pélitique renferme une riche ostracofaune à nouvelles espèces décrites par R. Damotte (1984) : *Centrocythere cheguigaensis*, *Asciocythere daïaensis* et *Isocythereis zigynensis*, ou à espèces déjà connues dont l'étude biostratigraphique permet d'étalonner et même d'élargir l'extension stratigraphique : *Cythereis (Rehacythereis) btaterensis btaterensis*, *C. (Rehacythereis) btaterensis interstincta* et *C. (Rehacythereis) btaterensis torifera*, recueillis dans les sédiments attribués au Barrémien, et *Cythereis (Rehacythereis) btaterensis immunicostata*, issu du Bédoulien moyen, espèces décrites par Bischoff (1963) dans l'Aptien supérieur du Liban. La partie supérieure de cette formation est probablement d'âge gargasien.

- **Cénomanien**

Cet étage est représenté par la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld, dans les Monts des Daïa, et par la Formation du Djebel Cheurfa (nouvelle formation), dans les Monts de Frenda.

L'étude micropaléontologique a permis de dégager de nouvelles espèces d'Ostracodes dont plusieurs ont été créées par R. Damotte (1984), à partir de notre propre matériel : *Asciocythere tennfeldensis*, *Dolocytheridea berberica*, *Platycythereis telaghensis et Eocytheropteron sp.* TMX.

Cette étude a révélé aussi l'existence d'une nouvelle espèce de Lituolidé de grande taille décrite sous le nom de *Pseudochoffatella algeriana* par Peybernès, Calvez et Ciszak (1988).

- **Turonien**

Le Turonien, étudié dans les Monts de Frenda, est représenté par la Formation de l'Oued Freaou (nouvelle formation). L'analyse micropaléontologique confirme l'âge proposé par Welsch (1890) à partir d'une biozone à Huîtres. Les termes de base relèvent probablement du Cénomanien supérieur.

- **Sénonien**

Dans la région de Frenda, nous avons découpé la série en deux formations successives : la Formation de Melakou et la Formation des Djeddars. Seule la Formation de Melakou, à dominante marneuse, a pu être datée par une faunule d'Ostracodes qui indique au moins le Coniacien et plus sûrement le Santonien.

## b) Domaine tellien

### Parautochtone

La série du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des massifs côtiers oranais a été soigneusement analysée par Doumergue au début du siècle ; Fenet (1975) en a proposé un découpage lithostratigraphique que nous avons convenu d'adopter dans les grandes lignes pour établir la carte géologique au 1/10 000 de la bordure occidentale du massif d'Arzew.

Nos investigations dans la partie orientale du massif nous ont permis de distinguer, dans le terme "carbonaté et schisteux" (ou "terme C" de Fenet, 1975), un flysch désigné par le terme de "flysch d'Arzew" (Ciszak et Peybernès, 1986). Ce flysch anchimétamorphique comporte des turbidites gréseuses T a-d (d'âge bédoulien probable) à la base, surmontées par des turbidites calcaires. La présence de *Palorbitolina lenticularis* et de *Mesorbitolina parva* montre que dans ce dernier terme la base du Gargasien est au moins représentée.

### Allochtone tellien

- ***Massifs à dominante marneuse***

Nous avons reconstitué en partie la série méso et néocrétacée dans le secteur du Pic Tafaraoui.

Le fait le plus marquant est la discordance du Sénonien sur les termes crétacés antérieurs, dont l'Albien supérieur qui nous a livré des microfaunes planctoniques et des Ammonites (versant nord du Pic Tafaraoui). Cette discordance fait apparaître de nouveaux rapports structuraux entre l'Albo-Cénomanien et le Sénonien considérés par Fenet (1975) comme appartenant à 2 unités tectoniques distinctes. Une interprétation nouvelle de la structure de ce secteur du domaine des nappes telliennes est ainsi proposée.

L'étude biostratigraphique du Maastrichtien, que nous avons effectuée en même temps que l'étude des amas du "Complexe bréchique à Trias resédimenté" (dépôts de *mass flow* sénoniens), a débouché, dans les massifs à dominante marneuse, sur la reconnaissance des zones à Falsostuarti, du Maastrichtien inférieur, à Gansseri, du Maastrichtien moyen et à Mayaroensis, du Maastrichtien supérieur.

- ***Massifs à schistosité***

Nous avons distingué deux types de flyschs néocrétacés :

1- un flysch carbonaté à microbrèches (Oued Hammadi), toujours en écaille, qui rappelle un des termes du "flysch massylien" de type kabyle ; il est attribué à la zone à Gansseri (Maastrichtien moyen).

2- Un ensemble pélito-gréseux ou "flysch rouge" (Ciszak et Peybernès, 1986) situé, soit au toit du Complexe à Trias resédimenté comme à Beni Saf, soit associé à ce dépôt comme au Douar Sarrahoui ; il renferme des associations de microfaunes planctoniques de la zone à Calcarata et de la zone à Falsostuarti qui le situent au passage Campanien-Maastrichtien.

## II- Résultats d'ordre sédimentologique

Ces résultats découlent de l'application des nouveaux concepts de la stratigraphie séquentielle dans laquelle les ensembles lithologiques sont interprétés en termes de cortèges sédimentaires au sein de séquences de dépôt mises en place au cours des cycles eustatiques. La caractérisation des prismes de dépôt repose le plus souvent sur l'évolution de la sédimentation que traduit l'enchaînement des faciès au cours d'un des cycles eustatiques, plutôt que sur la géométrie des dépôts (en trois dimensions) qui ne nous est pas toujours connue. Les prismes de dépôt identifiés sont les suivants :

- Le prisme de bas niveau marin (PBN) et le prisme de bordure de plate-forme (PBP) déposés selon un dispositif progradant lors de la chute du niveau de la mer sur la plate-forme côtière ;

- l'intervalle transgressif (IT), composé d'un ensemble de séquences mineures définissant une séquence d'ordre supérieur dont l'évolution rétrogradante marque une tendance à l'approfondissement ;

- le prisme de haut niveau marin (PHN), formé d'une succession de séquences mineures progradantes traduisant une tendance au comblement.

L'étalonnage chronostratigraphique est assuré par les biophases successives représentées par les associations d'Ammonites (pour le Jurassique), de Foraminifères benthiques (pour le Crétacé inférieur), ou/et de Foraminifères planctoniques (pour le Crétacé supérieur) répartis en biozones permettant de mettre en corrélation les séquences de dépôt avec les cycles eustatiques de 3$^{ème}$ ordre (Haq et *al.* , 1987).

Cette démarche a pour but de replacer la sédimentation locale dans un cadre chronostratigraphique plus vaste (échelle globale) ; elle permet de préciser ou de prévoir la

position des discontinuités, d'en proposer l'interprétation (surface de transgression ou de progradation) et d'en discuter l'origine (eustatisme, tectonique ou combinaison de ces deux phénomènes).

## 1- Hettangien à Oxfordien

Nos résultats reposent principalement sur l'interprétation des données bibliographiques antérieures qui décrivent avec précision les événements sédimentaires et en établissent un calendrier fiable.

### 1.1- *Lias*

Les sédiments liasiques ont été regroupés en trois unités lithostratigraphiques auparavant définies (Guardia, 1975 ; Ameur, 1978 ; Elmi, 1983) : les Calcaires de Zaïlou (Carixien), les Calcaires du Tisseddoûra (Domérien), les Marno-calcaires du Keskas (Toarcien), et constituant une séquence majeure à tendance transgressive. Ces trois formations (ou leurs équivalents latéraux) nous paraissent correspondre, dans leur ensemble, à 8 séquences de dépôt successives induites par les 8 cycles eustatiques de 3ème ordre qui s'échelonnent, pour la période considérée, sur la charte de Haq et *al.* (1987).

Les principaux enseignements sont les suivants :

1- les conglomérats de base de la série liasique (coupe du Sekika) sont interprétés comme le remplissage, en période de bas niveau marin, de vallées incisées dans un substratum d'âge permo-triasique.

La limite inférieure des Calcaires de Zaïlou représente donc une discontinuité majeure et révèle l'existence de mouvements tectoniques locaux transformant une discontinuité eustatique de type 2 en discontinuité de type 1 (au sens de Vail). L'âge présumé de cette discontinuité (191 Ma sur la charte de Haq et *al.* , 1987) place la transgression jurassique dans les Traras dès la fin du Lotharingien, ce qui confirme les suggestions précédentes (Elmi et *al.* , 1985) ;

2- les conglomérats sommitaux de la série liasique (coupe du Sekika) se sont sédimentés sur des vallées incisées dans un substratum domérien en période de bas niveau marin. Celle-ci correspondrait au Toarcien moyen indiqué par *Hildoceras lusitanicum* (Meister) découvert par Guardia (1975) dans ces conglomérats. Toutefois un âge aalénien inférieur-moyen a été aussi envisagé dans le cas où cette faune serait remaniée à partir des niveaux fossilifères des faciès "Ammonitico rosso" du Toarcien moyen, dont ces conglomérats étaient tenus jusqu'à présent comme l'équivalent latéral.

Cette dernière interprétation rendrait plus crédible l'existence d'une discontinuité de type 1 sous laquelle s'achève, à l'Aalénien inférieur, la zone à Opalinum et, en même temps, la séquence majeure du Lias ;

3- les Calcaires à oncolithes du Belaïch sont inclus dans 2 séquences de dépôt mises en place pendant le Toarcien moyen ;

4- les dépôts de faible épaisseur, les placages ou les encroûtements ferrugineux, phosphatés ou micritiques, riches en Ammonites, sont assimilés à des intervalles de condensation ou à des surfaces condensées, formés en période d'inondation maximale. Jusqu'alors, ces dépôts étaient tenus pour caractéristiques des hauts-fonds localisés sur la partie médiane du "horst de Ghar Rouban" ou sur celle des Traras.

On peut s'interroger sur la signification des lacunes de sédimentation : lacune du Toarcien inférieur sur la partie médiane du "Horst de Ghar Rouban" et lacunes échelonnées entre le Toarcien supérieur et le Bathonien, mises au compte de mouvements tectoniques généralisés sur toute la plate-forme ("phase aalénienne" d'Elmi, 1972).

Or, dans le processus d'une évolution sédimentaire liée aux variations eustatiques, les secteurs à faible taux de sédimentation s'interprètent plutôt comme des "zones de vacuité sédimentaire" ; celles-ci désignent les parties profondes et distales du bassin de sédimentation. Dans ce cas, la paléogéographie du domaine prétellien, telle qu'elle est conçue jusqu'à présent avec des hauts-fonds, des ilôts ou des écueils bordés de dépressions, devrait être sensiblement modifiée.

### 1.2- *Dogger*

La série du Dogger prétellien s'articule en 3 formations définies par Lucas (1942, 1952) et Doumergue (1910) :

- les Calcaires à *Cancellophycus* (Aalénien moyen - Bajocien moyen inclus) ;
- les Marnes de Zahra (Bajocien supérieur) ;
- les Calcaires microgréseux (Bathonien inférieur et moyen).

Ces unités lithostratigraphiques constituent la séquence majeure du Dogger, déposée sur la partie distale de la plate-forme. Elles sont interprétées comme les cortèges sédimentaires relevant de 3 séquences de dépôt superposées, échelonnées depuis l'Aalénien moyen jusqu'au Bathonien moyen inclus ; une 4$^{ème}$ séquence est identifiée dans les Calcaires à oolithes ferrugineuses aux abords du Ténouchfi (Ghar Rouban).

- Les concepts de la stratigraphie séquentielle sont utilisés pour la mise en évidence des discontinuités de type 2 (*sensu* Vail) qui sont ensuite proposées comme limites de ces formations.

• Ils révèlent le caractère transgressif de la partie inférieure (au moins) des Marnes de Zahra (à Ghar Rouban) au Bajocien supérieur ;

• Les Calcaires microgréseux, largement représentés sur toute la plate-forme prétellienne, datés de la zone à Macrescens (Elmi, 1971), paraissent réunir les caractères d'un cortège de bordure de plate-forme précédant le dépôt des Marnes du Sekika (zone à Zigzag) assimilées, elles, à l'intervalle transgressif d'une même séquence de dépôt (Bathonien inférieur).

- Les niveaux condensés se caractérisent par leur sédimentation réduite à proximité des zones de vacuité interprétées jusqu'à présent comme des hauts-fonds (Lucas, 1942, 1952 ; Guardia, 1975) :

• secteur de la Koudiet El Halfa (Beni-Bahdel), à la limite Bajocien inférieur et Bajocien moyen ;

• extrémité sud-ouest du Fillaoussène et partie médiane du "horst de Ghar Rouban", au Bajocien supérieur et au Bathonien inférieur ;

• zone du Tleta (Tenouchfi), à la fin du Bathonien moyen.

### 1.3- *Callovo-Oxfordien*

Les sédiments constituant la Formation des argiles de Saïda, correspondant à l'intervalle Callovien inférieur - Oxfordien inférieur, sont regroupés en 2 séquences de dépôt successives corrélées avec 2 cycles eustatiques de 3$^{ème}$ ordre ZA 3.1 et ZA 3.2 de la charte de Haq et *al.* (1987).

Les "niveaux repères d'extension régionale" à oolithes dans la région de Ghar Rouban, ferrugineux et glauconieux dans la région de Saïda, et datés du sommet du Callovien moyen (zone à Coronatum), représenteraient l'intervalle condensé de la séquence supérieure, déposé en période d'inondation maximale ; cette interprétation n'est pas conforme à celle proposée par Elmi et Benest (1978), pour qui ces niveaux traduiraient un première phase de comblement du "sillon tlemcénien".

L' "assise à septaria" incluse dans les termes sus-jacents et datée de la base de l'Oxfordien inférieur, ne correspondrait pas à un approfondissement maximum du sillon (Elmi et Benest, 1978) mais s'intègrerait plutôt dans un dispositif progradant qui débuterait au Callovien supérieur.

## 2- Oxfordien supérieur à Albien

Nous examinerons ces dépôts successivement dans le domaine prétellien et puis dans le domaine tellien.

## a) Domaine prétellien

A partir de l'Oxfordien moyen à supérieur et jusqu'à l'Albien se succèdent alternativement sur la plate-forme tlemcénienne des épisodes terrigènes et carbonatés :

***- Premier épisode terrigène (Oxfordien moyen à Kimméridgien inférieur)***

Surmontant le complexe "turbiditique" des Argiles de Saïda, la Formation des grès de Bou Médine, à dominante argilo-gréseuse, présente des affinités "molassiques" (Lucas, 1942).

Cet ensemble lithologique s'organise en une séquence globalement cyclique, avec une tendance à l'approfondissement à l'Oxfordien moyen (transgression "argovienne"), puis au comblement au Kimméridgien inférieur.

Nous reconnaissons 2 séquences de dépôt successives, corrélées avec les cycles eustatiques de 3ème ordre ZA 4.3 et ZA 4.4 et attribuées respectivement à la zone à Transversarium (Oxfordien moyen) et aux zones à Bimammatum et Planula dans les termes équivalents du Bou Rheddou.

***- Premier épisode carbonaté (Kimméridgien supérieur à Berriasien inférieur)***

La série carbonatée qui apparaît au sommet du jurassique et à la base du Crétacé dans les Monts de Tlemcen, est découpée en 9 ensembles lithologiques antérieurement définis par Benest (1972, 1982, 1985) et datés pour la plupart par des Algues et des Foraminifères benthiques. L'enchaînement vertical des dépôts regroupés en cortèges sédimentaires a permis de reconnaître 6 séquences de dépôt mises en place lors des cycles eustatiques ZA 4.5, ZA 4.6, ZA 4.7, ZB 1.1, ZB 1.2 et ZB 1.4 (Haq et *al.* , 1987), dans un environnement carbonaté de plate-forme proximale soumise à émersions épisodiques.

Les limites de ces ensembles correspondent à des discontinuités eustatiques. Parmi celles-ci, citons :

- la base des Marno-calcaires de Raouraï (Tithonique inférieur) qui correspondrait à une surface de progradation ; son extension pourrait recouvrir le domaine périméditerranéen occidental lorsqu'elle est assimilée à la discordance limite entre le Kimméridgien et le Tithonique (Atrops et *al.* , 1991) ;

- la discontinuité de base des Grès de Merchich limitant vers le bas un prisme de bas niveau marin. Elle est interprétée comme une limite de séquence de dépôt de type 1 (SB 134 de la charte de Haq et *al.* , 1987, intra-tithonique supérieur). Elle couronne le sommet de la

série carbonatée dans le domaine tello-rifain (Benzaggagh, 1988, *in* Atrops et *al.* , 1991) et annonce l'arrivée des flyschs "tithonique-néocomiens".

Des correspondances sont établies (grâce aux méthodes de la stratigraphie séquentielle) entre les formations du domaine tlemcénien occidental et celles du domaine tlemcénien oriental (Monts de Frenda), notamment au passage du Jurassique au Crétacé matérialisé par la Formation des marno-calcaires du Djebel Cheurfa (Monts de Frenda). Cette dernière, nouvellement décrite, apparaît comme l'équivalent stratigraphique oriental de l'ensemble des Marno-calcaires de Hariga (Tithonique supérieur) et des Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Berriasien inférieur). Elle comporte, par ailleurs, une séquence de dépôt supplémentaire corrélée avec le cycle eustatique ZB 1.3 (Tithonique supérieur) qui n'apparaît pas au sommet des Marno-calcaires de Hariga.

***- Deuxième épisode terrigène (Berriasien moyen à Barrémien)***

La plate-forme tlemcénienne est à nouveau le siège d'une sédimentation silici-clastique se développant successivement pendant les régimes transgressif du Berriasien moyen-Valanginien inférieur (Argiles de Lamoricière) puis régressif de l'Hauterivien au Barrémien basal (Grès de Berthelot).

a) **Argiles de Lamoricière** (Berriasien moyen-Valanginien inférieur)

L'analyse sédimentologique, interprétée d'après la coupe d'El Rhoraf (Benest, 1985, Benest et Ghali, 1985), permet de mettre en évidence 4 séquences de dépôt dans l'intervalle Berriasien moyen - Valanginien inférieur.

L'interprétation de l'enchaînement des faciès en termes de cortèges sédimentaires nous amène à placer la série d'Ouled Mimoun au dessous de la série d'El Rhoraf, et ainsi nous permet de supposer que les dépôts sont rétrogradants vers le Sud.

b) **Grès de Berthelot** (Hauterivien probable-base du Barrémien)

Cet ensemble lithologique de caractère fluvio-deltaïque (équivalent du Wealdien), constitue une séquence majeure traduisant une tendance générale à la décantation ; la partie supérieure de la formation présente plutôt une amorce de transgression.

Les séquences de dépôt n'ont pu être dénombrées et la rareté des marqueurs paléontologiques n'a pas permis leur mise en corrélation avec les cycles eustatiques.

***- Deuxième épisode carbonaté (Barrémien supérieur à Clansayésien probable)***

Dans cet intervalle stratigraphique, le dépôt des Calcaires de Zigyne témoigne en faveur de la reconstitution de la plate-forme carbonatée.

L'analyse séquentielle classique appliquée à cette formation (Peybernès, Ciszak, Cugny et Damotte, 1984) révèle la succession de 2 séquences majeures, transgressive puis régressive :

- la première séquence, transgressive, débute par des dépôts de vasières sableuses , relayés par des dépôts de vasières carbonatées de type lagon colonisées par les Dasycladacées ; des dépôts de barres sableuses (oolithes et Orbitolines remaniées sur place), qui présentent latéralement un cachet plus récifal à Madréporaires et Bryozoaires, en constituent les termes les plus distaux.

- dans la séquence supérieure régressive prédominent des faciès internes d'environnements faiblement peuplés (trop forte salinité?).

L'analyse stratigraphique et séquentielle fait apparaître 4 séquences de dépôt assimilées aux cycles eustatiques de 3ème ordre (Haq et *al.* , 1987) : ZB 3.4 (Barrémien supérieur), ZB 3.5 (passage Barrémien-Bédoulien), ZB 4.1 (Bédoulien moyen-Gargasien daté par *Praeorbitolina cormyi)* et ZB 4.2 (Gargasien supérieur-Clansayésien?).

- ***Troisième épisode terrigène (Albien)***

Succédant aux carbonates de la Formation de Zigyne, les Grès de Bossuet (Monts de Daïa) et la Formation des argiles de Sidi Ouadah (Monts de Frenda) traduisent un nouvel épandage terrigène d'origine fluvio-deltaïque ; ils sont considérés comme l'équivalent des Grès d'Utrillas en Espagne (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986).

Les séquences de dépôt n'ont pu être identifiées ; il est probable toutefois qu'une grande partie de ce complexe se soit développée pendant des périodes de bas niveaux marins ou dans des conditions semblables entretenues par des mouvements tectoniques distensifs. Certains prismes sédimentaires seraient à mettre en relation avec les dépôts turbiditiques de même âge localisés dans le bassin externe tellien oranais.

## b) Domaine tellien

- ***Jurassique supérieur***

Les faciès du Jurassique supérieur recensés dans l'allochtone tellien révèlent l'existence d'une plate-forme installée sur les marges nord et sud d'un bassin (bassin externe tellien oranais) qui se creuse dans la zone paléogéographique des unités à "affinité rifaine" (*sensu* Guardia, 1975). La formation des "flyschs tithoniques" dans cette zone serait éventuellement liée à une baisse eustatique à l'origine de la discontinuité de type 1, limite inférieure des Grès de Merchich (Tithonique supérieur).

- ***Crétacé inférieur***

Le bassin tellien oranais s'est élargi aux domaines paléogéographiques du parautochtone vers le Sud et à celui des Unités "albo-cénomaniennes" en direction du Nord.

La subsidence y est forte et la sédimentation épaisse. Les dépôts pélito-gréseux de type flysch, prédominants, alternent avec les dépôts argileux. Cette sédimentation terrigène grossière est à la fois contrôlée par la tectonique et par l'eustatisme ; elle apparaît notamment liée à une baisse du niveau de la mer au-delà de la bordure de la plate-forme côtière. L'assimilation de ce matériel turbiditique à des prismes de bas niveau marin révèle leur âge présumé :

- les "flyschs néocomiens" (Fenet, 1975) seraient la conséquence de chutes eustatiques (Haq et *al.* , 1987) reconnues au Barrémien supérieur et (ou) au Valanginien inférieur (pendant le dépôt des Argiles de Lamoricière) ;
- le terme pélito-gréseux et conglomératique du "flysch d'Arzew" (Ciszak et Peybernès, 1986) serait ainsi rattaché au Bédoulien ;
- le "flysch albo-aptien" des massifs côtiers serait, lui, rapporté à l'Albien inférieur.

## 3- Albien à Sénonien

### a) Domaine prétellien

De l'Albien au Sénonien, le domaine prétellien est occupée par une nouvelle plate-forme carbonatée. Au-dessus des dépôts fluvio-deltaïques (Grès de Bossuet) ou margino-littoraux (Argiles de Sidi Ouadah) de l'Albien, les faciès s'uniformisent. Les sédiments mésocrétacés s'organisent alors en une séquence majeure à tendance transgressive.

Les termes inférieurs de cette séquence, rapportés au Cénomanien, constituent la Formation carbonatée du Djebel Tenfeld (ou son équivalent, la Formation du Djebel Cheurfa, dans les Monts de Frenda). La transgression se traduit par le passage de dépôts de vasières littorales argileuses (marnes à Ostréidés et à Ostracodes) à des dépôts de milieux plus franchement marins colonisés par les Foraminifères benthiques (Lituolidés). Cette ouverture, encore marquée par la présence de petits Foraminifères planctoniques au sommet de la série du Djebel Cheurfa, s'effectue sans l'interposition de constructions récifales (séquence transgressive de rampe homoclinale).

Les termes supérieurs, d'âge turonien, constituent la Formation de l'Oued Freaou (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986). Le cachet nettement distal de ces dépôts est attesté par la présence d'organismes planctoniques dès la base de la formation.

La Formation du Djebel Tenfeld est interprétée comme l'amalgame des cortèges sédimentaires relevant de 3 séquences de dépôt dans les limites Albien terminal - Cénomanien moyen à supérieur. Ces séquences sont corrélées avec les cycles eustatiques de 3ème ordre (Haq et *al.* , 1987) ZC 2.2, ZC 2.3 et ZC 2.4 (ce dernier est daté du Cénomanien supérieur par *Cisalveolina fraasi* contenue dans le cortège transgressif de la 3ème séquence de dépôt affleurant au Djebel Cheurfa).

Le niveau de calcaires crayeux à Strombidés, d'extension régionale, assimilé à un intervalle condensé isochrone couronnant l'intervalle transgressif de la séquence inférieure (cycle ZC 2.2) est rapporté au Cénomanien inférieur. Un deuxième niveau de calcaires à Strombidés inclus dans la séquence correspondant au cycle ZC 2.4, au Djebel Cheurfa, est attribué au Cénomanien supérieur.

La Formation de l'Oued Freaou correspond à l'empilement de 4 séquences mineures (paraséquences), traduisant chacune un approfondissement. Elle présente tous les caractères de l'intervalle transgressif d'une séquence de dépôt, d'âge turonien inférieur, mais qui débuterait au Cénomanien supérieur.

### b) Domaine tellien

Le bassin tellien oranais atteint sa profondeur maximum au Turonien réduit le plus souvent à des séries condensées à Radiolaires, et demeure engagé dans une tectonique toujours en transtension. La transgression marine cénomanienne enregistrée dans le domaine prétellien traduirait, en partie, un abaissement de la marge méridionale du bassin en liaison avec cet approfondissement.

Les lacunes stratigraphiques fréquentes des dépôts du Cénomanien et du Turonien évoquent, par ailleurs, des phases de vacuité sédimentaire.

## 4- Crétacé supérieur

### a) Domaine prétellien

Les dépôts évaporitiques d'un Sénonien (supérieur?) mal daté (Formation des Djeddars) pourraient précéder l'émersion du Domaine prétellien.

### b) Domaine tellien

Pendant le Sénonien inférieur, la sédimentation essentiellement argileuse et carbonatée est perturbée par les mouvements tectoniques en compression.

Le Sénonien supérieur (Campanien terminal-Maastrichtien) est une période de relâchement des contraintes. La sédimentation est surtout contrôlée par l'eustatisme. Ce phénomène est à l'origine de la mise en place d'un matériel conglomératique à matrice gypseuse (ex-"Complexe triasique") par des processus gravitationnels (dépôts de *mass flow*).

Ces épandages gravitaires, accompagnés éventuellement d'une sédimentation détritique à cachet turbiditique ("flysch rouge", "flysch microbréchique"), sont assimilés à des prismes de bas niveau marin de séquences de dépôt datées par Foraminifères planctoniques.

Aussi, la série du Maastrichtien du domaine externe tellien s'organise-t-elle en 3 séquences de dépôt correspondant aux cycles eustatiques de 3ème ordre (Haq et *al.* ,1987) : ZC 4.4 (zones à Calcarata et à Falsostuarti), ZC 4.5 (zone à Gansseri), TA 1.1 (ou TA 1.2 ; zone à Mayaroensis).

# III- Résultats d'ordre structural

## 1- PALEOZOIQUE

L'étude du Paléozoïque du massif des Traras et des affleurements côtiers oranais révèle les manifestations d'une tectogenèse polyphasée au cours de la période hercynienne.

Des comparaisons sont établies avec les événements tectoniques datés dans les boutonnières paléozoïques voisines de la Meseta orientale marocaine (Hoepffner, 1987). Cette démarche nous permet de proposer un calendrier possible des événements géodynamiques enregistrés dans les terrains non datés avec précision au sein de l'ensemble anté-westphalien de Madakh.

### - *Phase anté-viséen supérieur (phase bretonne)*

Cette phase de raccourcissement éovarisque (tardi-acadienne) correspond à la fermeture des bassins de flysch sur une période échelonnée entre le Dévonien supérieur (Frasnien) et le Viséen supérieur.

Le style des déformations est commun à tout le domaine hercynien avec une vergence des structures souples vers l'Ouest dans la Meseta orientale marocaine, probablement dans le massif des Traras et dans la zone Sud-Ibérique d'une part, et vers le Nord-Ouest dans les Ghomarides d'autre part.

Elle comporte 2 épisodes de plissements synchisteux successifs, les déformations souples évoluant en cisaillement. A Madakh et dans les Traras, une phase d'écaillage au moins relèverait de cette tectogenèse.

Ces deux épisodes plicatifs se réalisent dans un contexte de métamorphisme généralement faible ; à Madakh, l'un est accompagné d'un métamorphisme dont l'intensité atteint l'isograde de la biotite (comme à Midelt selon Hoepffner, 1987), l'autre d'un métamorphisme épizonal qui induirait localement le "faciès schistes-verts".

- ***Phase post-viséen supérieur***

Dans le massif des Traras, l'incertitude sur l'âge d'événements tectoniques postérieurs au Viséen supérieur tient à l'absence de terrains du Paléozoïque supérieur anté-autunien. Toutefois, l'écaillage et les décollements vers l'Ouest qui affectent la série paléozoïque dans son ensemble (le complexe volcano-sédimentaire présumé du Viséen supérieur inclus) relèvent vraisemblablement de cette tectogenèse, conformément au style qui la caractérise dans la Meseta orientale marocaine (selon Hoepffner, 1987). Ces déformations précèderaient la mise en place des magmas granitiques fini-westphaliens (Guardia, 1975, Gonord et Rolet, 1976).

Dans le Massif de Madakh, les déformations impliquant des dolomies paléozoïques, dont le dépôt est apparemment postérieur à une phase d'écaillage, sont issues vraisemblablement de cet événement.

- ***Mouvements tardi-hercyniens***

Une tectogenèse postérieure au Westphalien C interrompt l'évolution sédimentaire des bassins de la Meseta orientale marocaine.

Dans le massif des Traras, Guardia (1975) lui attribue essentiellement des cassures N 20-50. Ces cassures décrocheraient et verticaliseraient les surfaces d'écaillage.

Les manifestations de cette phase ne sont pas clairement exprimées dans les massifs littoraux oranais. Seuls les conglomérats de la partie supérieure de la Formation de la Montagne des Lions, datés du Stéphanien A-B, sont interprétés comme une conséquence possible du rajeunissement des reliefs varisques.

## 2- CRETACE

Nous avons mis en évidence l'existence d'un événement tectonique majeur, pendant le Sénonien, dans le Domaine tellien oranais. Il s'agit d'une phase de raccourcissement interrompant une longue période jalonnée de déformations distensives. Ses manifestations

sont différentes dans la zone paléogéographique de dépôt des unités à "affinité rifaine" et dans celle des unités à "affinité tellienne".

### a) Parautochtone et unités à "affinité rifaine" (massifs à schistosité)

- Style

Le style de la déformation rappelle celui de la phase 1 décrite dans les massifs côtiers oranais (Guardia, 1975, Fenet, 1975) mais rapportée à l'Eocène (Delteil et *al.* , 1971, Guardia, 1975). Il se traduit par un plissement isoclinal de grande amplitude accompagné d'une schistosité de fracture et d'une schistosité de flux (N 60). Le mécanisme de la déformation est l'aplatissement. Le déversement des plis vers le Sud s'exagère et se matérialise par des écaillages et des chevauchements dans lesquels les masses calcaires des Djebels Orousse et Borosse (massif d'Arzew) trouveraient leur origine.

Tous ces caractères se retrouvent dans la nouvelle interprétation de la structure du Massif d'Arzew établie à partir d'une cartographie détaillée du secteur occidental. Par extension, les déformations N 40-60 et N 60, mesurées respectivement dans le Djebel Khar (Ciszak, 1987) et dans le massif de Madakh, et la genèse des écailles à matériel schistosé et épimétamorphique jurassico-crétacé ("allochtone carbonaté" de Fenet, 1975) relèvent très probablement de cette phase.

- Métamorphisme

La phase tectonique crétacée est accompagnée et suivie par un métamorphisme épizonal mais pouvant atteindre le faciès "schistes-verts" dans les parties les plus déformées.

L'âge de ce métamorphisme a été discuté ; il ne serait pas plus jeune que le Campanien dans le cas où l'âge radiométrique (80 + ou - 8 Ma) d'une métadolérite intracrétacée (Ciszak et *al.* , 1985) correspondrait à celui des minéraux de deuxième génération et non à l'âge de l'intrusion magmatique.

- Limites

Cet événement tectonique débuterait après le Cénomanien moyen, plus vraisemblablement après le Turonien.

Il s'achève avec la mise en place du Complexe bréchique à Trias resédimenté, accompagnée ou immédiatement suivie par la venue des dépôts terrigènes ("flysch rouge" daté du passage Campanien-Maastrichtien). Cet ensemble détritique caractérise un prisme de bas niveau marin, limité à la base par une discontinuité eustatique de type 2 (Haq et *al.* , 1987) transformée en discontinuité de type 1 par ces mouvements tectoniques. Cette discontinuité coïncide aussi avec la surface de décollement des unités "sénoniennes".

### b) Zone de dépôt du matériel constituant les nappes telliennes

Les mouvements sénoniens se traduisent, dans le secteur du Pic Tafaraoui, par une schistosité de fracture bien exprimée dans les formations du substratum anté-maastrichtien, par l'étirement des Ammonites de l'Albien supérieur, par la discordance du Santonien et par la discordance du Maastrichtien.

## IV- Résultats d'ordre paléogéographique

Les étapes qui jalonnent l'évolution paléogéographique du Tell oranais sont commandées par les phases tectoniques provoquées par les mouvements relatifs des plaques.

Au Paléozoïque, la paléogéographie est dirigée par le déplacement relatif des continents de Gondwana et de Laurentia qui induit, au Dévonien, l'ouverture de la Paléotéthys. Les reconstitutions retenues (modèle de Lefort, 1989) soulignent la composante dextre du coulissement entre les deux marges cratonisées.

A partir du Lias, le mouvement s'inverse et va s'accentuer. La plaque africaine est alors animée d'un glissement vers l'Est, à la fois latéral et divergent par rapport à la plaque eurasiatique. Ce mouvement s'effectue en liaison avec l'ouverture des différentes parties de l'Atlantique : l'Atlantique central à partir du Jurassique moyen, au niveau de l'Ibérie au Crétacé moyen et pour le bassin septentrional (région du Labrador) à partir du Crétacé supérieur (Tapponnier, 1975 ; Olivet et *al.* , 1984).

Les principaux événements qui ont marqué l'évolution paléogéographique de cette région sont intégrés dans les synthèses proposées tout au long de ce travail. Nous avons suggéré de les replacer dans un contexte géodynamique élargi à la marge septentrionale du bâti africain ; nous en résumons ici les caractéristiques majeures.

### 1- PALEOZOIQUE

Les boutonnières hercyniennes oranaises ( Traras, Ghar Rouban et Tiffrit) s'intègrent bien dans le cadre géodynamique de la Meseta orientale marocaine (étudiée par Hoepffner, 1987). Celui-ci, étendu aux noyaux bético-rifo-kabyles, englobe à notre avis les affleurements de l'Oued Madakh qui constituent alors un maillon, jusque là manquant, entre ces deux segments des "Hercynides maghrébines".

Les étapes principales de l'évolution paléozoïque sont les suivantes :

**- A l'Ordovicien,**

existence d'une plate-forme alimentée en produits terrigènes, riches en quartz et en micas, issus de l'érosion de reliefs cristallins méridionaux (Inlandsis saharien) et occidentaux (Chaîne panafricaine).

**- Au Silurien,**

approfondissement généralisé et dépôts à dominante argileuse. Les phtanites du Llandovery-Tarrannon sont interprétés comme des dépôts condensés en période d'inondation maximum.

**- Au Dévonien,**

distension post-orogénique. Les premiers dépôts discordants, qui scellent les structures d'une orogenèse acadienne (*sensu* Hollard et *al.* , 1976) accompagnée de surrections locales (Blocs des Sehoul, bordure ouest du Maroc), sont datés du Dévonien moyen dans tous les affleurements prételliens oranais. Une sédimentation turbiditique se développe sans lien apparent et en même temps que des dépôts carbonatés de plate-forme, localement à cachet subrécifal (calcaires à Tentaculites). Au fonctionnement d'un seul sillon à flysch bordé d'une plate-forme carbonatée (Hoepffner, 1987), nous préférons y voir celui de plusieurs bassins issus de la combinaison d'un mouvement divergent contrôlé par les directions E W du faisceau Rabat-Tiflet (Michard, 1979) et d'un mouvement latéral le long des directions N 70-80 qui orientent le domaine sédimentaire (selon Hoepffner, 1987).

Le domaine paléogéographique des terrains de Madakh correspond à l'une de ces zones subsidentes dévoniennes révélée par le dépôt des alternances argilo-gréseuses de type flyschoïde. Ces dernières sont associées à un complexe conglomératique dont les conditions de dépôt nous paraissent comparables à celles des conglomérats d'Imouzzer du Kandar (Maroc), d'âge emsien (Charrière, 1990), alimentés par l'érosion de reliefs alignés vers l'Est sur le "Bloc de Sehoul".

Compte tenu des déformations tangentielles successives varisques et alpines, la zone de dépôt des conglomérats de Madakh est placée à proximité de la Zone Sud-Portugaise, aux confins des orogènes acadien et ligérien (modèle de Lefort, 1989). Cette hypothèse est confortée par la présence de copeaux de roches ultrabasiques et d'orthogneiss siluro-dévoniens qui jalonnent cette suture ligéro-acadienne et qui seraient aussi les indicateurs du secteur d'où proviendraient les serpentinites de l'Oued Madakh.

**- Au passage Dévonien supérieur (Frasnien)-Viséen supérieur,**

la phase bretonne (éovarisque) correspond à la fermeture des bassins. La chaîne qui en est issue dessine un arc de cercle à concavité vers l'Est et comporterait la branche mésétienne du Maroc oriental (Hoepffner, 1987), mais aussi les Traras, le segment de Madakh, la Zone Sud-Ibérique et, plus vers l'Est, les noyaux bético-rifo-kabyles.

**- Au Viséen supérieur,**

les premiers dépôts transgressifs sont des calcaires de plate-forme. Les déformations distensives engendrent ensuite des bassins où se développent une sédimentation terrigène dans laquelle se mêlent les produits d'un volcanisme calco-alcalin, soit remaniés, soit disposés en coulées (Complexe volcano-sédimentaire). Cet épisode est précédé localement (région d'Oujda, Traras) par la mise en place d'olistostromes.

La paléogéographie, au moins en Meseta oranaise (ou Meseta orientale marocaine), serait comparable à celle du Dévonien inférieur et moyen ; elle prépare la phase orogénique sudète.

**- Au Carbonifère supérieur,**

pendant la période Westphalien moyen et supérieur, se développe une sédimentation de type fluvio-deltaïque contribuant au remblaiement de zones côtières effondrées, le bassin de Jerada au Maroc (Desteucq et *al.* , 1987) par exemple. Cet épandage est nourri par l'érosion de la chaîne varisque dont les Traras, les secteurs de Ghar Rouban et d'Oujda constituaient les reliefs émergés ; nous supposons un prolongement de cette chaîne vers le N.E englobant les noyaux bético-rifo-kabyles (nous avions proposé une hypothèse analogue pour la chaîne bretonne au Dévonien).

Les mouvements tardi-varisques, à la fin du Westphalien, sont suivis par la mise en place d'un nouveau cône de déjection clastique sur une vaste province dont l'extension correspond latéralement à une grande partie du futur domaine tello-rifain. On connaît en effet ces faciès rubéfiés qualifiés de "verrucano", depuis les massifs littoraux oranais jusque dans les massifs du Chélif. La localisation des aires nourricières a été discutée. Les "horsts frontaliers" et le massif des Traras ont vraisemblablement contribué à fournir la fraction d'origine sédimentaire (quartzites, pélites et phtanites) de ce Verrucano ; en revanche, il est probable qu'une grande partie des quartz provenait d'anciens socles cratonisés mis à l'affleurement dans un domaine septentrional. Ce domaine pouvait correspondre aux noyaux bético-rifo-kabyles alignés avec une "province sarde" (à socle de type sarde) plus orientale et pourvoyeuse aussi, selon Caire (1971), des quartz du faciès verrucano d'Algérie, de Sardaigne et de Sicile.

## 2- JURASSIQUE

La comparaison des faciès de l'allochtone tellien avec ceux de l'avant-pays autochtone permet de conclure à une évolution sédimentaire comparable, voire identique. Elle met en évidence, sur la marge nord du bâti saharien, l'installation, au Lias moyen, d'une plate-forme carbonatée très étendue vers le Nord et son approfondissement progressif jusqu'à la fin du

Dogger. Cette sédimentation à dominante calcaire est ensuite relayée par les dépôts de type turbiditique des Argiles de Saïda qui se poursuivraient dans le domaine tellien jusqu'à l'Oxfordien supérieur. Cette période marque la fin de l'histoire commune entre les domaines prétellien et tellien, le premier correspondant à une nouvelle plate-forme carbonatée, le second accentuant son caractère distal.

La sédimentation du Jurassique est essentiellement contrôlée par deux paramètres qui sont respectivement l'eustatisme et la tectonique :

- l'interprétation des formations lithologiques comme des cortèges sédimentaires relevant de séquences de dépôt montre que l'eustatisme est responsable des mouvements transgressifs ou régressifs plus souvent que la tectonique ;

- le rôle de la tectonique est toutefois loin d'être négligeable. Les reconstitutions structurales du domaine prétellien (Elmi 1972, 1977, 1983 ; Benest 1971, 1985) font apparaître 2 alignements paléotectoniques majeurs : l'un, proche de la direction N 70, probablement hérité des phases hercyniennes, l'autre, de direction N 110-140, acquis plus récemment. Ces deux directions correspondent aux grands linéaments qui déterminent, sur la marge sud-téthysienne, les grandes provinces sédimentaires. Ces domaines paléogéographiques sont eux-mêmes découpés en blocs dont l'effondrement ou le basculement , en régime extensif, induit la formation de hauts-fonds. Ces zones d'échelle régionale ou locale sont caractérisées par une subsidence différentielle qui définit dans chaque cas l'espace disponible pour le dépôt des sédiments progradants ou rétrogradants entre le niveau de la mer et le fond du bassin.

Un calendrier des phases tectoniques majeures a été proposé (Elmi 1972, 1977). La plupart de ces déformations sont rendues responsables des mouvements transgressifs et des émersions. De fait, les deux phénomènes, tectonique et eustatisme, concordent le plus souvent, nous les examinerons ici, à chacune des étapes de l'évolution géodynamique de la plate-forme oranaise :

- ***La phase intradomérienne*** (Domérien moyen) coïncide avec l'arrivée d'un matériel argileux dans les zones qualifiées de subsidentes (Lucas, 1952). La discontinuité qui en résulte apparaît comme une discontinuité d'ordre eustatique de type 1, située à la limite inférieure de la zone à Stokesi (Haq et *al.* , 1987). Ses manifestations (dans le cas où son existence n'est pas à mettre en doute) se surimposeraient donc aux effets de l'eustatisme.

- ***La phase aalénienne*** (fin de la zone à Opalinum), dans le Djebel Sekika, empêcherait le dépôt, ou provoquerait l'érosion, de plusieurs séquences dans l'intervalle Toarcien supérieur (Ammonitico rosso) - Bathonien supérieur (Marnes du Sekika). Dans les autres secteurs des Traras (Fillaoussène), à Ghar Rouban et à Saïda, elle se surimpose à une chute du niveau de la mer au-delà de la bordure de la plate-forme côtière qui se traduit par

une discontinuité de type 1 (à 177 Ma selon Haq et *al.* , 1987). Cette discontinuité pourrait s'exprimer aussi, notamment dans le Sekika, par le creusement de vallées au dépens du substratum liasique. En conséquence, on peut se demander si ce n'est pas (à l'échelle de la plate-forme) cette baisse eustatique et non "des jeux tectoniques différentiels" (Elmi, 1977) qui individualiseraient les "hauts-fonds" (alors largement érodés) et les "zones subsidentes".

- ***La troisième phase tectonique (début du Bajocien supérieur)*** correspondrait à un enfoncement généralisé de la plate-forme et serait "responsable du retour d'un matériel argileux dans les vasières" (Elmi, 1972). Or, la plate-forme est le siège, à cette époque, de dépôts transgressifs datés de la zone à Subfurcatum : Couches du Ben Kmer, Marnes de Zahra ou Calcaires à oolithes ferrugineuses (sur la partie médiane du "horst de Ghar Rouban"). Cette transgression s'est donc produite en période de hausse eustatique, la tectonique n'intervenant que pour modifier le taux de subsidence (comme, par exemple, le rendre plus élevé que les apports sédimentaires dans la partie médiane du "horst").

Par ailleurs, une phase eustatique se produit avec les mêmes tendances transgressives au Bathonien inférieur avec le dépôt des Marnes du Sekika (zone à Zigzag).

- ***La phase tectonique du Bathonien supérieur*** n'est pas nécessairement le seul facteur responsable de la lacune du Bathonien supérieur dans les séries du Dogger prétellien. Le Bathonien supérieur est marquée aussi par une chute eustatique majeure (discontinuité de type 1) qui a entraîné l'émersion d'une grande partie de la plate-forme tlemcénienne, émersion accompagnée de l'érosion d'une partie du Bathonien moyen. Toutefois, des mouvements tectoniques locaux ont entretenu plus ou moins longtemps les conditions d'un bas niveau marin. Ces mouvements sont suivis par une reprise hétérochrone de la sédimentation, entre le Callovien inférieur et le Callovien moyen, à l'origine de divers faciès sur tout le domaine prétellien (marnes dans les Traras, calcaires oolithiques sur la partie médiane du "horst de Ghar rouban", calcaires ferrugineux à Beni Bahdel, calcaires bréchoïdes à Tiffrit ou calcaires dolomitiques au Djebel Ben Kmer).

- ***La phase intracallovienne*** se marque localement (Ghar Rouban, Traras) par un épandage terrigène grossier (Grès de Bou Beker du Callovien moyen) et par la nature turbiditique de certains corps sédimentaires au sein des Argiles de Saïda (Callovien-Oxfordien inférieur). Ces mouvements, amplifiant l'espace disponible, auraient maintenu ces domaines sédimentaires dans des conditions de bas niveau marin à la fin du Callovien inférieur et au Callovien moyen. Une telle tectogenèse locale a pour conséquence de transformer la limite inférieure de type 2, d'une séquence de dépôt corrélée avec le cycle eustatique de 3ème ordre ZA 3.2, en discontinuité de type 1.

- ***La phase "argovienne"*** (*sensu* Elmi, 1977) correspondrait, dans le bassin tellien, à une lacune stratigraphique étendue sur le Callovien supérieur et l'Oxfordien inférieur (Atrops et *al.* , 1991). Sur la plate-forme, elle serait à l'origine d'une nouvelle sédimentation détritique (Grès de Bou Medine) dont les premiers dépôts, datés de la zone à Transversarium, constituent un prisme de bas niveau marin.

Une phase majeure, située pendant le Tithonique inférieur, aurait des incidences sur le dépôt des Marno-calcaires de Raouraï (Benest, 1990) que nous interprétons comme un cortège de haut niveau marin déposé dans la zone subtitale de la plate-forme.

## 3- CRETACE

La marge méridionale de la Téthys maghrébine se présente, au début du Crétacé, comme une marge mobile en contexte cisaillant. La sédimentation est contrôlée par le jeu des fractures majeures le long desquelles se combinent un mouvement latéral, dans la direction des décrochements EW et WNW-ESE (Biju-Duval et *al.* , 1976, Dercourt et *al.* , 1985) qui guident le coulissement de l'Afrique par rapport à l'Europe, et un mouvement divergent engendrant ou réactivant les accidents N 45-70 (direction africaine de Vila, 1980). Ce mécanisme individualise sur la marge sud téthysienne des zones subsidentes en distension, évoluant en bassins, et des zones plus résistantes, animées d'un mouvement ascendant dans un régime en compression. Ces mouvements concourent à différencier, dès la fin du Jurassique, les domaines prétellien et tellien.

### 3.1- Du Berriasien au Valanginien

La paléogéographie de la marge nord-africaine en Oranie comporte du Sud vers le Nord les domaines suivants :

- le domaine tlemcénien occupé par une plate-forme homoclinale ouverte vers le Nord et siège d'une sédimentation pélito-gréseuse et carbonatée (Marno-calcaires d'Ouled Mimoun) qui devient marneuse sur la partie distale (zone paléogéographique des massifs à schistosité oranais), les relations de proximité entre ces deux domaines ne pouvant toutefois être clairement établies ;

- une zone subsidente qui préfigure le bassin méridional tellien oranais (patrie des unités à "affinité rifaine"), et dans laquelle s'accumulent les flyschs "tithonique-néocomiens" ;

- une province septentrionale (patrie des Unités "albo-cénomanienne" et "Chouala") où se développent des calcaires de plate-forme puis des marnes. Les Traras et la région des

"horsts frontaliers", ainsi que le promontoire Bechtout-Zaccar, représentent, respectivement à l'Ouest et à l'Est, des domaines structuraux résistants.

### 3.2- De l'Hauterivien au Turonien

Les déformations accentuent les différences paléogéographiques entre le bassin "méridional tellien" et le domaine tlemcénien.

Le domaine prétellien accueille, de l'Hauterivien au Barrémien, les produits de l'érosion des terres émergées au Sud (Sahara) et à l'Ouest (Maroc : "Terre des Idrissides" de Choubert et Faure-Muret, 1962) ; il constitue la partie distale de l'immense delta de plate-forme qui recouvre la bordure septentrionale du Craton Ouest-africain.

a) La comparaison des séries du Crétacé inférieur des Monts de Daïa et des Monts de Frenda met en évidence l'existence d'une zone haute centrée sur le "môle de Tiffrit", paléostructure héritée des déformations distensives jurassiques (Benest et Ghali, 1985).

La présence du *"haut-fond de Saïda"* (Peybernès, Ciszak et Cugny, 1986) induit le dispositif en *onlap*, en direction de l'Est, des séries éocrétacée et mésocrétacée des Monts de Daïa remplissant alors un graben.

En revanche, dans les Monts de Frenda, l'influence de ce haut-fond se traduit par l'érosion ou par l'absence du dépôt d'une grande partie du Crétacé inférieur (Berriasien *p.p.* à Albien moyen probable) ; cette activité perdurerait dans ce secteur pendant le dépôt des Argiles de Sidi-Ouadah tenues pour l'équivalent des dépôts fluvio-deltaïques des Grès de Bossuet (Albien).

L'uniformisation des faciès et des épaisseurs, à l'échelle du domaine prétellien, ne s'effectue qu'au Cénomanien avec l'arrivée de dépôts terrigènes littoraux ("marnes à Huîtres"), suivis de dépôts nettement plus ouverts (marnes à Echinides et calcaires à microfaune planctonique du Turonien).

b) Le bassin tellien s'approfondit ; le sillon externe, le plus méridional [zone paléogéographique des massifs à schistosité et des unités "à affinité rifaine" (*sensu* Guardia, 1975)], s'étend vers le Nord où il inclut la patrie des unités "albo-cénomaniennes". Il s'y développe des flyschs : le "flysch d'Arzew" d'âge Barrémien à Bédoulien (Ciszak et Peybernès, 1986) et les "flyschs albo-aptiens". Cette période de rifting s'accompagne de phénomènes halocinétiques, le long des failles normales, et vraisemblablement des premières resédimentations à matériel "triasique".

Il est hautement probable qu'à l'Albien l'étirement de la croûte sous les bassins ait été accompagné de magmatisme dont les métadolérites post-néocomiennes du Massif d'Oran (Ciszak et *al.* , 1985) seraient les témoins.

La distension serait aussi à l'origine du démantèlement de la plate-forme carbonatée dans la zone de dépôt de l'Unité Chouala, entraînant ainsi la formation de blocs apparemment remaniés dans les marnes albo-aptiennes

Le passage Cénomanien-Turonien correspond vraisemblablement à l'état d'approfondissement maximal de tout le bassin tellien oranais. L'existence de mers de forte bathymétrie est révélée, notamment au Turonien, par une sédimentation très réduite et condensée (radiolarites) ou localement absente.

### 3.3- Intervalle Campanien - Maastrichtien

A la suite de la phase tectonique néocrétacée (Coniacien à Campanien inférieur inclus), les zones méridionales (Hautes-plaines, Zone Tlemcénienne) sont émergées. Dans le bassin tellien oranais, la sédimentation est essentiellement contrôlée par l'eustatisme. Les périodes de bas niveau marin favorisent la resédimentation du "Trias" "en masses" (ou coulées sous-marines) par des phénomènes gravitationels, dans les grabens nouvellement formés ; ces amas peuvent accompagner des dépôts turbiditiques ("flysch rouge" campano-maastrichtien (Ciszak et Peybernès, 1986), ou "flysch à microbrèches" du Maastrichtien "moyen").

Cette dynamique du bassin tellien oranais rappelle celle d'un bassin sur relais de décrochements qui évoluerait en transtension au Crétacé inférieur, en distension maximum au Cénomanien supérieur-Turonien et en transpression au Sénonien (anté-Campanien supérieur). Un modèle comparable est aussi proposé pour l'évolution géodynamique des bassins du Tell oriental et du Tell central dont les phases tectogéniques majeures sont datées respectivement de l'Albien et de l'Albo-Cénomanien. Ces paroxysmes accompagnés de schistosité et de métamorphisme, correspondent à la fermeture de ces bassins, fermeture qui s'établit progressivement de l'Est vers l'Ouest, atteignant ainsi le domaine tellien oranais au Sénonien puis le domaine rifain au Miocène (Andrieu, 1971).

# V- A propos du Complexe bréchique à Trias resédimenté (ex-"Complexe triasique" ou Trias à faciès "tellien")

De l'étude du Complexe bréchique à Trias resédimenté (part. 2, chapitre II) ont été dégagés de nombreux résultats ; nous en rappelons les principaux.

## 1- Caractères généraux

1.1- Composition lithologique

Il s'agit de brèches polygéniques à éléments hétérométriques liés par une matrice gypseuse ; ces brèches sont elles-mêmes reprises dans des terrains tertiaires ; il n'en subsiste quelquefois que des éléments isolés, la matrice gypseuse ayant été dissoute.

Le gypse, les cargneules, les dolomies (pulvérulentes et bréchiques) noires, les argilites rouges, certaines "roches vertes" (diabases), éléments quasi-permanents dans tous les affleurements de l'Est à l'Ouest du Tell, sont très certainement d'origine triasique.

1.2- Signification

Compte tenu des différences relatives à la composition lithologique, à la position structurale et à la structure interne de la plupart des affleurements, il convient de distinguer :

- d'une part, deux *types de gisements* : ceux des massifs côtiers à schistosité, dans les unités parautochtones ou allochtones à "affinité rifaine" (*sensu* Guardia, 1975), et ceux des massifs à dominante marneuse, dans les unités allochtones à "affinité tellienne" (généralement les "nappes sénoniennes") ;

- d'autre part, deux *modes de gisements* : les gisements interstratifiés et les lames tectoniques.

## 2- Caractères spécifiques

### *2.1- Gisements dans l'allochtone tellien oranais*

**a) Gisements interstratifiés** (généralement dans le Maastrichtien)

Ils forment des amas lenticulaires, d'extension latérale métrique à hectométrique, répartis cartographiquement suivant des tracés linéaires hectométriques à kilométriques. Ils soulignent la base des formations du Sénonien supérieur (ils constituent de ce fait, de bons repères cartographiques) ou sont disposés au sein même de ces formations.

- Affleurements les plus significatifs

Dans le Sénonien du Pic Tafaraoui (Monts du Tessala).

- Composition lithologique

Ces gisements sont caractérisés par une matrice gypseuse. Ils comportent, outre les éléments triasiques traditionnels (cf. précédemment), des roches non métamorphiques d'origine sédimentaire (par exemple : dolomies stromatolithiques du Lias inférieur, calcaires à Brachiopodes du Dogger, calcaires à Orbitolines du Crétacé inférieur, marno-calcaires à Hedbergelles et Ticinelles de l'Albo-Cénomanien, marnes à Foraminifères planctoniques du Sénonien, etc.).

- Structure

C'est celle d'un dépôt de type *mass-flow* : pas de granoclassement, litages ou stratifications frustes, parallèles au pendage de l'encaissant.

Les constituants gypseux présentent très souvent des laminations contournées, héritage d'une mise en place tectonique. La sphéricité de ces éléments gypseux, enduits par ailleurs d'une croûte microgranulaire légèrement limoniteuse, et celle de la plupart des clastes, témoigne aussi en faveur d'un écoulement par gravité.

- Mise en place

Ce matériel est assimilé à un cortège de bas niveau marin. Il peut, à ce titre, être accompagné de décharges détritiques turbiditiques. Toutefois, des éléments peuvent être resédimentés par la suite, et former des amas de taille modeste (métrique), totalement isolés au sein des marnes maastrichtiennes (Aïn El Berd), celles-ci pouvant alors représenter l'intervalle transgressif (ou le prisme de haut niveau marin) d'une séquence de dépôt.

Un étalonnage biostratigraphique des termes encaissants devient alors nécessaire pour dater les périodes de resédimentation.

**b) Lames tectoniques**

- Affleurements les plus significatifs

Oued Hammam près de Hacine (ex-Dublineau).

- Composition lithologique

Ces affleurements sont constitués d'amas de brèches chaotiques à matrice gypseuse, de forme lenticulaire et allongée, d'extension plurihectométrique. Ils sont caractéristiques du Crétacé inférieur des nappes "Chouala".

Les contacts au toit et au mur des affleurements sont tectoniques, soulignés le plus souvent par des brèches tectoniques. Dans certains cas, au contact de l'encaissant, le gypse de la matrice présente des laminations versicolores très contournées (curtain folds) suggérant une mise en place "intrusive".

- Signification

Ces lames tectoniques sont interprétées comme les vestiges déformés des "couloirs" ou des "cheminées" de migration du matériel évaporitique, certainement d'anciennes failles. Cependant il n'est pas exclu que certaines de ces lames aient pu correspondre, à l'origine, à des amas resédimentés dans le Crétacé inférieur ; ces derniers y représenteraient alors les cortèges de bas niveau marin des séquences de dépôt.

Le complexe bréchique peut éventuellement jalonner la base d'unités charriées ("semelle de nappes"), mais ce n'est peut être pas le cas le plus fréquent dans l'allochtone tellien. En revanche il constitue probablement une zone de fragilité privilégiée à l'intérieur des séries crétacées, favorisant la création de discontinuités tectoniques.

### *2.2- Gisements des massifs à schistosité*

#### a) Gisements interstratifiés

Le Complexe bréchique épouse les irrégularités d'un substratum structuré, érodé, dont la série anchimétamorphique, jurassico-crétacée, ne dépasse pas le Cénomanien. Il souligne la base de la couverture non métamorphique néocrétacée, datée du passage Campanien-Maastrichtien.

- Affleurements les plus significatifs

Région de Beni-Saf (carrière de Ghar Baroud-Melkimen, Oued Saf-Saf et Tuilerie de Beni-Saf) ; Douar Sarrahoui (Massif d'Oran)

- Composition lithologique

La matrice est essentiellement argilo-gréseuse. La proportion de gypse y est beaucoup plus faible que dans celle du Complexe des massifs à dominante marneuse. Les dolomies noires, les "roches vertes" et les argilites rouges sont ici surtout accompagnées par des roches métamorphiques (quartzites, pélites, marbres).

- Structure

L'origine sédimentaire est mise en évidence par un granoclassement légèrement marqué et par des stratifications obliques internes, notamment à la base de la formation.

- Mise en place

Les données micropaléontologiques recueillies dans les gisements de Beni-Saf et du Douar Sarrahoui montrent que les gisements interstratifiés des massifs à schistosité correspondent aux premières resédimentations néocrétacées (passage Campanien-Maastrichtien) ; celles-ci sont accompagnées d'une sédimentation terrigène ("flysch rouge").

Leur mise en place relève par conséquent de l'eustatisme (prismes de bas niveau marin) mais aussi de la tectonique marquée par la transformation d'une discontinuité de type 2 en une discontinuité de type 1 (SB 75 de Haq et *al.* , 1987).

**b) Lames tectoniques**

- Affleurements les plus significatifs

Secteurs du Djebel Santa Cruz (terminaison orientale du massif d'Oran), du Douar Sarrahoui et de l'Oued Hammadi.

- Composition lithologique

Les amas ne comportent que des blocs de "roches vertes" et de dolomies, associées quelquefois à des masses d'argilites rouges. L'ensemble est très tectonisé.

- Signification

- Dans le Djebel Santa Cruz, le Complexe bréchique constitue des lames tectoniques imbriquées dans les écailles du "parautochtone" ou des unités à "affinité rifaine" (*sensu* Guardia, 1975). Ce dispositif pourrait relever d'un écaillage postérieur à la mise en place des nappes, comme le suggère Guardia (1975).

- Le Complexe bréchique est associé aux copeaux tectoniques de l'Oued Hammadi et de Sidi Hammadi, vestiges probables des nappes telliennes à matériel sénonien.

### 3- En résumé

La comparaison des gisements interstratifiés de Beni-Saf (massifs à schistosité) et du Tessala (massifs à dominante marneuse) montre :

- l'existence de deux domaines de sédimentation distincts dès la fin du Campanien (la zone paléogéographique du "parautochtone" et la patrie des nappes "telliennes");

- la succession de deux phases de resédimentation d'un matériel d'origine essentiellement triasique, avec genèse d'amas conglomératiques constituant les cortèges de bas niveau marin de deux séquences de dépôt, respectivement attribuées aux zones à Calcarata et Falsostuarti (passage du Campanien au Maastrichtien), à la zone à Gansseri (Maastrichtien moyen). Une troisième phase de resédimentation est datée de la zone à Mayaroensis (Maastrichtien supérieur).

La première phase de resédimentation a pour effet de cacheter les déformations relevant de mouvements tectoniques du Sénonien moyen à supérieur (Santonien à Campanien inférieur inclus). Cette tectogenèse serait accompagnée de schistosité et de métamorphisme dans les zones paléogéographiques du "parautochtone" et des unités à "affinité rifaine", et seulement de schistosités dans la patrie d'origine des unités "telliennes".

Un premier objectif consisterait à reconnaître les marques de l'halocinèse dans les formations jurassiques et crétacées, dans l'hypothèse où les resédimentations sénoniennes sont celles d'un matériel triasique *d'origine diapirique*. Il est probable que les migrations se soient effectuées le long des failles normales limitant des blocs (basculés?) constitués

pendant le rifting éocrétacé. Cependant quelques gisements à proximité de l'Oued Hammam (Oued Hammam I) évoquent l'intrusion des évaporites au sein même du Crétacé inférieur des nappes "Chouala".

Un deuxième objectif viserait à rechercher le caractère sédimentaire originel de certains amas inclus dans le Crétacé inférieur des unités "telliennes" (Unité albo-cénomanienne et Unité Chouala).

Notre étude a montré que le Complexe bréchique ne se situait pas nécessairement à la semelle des nappes, notamment à la base des unités "sénoniennes". *Elle remet en question l'actuelle composition stratigraphique des unités "telliennes" et par voie de conséquence le découpage structural de l'allochtone tellien.*

# BIBLIOGRAPHIE

# BIBLIOGRAPHIE


ABDELHALIM R. (1970).- Etude pétrographique et structurale du granite de Nédroma et de son auréole de métamorphisme.
*Thèse Doct. Spécialité , Alger (Algérie)*, 96 p.

ALLEMANN F., CATALANO R., FARES F. et REMANE J. (1971).- Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the western mediterranean Province.
*Proceed II Plankt. Conf., Roma (1970)*, vol. II, p. 1337-1340.

ALMERAS Y. et MOULAN G. (1982).- Les Térébratulidés liasiques de Provence. Paléontologie, biostratigraphie, paléoécologie, phylogénie.
*Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 86, 365 p.

ALMERAS Y. et PEYBERNES B. (1979).- Les Brachiopodes du Dogger des Pyrénées Navarro-Languedociennes.
*Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n° 76, p. 23-133

AMEUR A. (1978).- Etude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique inférieur et moyen de la partie orientale de la chaîne du Fillaoussène
*Thèse Doct. Spécialité Oran (Algérie)*, 192 p.

AMEUR A. , KHARROUBI B., MEKAHLI L., ALMERAS Y. et ELMI S. (1989).- Biostratigraphie des brachiopodes liasiques d'Algérie occidentale.
*7ème Sem. natl. des Sc. de la Terre, Alger*, résumés (inédit), p. 4

ANDREU-BOUSSUT B. (1991).- Les Ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien), le long d'une transversale Agadir-Nador.
*Strata*, série 2, vol. 14, p. 1-765, 2 tomes.

ANDRIEUX J. (1971).- La structure du Rif central.
*Notes Mem. Serv. géol Maroc*, n° 235, 150 p.

ARKELL W.J. et BUSSON G. (1955).- Le Jurassique du massif du Bou Rheddou (Nord de Tiaret, Algérie).
*C. R. Acad. Sc. Paris*, D, 241, n° 5, p. 422-424.

ASEBRIY L. (1984).- Etude géologique de la zone subrifaine. Nouvelle interprétation paléogéographique et structurale du Rif interne (exemple du Moyen Ouerrha, Maroc).
*Thèse Doct. Spécialité Rabat*, 187 p.

ASEBRIY L, DE LUCA P., BOURGOIS J. ET CHOTIN P. (1987).- Resédimentations d'âge sénonien dans le Rif central (Maroc) : conséquences sur les divisions paléogéographiques et structurales de la chaîne.
*Journal of African Earth Sciences*, vol. 6, n° 1, p. 9-17

ATROPS F (1974).- Le Bajocien inférieur et moyen des Beni Bahdel au Sud-Ouest de Tlemcen (Ouest algérien).
*Géologie Méditerranéenne Marseille*, t. 1, n° 2, p. 75-88.

ATROPS F. et BENEST M. (1981).- Données biostratigraphiques nouvelles sur l'Oxfordien et le Kimméridgien du Djebel Nador de Tiaret (Avant-pays tellien, Algérie) ; conséquences paléogéographiques.
*Géobios*, n° 14, fasc. 1, p. 115-122.

ATROPS F. et BENEST M. (1982).- Découverte de faunes d'ammonites de la zone à Platynota (Kimméridgien inférieur) dans les Monts de Chellala (avant-pays tellien, Algérie) ; conséquences stratigraphiques et paléogéographiques.
*Géobios*, n° 15, fasc. 6, p. 951-957.

ATROPS F. et BENEST M. (1984).- Les formations du Jurassique supérieur du Bou Rheddou au Nord de Tiaret (bordure sud-tellienne, Algérie) : âge et milieux de dépôt.
*Géobios*, n° 17, fasc. 2, p. 207-216.

ATROPS F., BENEST M. et BENOSMAN B. (1991).- Nouvelles données stratigraphiques sur le Malm-Berriasien du Grand Pic de l'Ouarsenis (bassin du Tell, Algérie), série de référence du domaine méditerranéen occidental.
*C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 312, sér.II, p. 617-623.

ATROPS F., DUBEL C., ELMI S. et REVERT J. (1970).- La limite Domérien-Toarcien et l'apparition de la sédimentation marneuse dans le Lias des Monts de ghar Roubane (Ouest algérien).
*Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord Alger*, t. 61, fasc. 3-4, p. 9-18.

ATROPS F. et ELMI S. (1971).- Les divisions chronostratigraphiques du Toarcien de l'Oranie occidentale (Algérie) et leur corrélation.
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 273, p. 2422-2425.

AUCLAIR D. et BIEHLER J. (1967).- Etude géologique des Hautes Plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda.
*Publ. Serv. géol Algérie, Alger*, nouv. sér. , n° 34, p. 3-45.

AUGIER C. (1967).- Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux.
*Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. sér., n° 34, p. 47-80.

BALOGE P.A. (1981).- Foraminifères et ostracodes dans le faciès "Ammonitico-rosso" et associés du Lias (Domérien Toarcien) du Djebel Nador de Tiaret, Algérie.
*In FARINACCI A. et ELMI S.(1980) "Rosso Ammonitico Symposium Proceedings", Ed. Tecnoscienza, Roma*, p. 27-37.

BASSOULET J.-P. (1973).- Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie).
*Thèse Sc. Paris*, 2 t., 497 p.

BASSOULET J.-P. et BENEST M. (1976).- Microfaciès, structures sédimentaires et phénomènes diagénétiques précoces des dépôts inter- et supracotidaux du Lias carbonaté de Sidi Yahia Ben Sefia (Monts de Tlemcen, Algérie).
*Publ. Serv. géol. Algérie, Alger*, nouv. sér., n° 45, p. 35-63.

BASSOULET J-P., BERNIER P., CONRAD M. A., DELOFFRE R. et JAFFREZO M. (1978).- Les Algues dasycladales du Jurassique et du crétacé.
*Geobios, Lyon*, Mém. spéc., n° 2, 330 p.

BAYLE J. et VILLE L. (1854).- Notice géologique sur les provinces d'Oran et d'Alger.
*Bull. Soc. géol. France*, (2), XI, p. 499-506.

BEAUJARD D., CENTENE A., CISZAK R., GONORD H., HACINI A., PAWLOWSKI R. et ROLET J. (1976).- Le massif des Traras, un jalon pour la reconstitution de l'histoire hercynienne nord-maghrébine : précisions stratigraphiques, volcanologiques et structurales sur la partie septentrionale (région d'Honaïne, Algérie occidentale).
*Bull. Soc. Hist. nat. Afrique Nord, Alger*, t. 67, fasc. 3 et 4, p. 225-240.

BEAUJARD D., HACINI A. et PAWLOWSKI R. (1976).- Les pillow-lavas d'âge paléozoïque du massif des Traras.
*4ème R.A.S.T., Paris*, p. 29.

BELLON H. et GUARDIA P. (1980).- Le volcanisme plio-quaternaire d'Algérie occidentale. Etude radiométrique et paléomagnétique.
*Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* , 22, 3, p. 225-237

BENEST M (1971).- Importance des mouvements de coulissage et de rotation dans la mise en place de la partie occidentale de la dépression de Sebdou (Monts de Tlemcen, Algérie).
*Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord, Alger*, t. 62, fasc. 1 et 2, p. 21-38.

BENEST M. (1972).- Les formations carbonatées et les grands rythmes du jurassique supérieur des Monts de Tlemcen (Algérie).
*C. R. Acad. Sc. Paris*, D, t. 275, p. 1469-1471.

BENEST M. (1973).- Présence de faciès de haut-fond dans la plate-forme carbonatée du Jurassique supérieur de la région de Beni-Bahdel (Monts de Tlemcen, Algérie).
*C. R. Acad. Sc. Paris*, D, t. 276, p. 1385-1388

BENEST M. (1981).- La marge nord-gondwanienne de l'Ouest-algérien au Jurassique supérieur et à l'Eocrétacé ; les grands traits de l'évolution tectono-sédimentaire mégarythmique.
*Bull. Soc. géol. France.*, (7), t. XXIII, p. 663-672

BENEST M. (1982).- Importance des décrochements sénestres (N-S) et dextres (E-W) dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (Algérie occidentale).
*Rev. Géog. phys. Géol. dyn.* , vol. 23, fasc. 5, p. 345-362.

BENEST M. (1985).- Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : stratigraphie, milieu de dépôt et dynamique sédimentaire.
*Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 95, (2 fasc. ), 581 p.

BENEST M. (1986).- Le Jurassique supérieur et le Crétacé basal de la plate-forme ouest-algérienne ; âge des formations et corrélations stratigraphiques.
*Vème Conf. scient. intern., PIGC n° 183, Marrakech, Maroc (1985).*
*Rev. Fac. Sc. Marrakech*, n° sp. 2, p. 47-74.

BENEST M. (1990).- Importance du contrôle tectonique de la sédimentation au Tithonique inférieur dans l'avant-pays oranais (Algérie) ; Exemples des Monts de Tlemcen et de Saïda.
*Ann. Soc. géol. Nord*, t. CVIII, p. 155-163.

BENEST M., ATROPS F., ALMERAS Y. ET BENOSMAN B. (1991).- Découverte d'une transgression au Callovien sur le socle tardi-hercynien, dans le domaine sud-tellien (Ouarsenis, Algérie).
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 313, Série II, p. 1555-1562.

BENEST M. et DONZE P. (1979).- Le Crétacé inférieur du Maroc oriental dans l'avant-pays rifain : biostratigraphie et milieux de dépôt.
*7ème R.A.S.T, Lyon*, p. 43.

BENEST M., DONZE P. et LE HEGARAT G. (1977).- Nouvelles données paléontologiques sur le Berriasien de la région de Lamoricière (Ouled Mimoun et El Rhoraf, Monts de Tlemcen, Algérie).
*Géobios*, Lyon, n° 10, fasc. 2, p. 195-249.

BENEST M., DONZE P., LE HEGARAT G. et ATROPS F. (1975).- Le Berriasien de Lamoricière (Monts de Tlemcen, Algérie) : précisions stratigraphiques et évolution faciologique.
*C. R. Acad. Sc. Paris*, D, t. 281, p. 871-874.

BENEST M., DUBEL C. et ELMI S. (1978).- Modalité de l'apparition de la sédimentation carbonatée de plate-forme interne sur la frange méridionale du domaine tlemcénien pendant l'Aalénien et le Bajocien ; "Les dolomies du Tenouchfi" (Algérie nord-occidentale).
*Doc. Lab. géol. Fac. Sci. Lyon*, hors sér. 4 ; Livre jubilaire Jacques Flandrin, p. 29-69.

BENEST M. et ELMI S. (1969).- Précisions stratigraphiques sur le Jurassique inférieur et moyen de la partie méridionale des Monts de Tlemcen (Algérie).
*C. R. som. Soc. géol. France*, n° 8, p. 295-296.

BENEST M., FENET B., GUARDIA P., LAVEINE JP., LEMOIGNE Y. et THOMAS G. (1971).- Découverte de Westphalien CD et de Stéphanien inférieur ou moyen dans les formations détritiques du Djebel Khar (Oran, Algérie).
*C. R. Acad. Sc. Paris*, D, t. 272, p. 1724-1726.

BENEST M. et GHALI M. (1985).- Caractérisation du Tithonique et du Berriasien dans la série de plate-forme des Monts de Saïda (avant-pays tellien de l'Ouest algérien) ; précisions paléogéographiques.
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 300, sér. II, n° 14, p. 393-698.

BENOSMAN B. (1990).- Le Jurassique supérieur de la région de Tiaret (Algérie) : Stratigraphie et faune d'Ammonites.
*Thèse de l'Univ. Claude Bernard, Lyon* , 204 p.

BENOSMAN B. et DUBEL C. (1977).- Analyse numérique de la déformation dans un niveau conglomératique ; massifs côtiers oranais.
*5ème R.A.S.T. Rennes*, p.60.

BERTRAND M. (1896).- Existence du trias gypseux en Algérie.
*Bull. Soc. géol France*, 3, XX, p. 1184.

BIJU-DUVAL B., DERCOURT J. et LE PICHON X. (1976).- From the Tethys Ocean to the Mediterranean Seas : a plate tectonic model of the evolution of the western Alpine system.
*XXVème Congr. C.I.E.S.M., Split (Yougoslavie).*

BISCHOFF G. (1963).- Ostracoden-Studien im Libanon. 1 : Die Gattung *Cythereis* in der Unterkreide.
*Senckenbergiana Lethae*, Vol. 44, n° 1, p. 1-77.

BLANC P. et OBERT D. (1979).- Le métamorphisme lié à la phase tectonique anté-cénomanienne du domaine tellien septentrional (Babors, Algérie).
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXI, n° 2, p. 189-193

BLEICHER M. (1875) - Note sur la géologie des environs d'Oran.
*Bull. Soc. géol. France*, (3), t. III, p. 187-195.

BLEICHER M. (1880).- Recherches sur les terrains antérieurs au Jurassique dans la province d'Oran.
*Bull. Soc. géol. France*, (3), t. VIII, p. 303-309

BLES J.-L. (1971).- Etude tectonique et microtectonique d'un massif autochtone tellien et de sa couverture de nappes : le massif de Blida (Algérie du Nord).
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIII, n° 5-6, p. 549-603

BOILLOT G., RECQ M., WINTERER E., MEYER A.W., APPLEGATE J., BALTUCK M., BERGEN J.A., COMAS M. C., DAVIES T. A., DUNHAM K., EVANS C. A., GIRARDEAU J., GOLDBERG D. J., HAGGERTY J., JANSA L. F., JOHNSON J. A., KASAHARA J., LOREAU J. P., LUNA SIERRA E., MOULLADE E., OGG J., SARTI M., THUROW J. et WILLIAMSON M. A. (1986).- Amincissement de la croûte continentale et dénudation tectonique du manteau supérieur sous les marges stables : à la recherche d'un modèle - l'exemple de la marge occidentale de la Galice (Espagne).
*Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 1, p. 95-104

BOLZE J. (1950).- Diapirs triasiques et phases orogéniques dans les Monts de Téboursouk (Tunisie septentrionale).
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 231, p. 480

BOLZE J. (1954).- Ascension et percée des diapirs au Crétacé moyen dans les Monts du Teboursouk (Tunisie septentrionale).
*C. R. somm. Soc. géol. France*, n° 7, p. 139-141.

BOLZE J. , BUROLLET P. F. et CASTANY G. (1952).- Le sillon tunisien.
*19ème Congr. géol. intern., Alger* ; Monog. rég., (2), Tunisie, n° 5, 112 p.

BOUILLIN J.-P. (1979).- La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie) : une région-cléf pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie.
*Mem. Soc. géol. France*, nouv. sér. , t. LVII, n° 135, p. 1-84.

BOUILLIN J.-P., BOSSIERE G., BOURROUILH R., COUTELLE A., DURAND-DELGA M., GELARD J.-P., GERY B., RAOULT J.F., RAYMOND D. et TEFIANI M. (1984).- Mise au point sur l'âge des socles métamorphiques kabyle (Algérie).
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 298, II, n° 15, p. 655-660

BOUILLIN J.-P., DURAND DELGA M., GELARD J. P., LEIKINE M., RAOULT J. F., RAYMOND D., TEFIANI M. et 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*, (D), t. 270, n° 19, p. 2249- 2252

BOURROUILH R. (1973).- Stratigraphie, sédimentologie et tectonique de l'île de Minorque et du nord-est de Majorque (Baléares). La terminaison nord-orientale des Cordillères bétiques en Méditerranée occidentale.
*Thèse Sciences, Paris. Trav. Lab. Géol. méditer. ass. au CNRS, 822 p.*

BOURROUILH R., COCOZZA T., DEMANGE M., DURAND-DELGA M., GUEIRARD S., GUITARD G., JULIVERT M., MARTINEZ F.J., MASSA D., MIROUSE R. et ORSINI J.B. (1980). Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée.
*Colloque C6 Géologie de l'Europe, XXème Congrès géologique international*, p. 159-188

BRIVES A. (1918).- Contribution à l'étude des gites métallifères de l'Algérie.
*Alger (1918)*, 1 vol., 112 p.

BRIVES A. (1921).- Sur les percements de Trias dans le Maroc occidental.
*C. R. somm. Soc. géol. France*, n° 5, p. 54-56.

BUSSON G. (1969).- Sédimentation, transgression et paléogéographie sur les grandes plates-formes du Mésozoïque : l'exemple du Cénomanien-Turonien du NE de la plate-forme saharienne et de Berbérie.
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XI, p. 687-703.

BUSSON G. (1970).- Le Mésozoïque saharien. 2ème partie : Essai de synthèse des données des sondages algéro-tunisien.
*Edit. C.N.R.S., Paris*, n° 11, t. 1, 340 p.

BUSSON G. (1972).- Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien.
*Mém. Mus. natl. Hist. nat. (Paris)*, sér. C, t. 26, 441 p.

CAILLEUX Y., DELOCHE C., GONORD H. et ROLIN P. (1989).- Cisaillements hercyniens en basses Meseta marocaine.
*Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 335, p. 199-209.

CAIRE A. (1957).- Etude géologique de la région des Biban (Algérie).
*Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. sér., n° 16, 2 v., 818 p.

CAIRE A. (1971) - Chaînes alpines de la Méditerranée centrale (Algérie et Tunisie septentrionales, Sicile, Calabre et Apennin méridional).
*Tectonique de l'Afrique, U.N.E.S.C.O., Sc. de la Terre*, 6, p. 61-90.

CANEROT J. (1974).- Recherches géologiques aux confins des chaînes ibérique et catalane (Espagne).
*ENADIMSA ediciones*, sér. 5, n° 4, 517 p.

CANEROT J. (1989).- Distensions mésozoïques et halocinèse dans les Ibérides (Espagne).
*Bull. Soc. géol. France*, (8), t. V, n° 5, p. 905-912.

CANEROT J., CUGNY P., PEYBERNES B. et RAHHALI I. (1981).- Le complexe urgonien dans l'avant-pays rifain oriental (Maroc).
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 293, p. 699-702.

CANEROT J., CUGNY P., PEYBERNES B., RAHHALI I., REY J. et THIEULOY J.P. (1986).- Comparative study of the lower and mid-cretaceous sequences on different maghrebian shelves and basins - Their place in the evolution of the north african atlantic and neotethysian margins.
*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam*, 55, p. 213-232

CANEROT J., DURAND-DELGA M., PEYBERNES B., RAHHALI I., REY J. et SAINT-MARC P. (1984).- Précision biostratigraphiques et lithostratigraphiques sur le Crétacé inférieur/moyen des bassins côtiers de Safi et d'Essaouira.
*Notes Mém. Serv. Géol. Maroc*, n° 322.

CARIOU E., ELMI S., MANGOLD C., THIERRY J. et TINTANT H. (1971).- Les zones du Jurassique en france ; Callovien.
*C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 91-93.

CARIOU E., ENAY R. et TINTANT H. (1971).- Les zones du Jurassique en France ; Oxfordien.
*C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 93-96.

CATTANEO G. (1987).- Les formations du jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'avant-pays rifain oriental (Maroc).
*Thèse Sciences, Dijon*, 337 p.

CATTANEO G. (1990).- Evolution sédimentaire et paléogéographie du Jurassique supérieur et du Crétacé basal de l'avant-pays rifain oriental (Maroc).
*Bull. Soc. géol. France*, t. 162, n° 1, p. 69-78.

CENTENE A. et CISZAK R. (1976).- Données lithostratigraphiques sur le Silurien des Traras ; un niveau repère pour la compréhension de la structure (région d'Honaïne, Algérie occidentale).
*4ème R.A.S.T., Paris*, p. 102.

CENTENE A., CISZAK R. et DUBEL C. (1978).- Présence de Crétacé supérieur autochtone dans la région de Beni-Saf (Algérie occidentale) : implications paléogéographiques et conséquences structurales.
*C. R. Acad. Sc. Paris*, D, t. 287, p. 979-981.

CENTENE A., CISZAK R., DUBEL C., GONORD H. et ROLET J. (1977).- Position de la série à faciès verrucano au sein des massifs côtiers oranais ; exemple : La Madrague-Cap Falcon.
*5ème R.A.S.T., Rennes*, p. 141.

CENTENE A., CISZAK R., DUBEL C., GREVELLEC J. et LACAS J.L. (1980) - Microtectonique dans la série à faciès verrucano des massifs côtiers oranais et géodynamique récente de la Méditerranée occidentale.
*8ème R.A.S.T., Marseille*, p. 88.

CENTENE A., CISZAK R. et LACAS J.L. (1984) - Un segment de l'orogène varisque dans les massifs littoraux d'Oran (Algérie) ; tectonique polyphasée et chronologie.
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 298, sér. II, n° 4, p. 133-136.

CENTENE A. et CYGAN C. (1984).- Séries hétéropiques dans le Dévonien du massif des Traras (Algérie occidentale).
*10ème R.A.S.T., Bordeaux*, p. 127.

CHANTON N. (1966).- Etude micropaléontologique du Viséen supérieur de Jérada (Maroc).
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. VIII, n° 1, p. 36-39.

CHALOT-PRAT F. (1990).- Pétrogenèse d'un volcanisme intracontinental tardi-orogénique hercynien. Etude du complexe volcanique carbonifère du Tazekka et des zones volcaniques comparables dans le Mekam et la région de Jerada (Maroc oriental).
*Mém. Sc. Terre Univ. Curie, Paris*, n° 21, 302 p.

CHARRIERE A., CYGAN C. et REGNAULT S. (1984).- Un exemple d'évolution de faciès carbonatés dans le Dévonien marocain.
*10ème R.A.S.T., Bordeaux*, p. 133

CHAUMEAU J. (1956).- Etude géologique de l'anticlinal de Hassi Zerga des Beni Mathar (Oran, Algérie).
*Publ. Serv. géol. Algérie, Alger*, n° 8, p. 99-116

CHERCHI A. et SCHROEDER R. (1976).- Selce a microfossili nella "barre turonienne" della Tunisia meridionale ed osservazioni sull'eta di questa formazione.
*Boll. Soc. geol. ital.* , E.94, p. 979-992.

CHOUBERT G. et FAURE-MURET A. (1960-1962).- Evolution du domaine atlasique marocain depuis les temps paléozoïques.
*Mém. h. sér. Soc. géol. France, (Livre Mem. Paul Fallot)*, t. 1, p. 447-527.

CISZAK R. (1985).- Le Complexe "triasique" en Oranie (Algérie occidentale) ; nouvelles interprétations.
*C. R. 110ème Congr. natl. Soc. sav. , Montpellier*, Sciences, fasc. VI, p. 269-277.

CISZAK R. (1987) - Le Carbonifère supérieur du littoral oranais (Algérie occidentale) ; essai de synthèse.
*Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, t. 123, p. 137-146.

CISZAK R. (1987).- Resédimentations intra-sénoniennes du Trias évaporitique dans le Sillon tellien (Algérie). Implications dans la tectogenèse des Maghrébides.
*Xème Colloque Africain de Micropaléontologie, Rabat (Maroc) ; Géologie Méditerranéenne*, T. XIV, n° 2, p. 137-141

CISZAK R., BANDET Y., GONORD H. et ROLET J. (1985) - Sur la datation radiométrique de "roches vertes" intrusives dans les massifs à schistosité, parautochtones, de l'Oranie (Algérie occidentale) ; implications.
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 300, sér. II, n° 7, p.291-294.

CISZAK R., CENTENE A., GREVELLEC J. et LACAS J.L. (1980) - La phase de compression quaternaire dans les massifs côtiers oranais.
*8ème R.A.S.T., Marseille*, p. 98.

CISZAK R., MAGNE J. et PEYBERNES B. (1986).- Interprétation du complexe chaotique "triasique" d'Oranie (Algérie occidentale) comme un olistostrome sénonien localement réinjecté dans les accidents alpins.
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 302, sér.II, p. 357-362.

CISZAK R. et PEYBERNES B. (1986).- Distinction de plusieurs flyschs crétacés dans les massifs du littoral oranais (Algérie).
*11ème R.A.S.T., Clermont-Ferrand*, p. 37

CONRAD M. A., MASSE J.-P. et PEYBERNES B. (1984).- Dasycladales et Floridées du Crétacé d'Afrique : intérêt biostratigraphique et paléobiogéographique.
*Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 322

CONTINI D., ELMI S. et MOUTERDE R. (1971).- Les zones du Jurassique en France : Aalénien.
*C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 84-85.

COUMES F. (1966).- Contribution à l'étude sédimentologique et stratigraphique du passage Jurassique-Crétacé dans la région du Télagh (Oranie).
*Thèse Doctorat de Spécialité (rapport S.N.REPAL, n° 4750), Alger.*

COUMES F. (1966).- Contribution à l'étude sédimentologique et stratigraphique des Monts de Tlemcen.
*Rapport S.N.REPAL, n°4740, Alger.*

COURBOULEIX S., DELPONT G. et DESTEUCQ C. (1981).- Un grand décrochement est-ouest au Nord du Maroc à l'origine des structures plissées atlasiques. Arguments géologiques et expérimentaux.
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIII, n° 1, p. 33-43

CYGAN C. et CENTENE A. (1984).- Mise en évidence d'un biofaciès à *Belodella* profond dans les Traras (Algérie occidentale).
*10ème R.A.S.T., Bordeaux*, p.165.

DALLONI M. (1919) - Le terrain houiller sur le littoral de la province d'Oran.
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 168, p. 1008.

DALLONI M. (1952).- L'Atlas tellien occidental.
*XIXème Congr. géol. internatl. Alger ; Monog. région. Algérie*, 1ère sér., n° 24, 100 p.

DAMOTTE R. (1984).- Ostracodes barrémiens-cénomaniens en Algérie occidentale (coupe du Djebel Cheguiga, Monts de Daïa, Oranie).
*IXème Colloque Africain de Micropaléontologie, Paris, Géologie Méditerranéenne*, t. XI, n° 2, p. 159-172.

DAMOTTE R. et REY J. (1980).- Ostracodes du Crétacé inférieur d'Estramadura (Portugal).
*Revue Micropaléontologie*, vol. 23, n° 1, p. 16-96

DELAROCHE P. (1962).- Note sur le gisement de fer de Béni Saf.
*Publ. Serv. Carte géol. Algér.* , n° 30, p. 127-193.

DE LAUNAY L. (1903).- Les richesses minérales de l'Afrique.
*Beranger ed., Paris*, p. 176-179.

DELEAU P. (1948).- Le Djebel Nador. Etudes stratigraphiques et paléontologiques.
*Publ. Serv. géol. Algérie, Alger*, sér. 2, n° 17, 126 p.

DELEAU P. (1951).- Les bassins houillers du Sud-Oranais, dans la région de Colomb-Béchar - Abadla. Stratigraphie, Sédimentation. Paléogéographie.
*Publ. Serv. Carte géol. Algér.* , Bull., 2ème sér., n° 20.

DELFAUD J. (1974).- La sédimentation deltaïque ancienne. Exemples nord-sahariens.
*Bull. Centre Rech. Pau-S.N.P.A.*, Vol.8, n° 1, p. 241-262.

DELFAUD J. (1975).- Les Grès des Ksours (Algérie). Un delta de plate-forme stable.
*IXème Congr. internatl. Sédiment., Nice*, thème 5, t. 1, p. 159-162

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 Sciences Nice*, 294 p.

DELTEIL J., FENET B, GUARDIA P. et POLVECHE J. (1971).- Géodynamique de l'Algérie occidentale.
*C. R. somm. Soc. géol. France, Paris*, fasc. 8, p. 414-417.

DE LUCA P. (1978).- L'unité chaotique des Kebabna (région de Zaïo, Maroc). Relation structurale avec l'avant-pays du Rif oriental.
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XX, p. 339-343

DERCOURT J. et *al.* (1985).- Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000ème s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel.
*Bull. Soc. géol. France.*, (8), I, 5, p. 637-652.

DESTEUCQ C. et HOEPFFNER C. (1980).- Déformations hercyniennes dans les boutonnières paléozoïques de Debdou et du Mekam (Maroc oriental).
*Mines, géologie et énergie, Rabat*, 48, p. 93-99.

DESTEUCQ C., IZART A. et POTHERAT P. (1988).- Etude sédimentologique du Carbonifére du bassin de Jérada (Maroc oriental).
*Ann. Soc. géol. Nord*, T. CVII, p.203-210.

DEVAUX J. (1969).- Recherches 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,* nouv. ser.,.n° 39.

DONZE P. (1973).- Corrélations stratigraphiques dans le Berriasien-Valanginien inférieur du Sud-Est de la France, sur la base de nouveaux *Trachyleberidinae* (Ostracodes). Remarques paléoécologiques.
*Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon,* n° 57, 227 p.

DOUMERGUE F. (1910).- Notice carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille de Terni.

DOUMERGUE F. (1924).- Feuille au 1/50 000 : Les Andalouses.
*Publ. Serv. Carte géol. Algér. , Alger,* 1924

DOUMERGUE F. et FICHEUR E. (1908).- Notice de la carte géologique d'Oran.
*Bull. Soc. géog. et archéo. Oran,* t. XXVIII, fasc. CXVI, p. 1-32.

DOUMERGUE F. et FICHEUR E. (1913).- Carte géologique de la feuille d'Arzew au 1/50 000, et notice explicative.

DUBAR G. (1932).- Sur le Lias de Tifrit, à l'Est de Saïda (Oranie).
*C. R. somm. Soc. géol. France,* p. 106-108.

DUBEL C. (1971).- Stratigraphie et essai d'interprétation structurale du massif du Tenouchfi (Monts de Tlemcen, Algérie).
*D.E.S. Fac. Sc. Lyon,* 57 p. dactyl. (inédit)

DUBEL C., GONORD H. et ROLET J. (1977).- A propos de l'âge du métamorphisme dans les massifs côtiers oranais (Algérie).
*5ème R.A.S.T., Rennes,* p. 206.

DUBEL C. et ROLET J. (1975).- Observations sur la tectonique alpine polyphasée dans "l'allochtone métamorphique" des massifs côtiers oranais. Un exemple : le massif de l'Oued Madakh (Algérie occidentale).
*1er Sem. natl. des Sc. Terre, Alger,* résumés, 1 p. (inédit).

DUBEL C. et ROLET J. (1976).- Relations entre unités structurales dans le massif de l'Oued Madakh, "allochtone métamorphique" des massifs côtiers oranais (Algérie occidentale).
*2ème Sem. natl. des Sc. Terre., Alger,* résumés, 1 p. (inédit).

DURAND DELGA M. (1955).- Etude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique.
*Bull. Serv. Carte géol. Algér.* , (2), n° 24, 533 p.

DURAND DELGA M. (1969).- Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie.
*Publ. Serv. Carte géol. Algér.* , n° 39, p. 89-131.

DURAND DELGA M. et FONTBOTE J.M. (1980).- Le cadre structural de la Méditerranée occidentale.
*26ème Congr. Géol. internatl. , Paris, Coll. 5 ; Mem. B.R.G.M.,* n° 115, p. 67-85.

DURAND DELGA M, HOTTINGER L., MARCAIS J., MATTAUER M. MILLIARD Y. et SUTER G. (1960-1962).- Données actuelles sur la structure du Rif.
*Mém. h. sér. Soc. géol. France, (Livre Mém.P.Fallot),* t. 1, p. 399-422.

DURAND DELGA M., MAGNE J. et VAN DE FLIERT J.R. (1958).- Nouvelles données sur la stratigraphie et la tectonique de la région d'Oued Athmenia (Constantine, Algérie).
*Bull. Serv. Carte géol. Algér.* , n° 20, Tx collab., 1957, p. 224-227

EHRMANN F. (1922).- De la situation du Trias et de son rôle tectonique dans la Kabylie des Babors.
*Bull. Soc. géol. France,* (4), t. XXII, p. 36-47.

EL HASSANI A. (1990).- La bordure nord de la chaîne hercynienne du Maroc, chaîne "calédonienne" des Sehoul et plate-forme nord-mésétienne.
*Thèse Sciences, Univ. L. Pasteur, Strasbourg,* 208 p.

ELMI S. (1970).- Rôle des accidents décrochants de direction SSW-NNE dans la structure des Monts de Tlemcen (Ouest algérien).
*Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord, Alger,* t. 61, fasc. 3-4, p.3-8.

ELMI S. (1971).- Les zones d'Ammonites dans la série Bajocien supérieur-Callovien de l'Oranie (Ouest algérien).
*Bull. Soc. géol France,* (7), t. XIII, n° 1 2, p. 28-37.

ELMI S. (1972).- L'instabilité des monts de Tlemcen et de Rhar Roubane (Ouest algérien) pendant le Jurassique ; interprétation paléogéographique.
*C. R. somm. Soc. géol. France,*n° 5, p. 220-222.

ELMI S. (1973).- Structure et paléogéographie tronçonnée des Hautes Plaines oranaises.
1ère R.A.S.T., Paris; Soc.géol.France, p.183.

ELMI S. (1973).- Décrochements et mouvements atlasiques dans la région frontalière algéro-marocaine (Monts de Rhar Roubane).
C. R. Acad. Sci. Paris, D, t. 276, p. 1521-1524.

ELMI S. (1976).- A propos de la différenciation alpine (tellienne) en Oranie.
*4ème R.A.S.T., Paris,* p.160.

ELMI S. (1977).- La sédimentation carbonatée en bordure du Horst de Rhar Roubane (Algérie occidentale) pendant le Carixien.
*Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), t. XIX, n° 2, p. 355-365.

ELMI S. (1977).- Les zones d'Ammonites dans la série Bajocien supérieur-Callovien de l'Oranie (Ouest algérien).
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. II, p. 330-339.

ELMI S. (1978).- Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb).
*Ann. Soc. géol. Nord*, t. XCVII, p. 315-323.

ELMI S. (1978).- Bioturbation et tri mécanique, facteurs déterminants dans la genèse des calcaires "noduleux" et des "Ammonitico-Rosso".
*6ème R.A.S.T., Orsay*, p. 153.

ELMI S. (1979).- Tectonique synsédimentaire, émersions temporaires et sédimentation de type "ammonitico-rosso" : l'exemple du Lias du Djebel Es Sekika (Monts des Traras, Algérie occidentale).
*7ème R.A.S.T., Lyon*, p.179.

ELMI S. (1980).- Comparaison entre l'évolution jurassique de l'Apennin et de la marge nord-africaine.
*Mém. Soc. géol. Ital.*, 21, p. 33-40

ELMI S. (1983).- L'évolution des monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale) au début du Jurassique.
*Livre jubilaire G. Lucas ; Mém. géol. Univ. Dijon*, vol. 7, p. 401-412.

ELMI S. (1986).- Corrélations biostratigraphiques et mégaséquentielles dans le Jurassique inférieur et moyen d'Oranie; comparaisons avec les régions voisines.
*P.I.C.G. 183, Marrakech* (1985), p. 225-247.

ELMI S. et ALMERAS Y. (1984).- Physiography, palaeotectonics and paleoenvironments as controls of changes in Ammonite and Brachiopod communities (an exemple from the early and middle Jurassic of western Algeria).
*Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 47, Elsevier Sci. Publ. B.V., Amsterdam*, p. 347-360.

ELMI S., ALMERAS Y, AMEUR M. et BENHAMOU M. (1985).- Précisions biostratigraphiques et paléoécologiques sur le Lias des environs de Tiffrit (Saïda, Algérie occidentale).
*Cah. Inst. Cath. Lyon*, n° 14, p. 15-41.

ELMI S., ALMERAS Y., ATROPS F., BENHAMOU M. et MOULAN G. (1982).- La disocation des plates-formes carbonatées liasiques en Méditerranée occidentale et ses implications sur les échanges faunistiques.
*Bull. Soc. géol. France.*, (7), t. XXIV, n° 5-6, p. 1007-1016.

ELMI S. et AMEUR A. (1976).- Précisions sur la tectonique jurassique dans le secteur oriental du Djebel Fillaoussène (Algérie occidentale).
*4ème R.A.S.T., Paris,* p.161.

ELMI S., ATROPS F. et MANGOLD C. (1973).- Le Toarcien du Djebel Nador (Tiaret, Algérie) ; succession de faunes d'Ammonites.
*C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, D, p. 1143-1145.

ELMI S. et BENEST M. (1978).- Les Argiles de Saïda faciès flyschoïde du Callovo-Oxfordien du silon tlemcénien (Ouest algérien) ; stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique.
*Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon ; Livre jubilaire J. Flandrin*, H. S. 4 ; p. 203-261.

ENAY R. (1971).- Les zones du Jurassique en france ; Tithonique/Portlandien.
*C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 98-100

ENAY R., TINTANT H. et RIOULT M. (1971).- Les zones du Jurassique en france ; Kimméridgien.
*C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 97-98.

FABRE J. (1976) - Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines.
*S.N.E.D., Alger*, 421 p.

FALLOT P. (1942).- Remarques au sujet du Trias des Kabylies.
*C. R. som. Soc. géol. France*, p. 185.

FALLOT P. (1942).- Observations sur le Trias d'Algérie.
*Bull. Soc. géol. France*, p. 57-71.

FENET B. (1968).- Le copeau jurassique du Djebel Tafaraoui et "l'unité sénonienne à microbrèches" des Monts du Tessala (Algérie).
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. 10, p. 449-456.

FENET B. (1969).- Note préliminaire sur la géologie de la partie occidentale des Monts d'Arzew (littoral oranais, Algérie).
*C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 8, p. 293-294.

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 Sciences, Nice*, 301p..

FENET B. et MACOIN P. (1969).- Découverte du Tithonique supérieur-Berriasien et d'Albien supérieur-Cénomanien basal dans les schistes du massif d'Arzew (littoral oranais, Algérie).
*C. R. Acad. Sc. Paris*, sér. D, t. 268, p. 479-481.

FENET B., MACOIN P. et MAGNE J. (1969).- Mise en évidence d'une phase tectonique intra-lutétienne dans l'unité de Sidi-el-Hadri (Monts du Tessala, Algérie occidentale).
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XI, p. 904-908.

FICHEUR E. (1898).- Note sur la constitution géologique du massif d'Arzew.
*A.F.A.S., Nantes*, p. 146.

FICHEUR E. et DOUMERGUE F. (1908).- Notice explicative de la carte géologique d'Oran.
*Bull. Soc. géogr. et archéol. , Oran*, t. 28, fasc. 15.

FICHEUR E. et DOUMERGUE F. (1908).- Feuille au 50 000ème : Oran.
*Pub. Serv. Carte géol. Algér. , Alger.*

FLAMAND G.B.M. (1900). Sur le pointement ophiteux-gypseux (Trias) d'Aïn Nouissy, région littorale du département d'Oran.
*A.F.A.S. Paris*, p. 168.

FLAMAND G.B.M. (1908).- Note préliminaire sur le Jurassique de la région de Saïda.
*Bull. Soc. géol. France*, (4), t. 8, p. 70-72.

FLAMAND G.B.M. (1911).- Recherches géologiques et géographiques sur le haut Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoires du Sud).
*Thèse Sciences , Lyon, A. Rey édit., Lyon*, 1001 p.,

FLOQUET M., LAURIN B., LAVILLE P., MARCHAND D., MENOT J.C., PASCAL A. et THIERRY J. (1989).- Les systèmes sédimentaires bourguigons d'âge Bathonien terminal-Callovien.
*Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 13, 1, p. 133-165.

FONDECAVE-WALLEZ M.-J. (1988).- Grade-datations sénoniennes. Application aux séquences de dépôt du versant sud des Pyrénées centrales.
*Thèse Sciences, U.P.S. Toulouse*, 858 p.

FONDECAVE-WALLEZ M.-J. (1989).- Grade-datations sénoniennes : applications aux séquences de dépôt du versant sud des Pyrénnées centrales.
*Bull. Centr. Rech. Explor-Prod. Elf-Aquitaine*, 13, 2, p. 425-436.

FRIZON de LAMOTTE D. (1981).- L'olistostrome tortonien du Nekor et le problème de l'origine du matériel allochtone du Rif externe.
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XXIII, n° 4, p. 419-427.

FRIZON de LAMOTTE D. (1985) : La structure du Rif oriental (Maroc).
*Mém. Sc. Terre Univ. Curie*, n° 85-03, 436 p.

FRIZON de LAMOTTE D. et GONORD H. (1980).- Remarques sur les "Massifs à schistosité" de l'Afrique du Nord ; leurs places dans l'évolution tectonique du système alpin en Méditerranée Occidentale.
*Mines, Géologie et Energie, Rabat*, n° 48, p. 13-17.

GABILLY J., CONTINI D., MOUTERDE R. et RIOULT M. (1971).- Les zones du Jurassique en france ; Bajocien.
*C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 85-88.

GABILLY J., ELMI S. MATTEI J. et MOUTERDE R. (1971).- Les zones du Jurassique en france ; Toarcien.
*C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 82-84.

GASPERI G. et GELMINI R. (1973) - Ricerche sul Verrucano 1. Il verrucano del Monte Argentario e dei Monti dell'Uccellina in Toscana.
*Boll. Soc. géol. Ital.* , 92, p. 115-140.

GASPERI G. et GELMINI R. (1975) - Ricerche sul Verrucano 3. Le successioni preverrucane et verrucane tra Monte Bellino e Capalbio (Toscano meridionale - Lazio settentrionale).
*Riv. ital. Paleont. (Stratigr.)*, 81, p.385-424.

GAUTIER M. (1936).- Sur la stratigraphie de la région de Nemours (Algérie).
*C. R. Acad. Sc. , Paris*, t. 202, p. 1800-1802

GAUTIER M. (1936).- Sur la paléogéographie de la région de Nemours (Algérie).
*C. R. Acad. Sc. , Paris*, t. 202, p. 1870-1872.

GAUTIER M. (1936).- Sur la tectonique de la région de Nemours (Algérie).
*C. R. Acad. Sc. , Paris*, t. 202, p. 2092-2094.

GELARD J.-P., BOSSIERE G., LEGRAND P., SEMENOFF-TIAN-CHANSKI P. et WEYANT M. (1978).- Le Dévonien d'Ihamzienne dans la Dorsale kabyle (Massif de Chellata, Grande Kabylie) ; sa stratigraphie et son complexe volcano-sédimentaire spilitique.
*Bull. Soc. géol. France*, (7), XX, n°3, p.277-289.

GENTIL L. (1896).- Note sur quelques gisements ophitiques de l'Algérie.
*Bull. Soc. géol. France*, (3), t. XXIV, p. 296-298.

GENTIL L. (1898).- Note sur l'existence du Trias gypseux dans la province d'Oran.
*Bull. Soc. géol. France*, (3), t. XXVI, p. 457-471.

GENTIL L. (1903).- Etude géologique du Bassin de la Tafna.
*Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, (2), n° 4, 425 p..

GHALI M. (1984).- Le Jurassique supérieur et le Crétacé basal des Monts de Saïda et de Tiaret-Frenda. Stratigraphie et milieux de dépôt (Oranie, Algérie).
*Thèse Doctorat de Spécialité, Lyon,* 131 p.

GHALI M., BENEST M., OUARDAS T. et PERRIAUX J. (1989).- Présence du Tithonique et du Berriasien dans les Monts de Saïda et de Tiaret (plate-forme ouest algérienne) ; milieux de dépôt.
*7ème Sem. natl. des Sc. de la Terre, Alger,* résumés (inédit), p. 13.

GIGOUT M. (1951).- Etudes géologiques sur la Meseta marocaine occidentale (arrière-pays de Casablanca, Mazagan et safi).
*Trav. Inst. Sci. chérif. , Rabat et Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 86, 507 p.

GLACON J. (1963).- Recherches sur la géologie et les gites métallifères du Tell sétifien (Algérie).
*Thèse Sciences, Montpellier*, 3 vol. , 807 p.

GLANGEAUD L. (1932).- Etude géologique de la région littorale de la Province d'Alger.
*Bull. Serv. Carte géol. Algér.*, 2ème sér., n° 8, 608 p.

GLANGEAUD L. (1939).- Les roches éruptives d'âge secondaire et tertiaire, *in* Notice expl. Carte géol. au 1/500 000 Alger Nord - Alger Sud.
*Bull. Serv. géol. Algér.* , p. 133-150

GLANGEAUD L. (1951).- Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale.
*Bull. Soc. géol. France*, (6), t. I, p. 735-762

GLANGEAUD L. (1956).- Sur la structure des environs de Tablat (Algérie).
*C. R. somm. Soc. géol. France*, p. 274-276.

GONORD H. et ROLET J. (1976).- Sur l'importance de la tectonique hercynienne en écaillage - aux différentes échelles - dans la structure des Traras (Région d'Honaïne - Algérie occidentale).
*4ème R.A.S.T., Paris*, p. 204.

GOURINARD Y. (1952).- Le littoral oranais.
*XIXème Congr. géol. internatl. , Alger; Monog. région.* ,1ère ser., n° 22, 63 p.

GOURINARD Y. (1958).- Recherches sur la géologie du littoral oranais.
*Publ. Serv. Carte géol. Algér.* , nouv. sér.,n° 6, p. 1-111.

GUARDIA P. (1967).- Esquisse structurale de la région comprise entre le Cap Milonia et l'ilôt d'El Mokreum.
*Publ. Serv. Carte géol. Algér.* , nouv. sér., n° 35, p. 51-61.

GUARDIA P. (1975).- Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale (relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant-pays atlasique).
*Thèse Sciences, Nice*, 289 p..

GUARDIA P. et KIRECHE O. (1989).- Réfutation des arguments stratigraphiques en faveur d'une phase tectonique schistogène crétacée dans le Tell central et occidental
*7ème Sem. natl. des Sc. de la Terre, Alger*, résumés (inédit), p. 85

GUARDIA P. et SIGAL J. (1971).- Sur la présence d'un bassin crétacé supérieur dans la région de Nédroma (Algérie occidentale).
*C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 1, p. 15-15.

GUIRAUD R. (1973).- Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines.
*Thèse Sciences, Nice*, 270 p.

GUIRAUD R. (1975).- L'évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines.
*Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* , (2),vol. XVII, fasc. 4, p. 427-446.

GUIRAUD M. et SEGURET M. (1985).- A releasing overstep model for the late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (northern Spain).
*In KT Biddle and N. Christie-Blick (Ed.), "Strike-slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.,* n° 37, p. 159-175.

HAMMOUMI N. (1989).- Les mécanismes géodynamiques durant l'Ordovicien : incidence sur la sédimentation dans la plate-forme nord-Gondwanienne du Maroc.
*Coll. géol. franco-marocain, Strasbourg*, p. 121.

HAQ B.U. (1990).- Sequence stratigraphy and sea-level change.
*International Association of Sedimentologists Special Publication* (sous presse)

HAQ B.U., HARDENBOL J. et VAIL P.R. (1987).- Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic.
*Sciences*, vol. 235, p. 1156-1167.

HERVOUET Y. (1985).- Géodynamique alpine (Trias-Actuel) de la marge septentrionale de l'Afrique au Nord du basin de Guercif (Maroc oriental).
*Thèse Sciences, Pau*, 367 p.

HERVOUET Y. et DE LUCA P. (1980).- Place de l'unité chaotique de Gareb-Kebdana dans l'orogène rifain : implications géodynamiques.
*Bull. Soc. géol. France.*, (7), t. XXVI, n° 3, p. 305-310;

HOUARI M.R. (1987) - Etude géologique des boutonnières paléozoïques des Zekkara (Maroc oriental) ; leur place dans le contexte de la chaîne hercynienne.
*Thèse Doct. Spécialité, Rabat*, 168 p. (inédit).

HUVELIN P. (1970).- Chevauchements et écaillages précoces hercyniens des terrains anté-viséens dans le domaine atlasique (Maroc).
*C. R. Acad. Sc., Paris*, t. 270, sér. D, p. 2760-2763.

HUVELIN P. (1977) - Etude géologique et gîtologique du massif hercynien des Jebilet (Maroc occidental).
*Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, 232 bis, 307 p

HOEPFFNER C. (1987).- La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc.
*Thèse Sciences, Strasbourg*, 255 p.

JENNY J., FERRARI J.-M., WERNLI R. et 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), t. II, n° 2, p. 279-284.

JOUHAUD M. (1952).- Gisements d'hématite de la région de Beni-Saf.
*Symposium sur les gisements de fer du monde ; XIXème Congr. Géol. Internatl.*, chap. 3, p.60-63.

KIEKEN M. (1962).- Esquisse tectonique de l'Algérie (Algérie du Nord). Exposé sur les connaissances actuelles de la structure de l'Algérie et présentation d'une carte tectonique.
*Publ. Serv. Carte géol. Algérie, Alger*, nouv. sér. , n° 31, 16 p.

KIEKEN M. (1962).- Les traits essentiels de la géologie algérienne.
*Mém. h. sér. Soc. géol. France (Livre à la Mémoire de Paul Fallot)*, t 1, p.545-614.

KIRECHE O. (1977).- Etude géologique et structurale des massifs à schistosités du Chelif (Tell centro-occidental).
*Thèse Doct. de Spécialité*, Alger, 147 p.

KOVENKO V., TERMIER H. ET G. (1954).- Sur quelques roches ophitiques de l'Algérie septentrionale.
*Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. sér., n° 5, p. 157-212.

KOTANSKI Z., MORYCOWA E., PEYBERNES B. et DURAND-DELGA M. (1988).- Indices de l'existence d'une plate-forme carbonatée à Madréporaires, Algues et grands Foraminifères benthiques du Malm, sur les zones internes au Nord de la Dorsale calcaire du Djurdjura (Algérie).
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 307, sér. II, p. 1809-1818.

KUHNT W. et OBERT D. (1991).- Evolution crétacée de la marge tellienne.
*Bull. Soc. géol. France*, t. 162, n° 3, p. 515-522

LAGARDE J.-L., AIT AYAD N., AIT OMAR S., CHEMSSEDDOHA A. et SAQUAQUE A. (1989).- Les plutons granitiques tardi-carbonifères marqueurs de la déformation crustale. L'exemple des granitoïdes de la Meseta marocaine.
*C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, série II, p. 291-296.

LAMBERT A. (1948).- Le Muschelkalk à faciès de calcaires vermiculés du secteur sud-oriental de la Kabylie des Babors (Algérie).
*C. R. Soc. géol. France*, p. 221-223.

LAMBERT A. et FLANDRIN J. (1942).- Les terrains primaires du massif du Chenoua (département d'Alger).
*C. R. Acad. Sci Paris*, t. 215, p. 369.

LAVILLE E. (1985).- Evolution sédimentaire, tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut-Atlas (Maroc) : modèle en relais multiples de décrochements.
*Thèse Sciences, Montpellier*, 427 p.

LAZZAROTO A., MAZZANTI R. et MAZZONCINI F. (1964) - Geologia del promontorio Argentario (Grosseto) e del promontorio del Franco (Isola del Giglio - Grosseto).
*Boll. Soc. géol. ital.*, 13, p. 227-408.

LE HEGARAT G. et REMANE J. (1968).- Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles.
*Géobios, Lyon*, n° 1, p. 7-77.

LEIKINE M. (1969).- Présence de Trias resédimenté dans les sédiments crétacés des Babors occidentaux (région de Bougie, Algérie). Conséquences tectoniques.
*Bull. Soc. géol. France*, (7),t. XI, p.69-74.

LEIKINE M. (1971).- Etude géologique des Babors occidentaux (Algérie).
*Thèse Sciences, Paris*, ronéot, 536 p.

LEIKINE M., OBERT D. et BELLIER J.-P. (1975).- Intégration des Babors aux nappes telliennes : existence d'un métamorphisme anté-nappe.
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XVII, p. 764-772.

LEPVRIER C. (1967).- Sur la structure du massif du Chenoua (Algérie).
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. IX, p. 859-864.

LEPVRIER C. (1971).- Données relatives à la schistosité et au métamorphisme dans les massifs du Chelif et du Bou Maad (autochtone nord- et méso-tellien, Algérie).
*C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 273, sér. D, p. 284-286.

LEPVRIER P. (1978).- Les plis couchés synschisteux des Massifs du Chélif (Tell algérois, Algérie) : une tectonique d'âge crétacé supérieur?.
*Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 20, (1), p. 123-136

LEPVRIER P. (1981).- Le cadre structural des séismes d'El Asnam (Algérie).
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 292, p. 113-116

LESPINASSE P. (1975).- Géologie des zones externes et des flyschs entre Chaouen et Zoumi.
*Thèse Sciences, Paris VI*, 248 p.

LUCAS G. (1942).- Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed (frontière algéro-marocaine).
*Bull. Serv. Carte géol. Algér.*, sér.2, n° 16, 539 p.

LUCAS G. (1952).- Bordure nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale; Primaire, Jurassique. Analyse structurale.
*XIX$^{ème}$ Congr. géol. internatl. Alger* ; *Monogr. région. Algérie*, (1), n° 21, 140 p..

MACOIN P., SCHROEDER R. et VILA J.-M. (1970).- *Campanellula capuensis* de Castro (Foram.), position systématique et répartition stratigraphique en Algérie.
*IV$^{ème}$ Colloque Africain de Micropaléontologie, Abidjan*, (ronéot.), p. 248-260.

MALUSKI H., LEPVRIER C. et BIARDEAU V. (1979) - Epimétamorphisme syntectonique d'âge 85 Ma. dans les zones nord-telliennes (Algérie).
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 288, D, p. 1583-1586.

MANGOLD C., BENEST M. et ELMI S. (1974).- Les "Argiles de Saïda" (Callovo-Oxfordien d'Oranie, Algérie) : âge et milieu de dépôt.
*C. R. Acad. Sc. Paris*, D, t. 279, p. 137-140.

MANGOLD C., ELMI S. et GABILLY J. (1971).- Les zones du Jurassique en France ; Bathonien.
*C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 88-91.

MANGOLD C., ELMI S. et TOUAHRIA A. (1978).- Le Callovien moyen et supérieur d'Oranie : corrélations entre les provinces subboréales et thétysiennes.
*6$^{ème}$ R.A.S.T., Orsay*, p. 264.

MANGOLD C., ELMI S. et TOUAHRIA A. (1979).- Précisions sur le Bajocien du Causse de Saïda (Algérie occidentale).
*7$^{ème}$ R.A.S.T.*, Lyon, p. 310.

MANGOLD C. et TOUAHRIA A. (1975).- La sédimentation du Bajocien à l'Oxfordien sur le bord NW du "seuil" de l'Aïn Soltane (NE de Saïda, Algérie).
*3$^{ème}$ R.A.S.T., Montpellier*, p.245.

MANGOLD C. et TOUAHRIA A. (1976).- Structure des Djebels Ben Kmer et Modzbab près de Saïda (Algérie).
*4$^{ème}$ R.A.S.T.*, Paris, p. 279.

MASCLE G., ARNAUD H., DARDEAU G., DEBELMAS J., DUBOIS P., GIDON M., DE GRACIASNSKY P.-C., KERCKHOVE C. et LEMOINE M. (1986).- Halocinèse précoce sur la marge téthysienne alpine ; vers une réinterprétation des zones de gypse des Alpes.
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 302, sér. II, n° 15, p. 963-968.

MATTAUER M. (1958).- Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie).
*Publ. Serv. Carte géol. Algér.*, nouv. ser., n° 17, 534 p.

MATTEI J. (1971).- Les zones du Jurassique en France ; Pliensbachien supérieur-Domérien.
*C. R. somm. Soc. géol. France*; fasc. 2, p. 80-81

MEHDI M. (1988).- Evolution jura-crétacée d'un segment de la marge africaine de la Tethys maghrébine (avant-pays rifain oriental, Maroc) : biostratigraphie, analyse séquentielle, micropaléontologie.
*Thèse Doct. Spécialité, Toulouse*, 255 p.

MEKAHLI L. (1989).- Le Jurassique inférieur et moyen de la partie occidentale du Horst de Ghar Rouban (Tlemcen, Algérie occidentale) ; stratigraphie, sédimentologie et cadre dynamique.
*7$^{ème}$ Sem. natl. des Sc. de la Terre, Alger*, résumés (inédit), p. 17.

MEKAHLI L., ALMERAS Y. AMEUR A. et ELMI S. (1989).- Découverte d'une faune de brachiopodes de l'Aalénien inférieur et moyen dans les "Dolomies de Déglène" près de Sidi Yakoub dans la partie occidentale des Monts de Rhar-Roubane (Tlemcen, Algérie occidentale.
*7$^{ème}$ Sem. natl. des Sc. de la Terre, Alger*, résumés (inédit), p. 18.

MEKAHLI L. et KHATIB R. (1982).- Un aspect lithostratigraphique de la formation rouge gypsifère d'Arbal (Oranie - Algérie).
*9$^{ème}$ R.A.S.T., Paris*, p. 28.

MIDOUN M. (1989).- Etude du Trias d'Oranie (Algérie) et ses relations avec le socle polymétamorphique. Implications géodynamiques régionales.
*Thèse Université, Orléans*, 242 p.

MONIE P.,FRIZON DE LAMOTTE D.et LEIKINE M. (1984).- Etude géochronologique préliminaire par la méthode 39 Ar/40 Ar du métamorphisme alpin dans le Rif externe (Maroc). Précisions sur le calendrier tectonique tertiaire.
*Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, 25, (3), p. 63-73

MOUTERDE R., ENAY R., CARIOU E., CONTINI D., ELMI S., GABILLY J., MANGOLD C., MATTEI J., RIOULT M., THERRY J.et TINTANT H. (1971).- Les zones du Jurassique en France.
*C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc.2

NEDERBRAGT A.-J. (1990).- Biostratigraphy and paleoceanography potential of the cretaceous planktic foraminifera heterohelicidae.
*Centrale Huisdrukkerij Vrije Universiteit, Amsterdam*, 203 p.

OBERT D. (1974).- Phases tectoniques mésozoïques d'âge anté-cénomanien dans les Babors (Tell nord-sétifien, Algérie).
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XVI, 2, p. 171-176

OBERT D. (1981).- Etude géologique des Babors orientaux (Domaine tellien, Algérie).
Thèse Sciences, Paris VI, 635 p.

OBERT D. (1984).- Géologie des Babors (Algérie) : Importance de la paléotectonique alpine dans l'orogenèse tellienne.
*Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.* , 25, (2), p.99-117.

OBERT D. et LEPVRIER C. (1976) - Paléotectonique en Afrique du Nord : l'exemple des Babors et de l'ensemble Bou Maad, massifs du Chélif (Algérie).
*4ème R.A.S.T., Paris*, p. 308.

OLIVET J.-L. (1978).- Nouveau modèle d'évolution de l'Atlantique nord et central.
*Thèse Sciences, Paris*, 209 p.

OLIVET J.-L., AUZENDE J.-M. et BONNIN J. (1973).- Structure et évolution tectonique du bassin d'Alboran.
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XV, p. 108-112

OLIVET J.-L., BONNIN J., BEUZART P. et AUZENDE J.-M. (1984).- Cinématique de l'Atlantique nord et central.
*Publ. C.N.E.X.O.*, rapports n° 54, 108 p.

OUARDAS T., BENEST M., GHALI M. et PERIAUX J. (1989).- Mise en évidence d'un cône de sédimentation terrigène d'âge callovo-oxfordien au Djebel Nador de Tiaret sur la marge téthysienne subsidente de l'Ouest algérien.
*7ème Sem. natl. des Sc. de la Terre, Alger*, résumés (inédit), p. 19.

OWODENKO B. (1946).- Mémoire explicatif de la carte géologique du Bassin houiller de Jerada et de la région au Sud d'Oujda.
*Mém. Soc. géol. Belg. (Liège)*, t. LXX, fasc. H.S., 164p.

OWODENKO B. (1976) - Bassin houiller de Jerada (Maroc oriental). Essai de synthèse et de paléogéographie.
*Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 207, 148 p.

PERTHUISOT V. (1978).- Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale.
*Thèse Sciences, Travaux du Lab. Géol.* , t. 12, 312 p. ; *Presses E.N.S., rue d'Ulm, Paris.*

PERTHUISOT J., HATIRA N., ROUVIER H. et STEINBERG M. (1987).- Concentration métallique (Pb, Zn) sous un surplomb diapirique : exemple du Djebel Bou Khil (Tunisie septentrionale).
*Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n° 6, p. 1153-1160.

PEYBERNES B. (1976).- Le Jurassique et le Crétacé inférieur de Pyrénées Franco-Espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée.
*Thèse Sciences., Toulouse*, 459 p.

PEYBERNES B., CALVEZ H. et CISZAK R. (1988).- Persistance du genre *Pseudochoffatella* DELOFFRE, 1961, (Lituolidae) dans le Cénomanien d'Algérie occidentale : description de *Pseudochoffatella algeriana n. sp.*
*Revue de Paléobio., vol. spéc. n° 2, Benthos'86, Genève*, p. 457-462.

PEYBERNES B., CISZAK R. et CUGNY P. (1986).- La transgression mésocrétacée sur le Haut-Fond de Saïda (avant-pays tellien, Algérie occidentale).
*Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, t. 122, p. 51-63.

PEYBERNES B., CISZAK R., CUGNY P. et DAMOTTE R. (1984).- Le Crétacé inférieur et moyen des Monts de Daïa (Oranie, Algérie occidentale) : analyse micropaléontologique et paléoécologique de l'intervalle Barrémien-Cénomanien.
*IX$^{ème}$ Colloque Africain de Micropaléontologie, Paris ; Géologie Méditerranéenne*, t. XI, n° 2, p. 147-158.

PEYBERNES B. et FORSTER R. (1987).- Présence d'une association micropaléontologique de la biozone à *Praeorbitolina cormyi* (Aptien inférieur) dans l'Urgonien de Tanzanie méridionale. Implications paléogéographiques au niveau de la marge indienne.
*Géologie Méditerranéenne*, t. XIV, n° 2, p. 143-151

PEYBERNES B., KAMOUN F., BEN YOUSSEF M. et FAURE P. (1990).- Les séquences de dépôt du Jurassique de la Dorsale tunisienne.
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 311, sér. II, p. 1067-1073

POLVECHE J. (1960).- Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais.
*Bull. Serv. Carte. géol. Algér.* , nouv. sér., n° 24, 577 p.

POMEL A. (1871) - Le Sahara (Géologie, Géographie et Biologie).
*Bull. Soc. alg. Climat., Sc. phys. et nat.*, VIII, p. 3-165.

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, Alger*, t. 63, fasc 1 et 2, p. 73-92.

REMANE J. (1986).- Calpionellidis and the Jurassic-Cretaceous boundary
*Acta Geol. Hungarica Budapest*, n° 29, 1-2, p. 15-26.

REY J. et TAJ-EDDINE K (1989).- Eustatisme et tectonique distensive au passage Jurassique-Crétacé : leur enregistrement sédimentaire dans le bassin de Haha (Haut-Atlas occidental, Maroc).
*C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 308, sér. II, p. 101-106.

ROBASZYNSKI F., CARON M., GONZALEZ-DONOSO J.M., WONDERS A.H. (editors) and The European Working Group on Planktonic Foraminifera (1984).- Atlas of Late Cretaceous Globotruncanids.
*Revue de Micropal.*, vol. 26, n° 3-4, p. 145-305.

RODGERS D. A. (1980).- Analysis of pull-apart basin development produced by en echelon strike-slip faults.
*in Ballance P. F. and Reading H. G.,eds. ; Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones ; International Association of Sedimentologists*, special publication n° 4, p. 27-41

ROLET J. (1974).- Description et chronologie de quelques déformations hercyniennes du Paléozoïque de Rhar Roubane (Algérie occidentale).
*2$^{ème}$ R.A.S.T., Pont à Mousson*, p. 332

ROLET J. et DUBEL C. (1976).- Relations entre unités structurales différenciées dans le massif de l'Oued Madakh (massif côtier oranais).
*2$^{ème}$ Seminaire natl. des Sc. de la Terre, Alger*, résumés (inédit).

ROMAN F. (1933).- Note sur le Bathonien inférieur du Djebel Es Sekika, près Nemours (département d'Oran, Algérie).
*Bull. Soc. géol. France*, t. 3, p. 59-73.

SADRAN G. (1952).- Les roches cristallines du littoral oranais.
*XIX$^{ème}$ Congr. géol. internatl. Alger, Monogr. région. Algérie*, (1), n° 18, 84 p.

SADRAN G. (1952).- Essais de synthèse en relation avec des roches volcaniques d'Algérie.
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 235, p. 512.

SADRAN G. (1958).- Les formations volcaniques tertiaires et quaternaires du Tell oranais.
*Publ. Serv. Carte géol. Algér.*, nouv. sér., n° 18, 533 p.

SADRAN G. (1958).- Observations sur la nature et l'origine des serpentines de la région d'Oran.
*Publ. Serv. Carte géol. Algér.*, nouv. sér., n° 20, p. 197-218.

SAPUNOV I.-G. (1973).- Ammonites de l'Oxfordien de la partie occidentale des hauts-Plateaux (Algérie).
*Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. sér. , n° 44, p. 101-137.

SAVORNIN J.(1906).- Le Trias gypseux dans une partie du Tell méridional.
*C. R. Congr. A.F.A.S., Lyon*, 2ème part., p. 330-335

SAVORNIN J. (1913).- Sur la date et les particularités d'une intrusion de Trias gypseux dans le massif du Bou taleb (Algérie).
*C. R. Congr. A.F.A.S., Tunis*, (publié Paris, 1914), 2ème part., p. 248-251

SAVORNIN J. (1920).- Etude sur les nappes de charriage de l'Afrique du Nord.
*Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, t. 2, n° 3, p. 38-49.

SAVORNIN J. (1931).- La géologie algérienne et nord-africaine depuis 1830.
*Masson ed., Paris*, 394 p.

SEMENOFF-TIAN-CHANSKI P., LAFUSTE J. et DURAND-DELGA M. (1961).- Madréporaires du Dévonien du Chenoua (Algérie).
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. III, p. 290-319

SOUQUET P., ESCHARD R. et LODS H (1987).- Facies Sequences in Large-Volume Debris- and Turbidity-Flow Deposits From the Pyrenees (Cretaceous ; France, Spain).
*Geo-Marine Letters*, 7, p.83-90

STOCKLIN J. (1990).- The couloured melange of the MAKRAN : a product of diapirism?
*Symposium on Diapirism with special reference to Iran*, vol. 2, p. 396.

TAPPONNIER P. (1977).- Evolution du système alpin en Méditerranée : poinçonnement et écrasement rigide-plastique.
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n° 3, p. 437-460.

TEFIANI M., BEAUDELOT S. et BOURMOUCHE R. (1991).- Datations palynologiques du Trias du Djurdjura (Algérie). Implications géodynamiques.
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 313, sér. II, p. 451-456.

THIEBAUT J., DEBEAUX M., DURAND-WACKENHEIM C., SOUQUET P., GOURINARD Y., BANDET Y. et FONDECAVE-WALLEZ M.-J. (1988).- Métamorphisme et halocinèse crétacés dans les évaporites de Betchat le long du Chevauchement Frontal Nord-Pyrénéen (Haute-Garonne et Ariège, France).
*C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 307, sér. II, p. 1535-1540.

THOMAS G. (1979).- Sur l'existence d'une compression intra-miocène post-nappe dans le Tell méridional oranais, Algérie.
*C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 2, p. 56-59.

THOMAS G. (1985).- Géodynamique d'un bassin intramontagneux : le bassin du bas Chelif occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire.
*Thèse Sciences, Pau*, 594 p.

TINTHOIN R. (1948).- Les aspects physiques du Tell oranais. Essai de morphologie en pays semi-aride.
*Ed. L. Fouque, Oran*, 638 p.

TURNER F.J. (1968).- Metamorphic Petrology .
*Mac Graw Hill Book Comp. , New York*, XII, 403 p.

VAIL P. R., COLIN J.-P, DUCHENE R.-J, KUCHLY J, MEDIAVILLA F. et TRIFILIEFF (1987).- La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris.
*Bull. Soc. géol. France*, (8), t. III, n° 7, p. 1301-1321.

VIDAL J.-C. (1977).- Structure actuelle et évolution depuis le Miocène de la chaîne rifaine (partie sud de l'arc de Gibraltar).
*Bull. Soc. géol. France*, (7), t. XIX, n° 4, p. 789-796.

VIDAL J.-C. (1979).- Carte géologique du Rif (feuille de Beni Frassène) au 1/50 000.
*Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, p. 283.

VIDAL J.-C. (1988).- Les notions de Mélange et de Délaption. Contribution à l'étude des corps rocheux à structure chaotique et des phénomènes gravitationels. Application : la structure et l'évolution de la chaîne rifaine et de l'ensemble ibéro-maghrébin.
*Thèse Sciences, Orsay*, 513 p.

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. (1980).- La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens.
*Thèse Sciences, Paris VI*, 665 p.

VILA J.-M. (1988).- Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille n° 54, Guelma (1ère édition), avec notice explicative détaillée (levés de J. M. Vila)., Office National de la Géologie, Alger

VOIRIN J. (1965).- Géologie du gisement plombo-zincifère de Bou Beker.
Coll. gîtes stratiformes de plomb, zinc et manganèse du Maroc.
*Notes Mém. Serv. géol. Maroc*, n° 181, p. 21-80.

WELSCH J. (1890).- Les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Frenda (Algérie).
*Thèse Sciences, Lille, imp. Le Bigot*, 204 p.

# LISTE DES FIGURES

# LISTE DES FIGURES

Fig. 1 - Région étudiée : cadre géographique

Fig. 2 - La région étudiée dans le cadre de la chaîne alpine en Méditerranée occidentale

Fig. 3 - Symboles, sigles et figurés lithologiques utilisés dans les figures.

Fig. 4 - Carte de situation des principaux massifs paléozoïques de part et d'autre de la frontière algéro-marocaine

Fig. 5 - Carte de la région de Tiffrit

Fig. 6 - Coupe de l'Oued Honaïne

Fig. 7 - Distribution cartographique des principaux faciès du Dévonien inférieur-moyen dans le Tell oranais occidental et la Meseta orientale marocaine

Fig. 8 - Distribution cartographique des principaux faciès du Viséen supérieur-Namurien dans le Tell oranais occidental et la Meseta orientale marocaine

Fig. 9 - Cadre géologique du littoral oranais

Fig. 10 - Carte géologique de la Montagne des Lions (Djebel Khar)

Fig. 11 - Coupes géologiques à travers la Montagne des Lions

Fig. 12 - Colonnes stratigraphiques comparées de la Formation de la Montagne des Lions (Westphalien C-D à Stéphanien A-B), dans les coupes de Madakh, des Andalouses, du Cap Falcon et du Djebel Doui (Chelif)

Fig. 13 - Structure de la bande côtière La Madrague-Cap Falcon

Fig. 14 - Carte géologique simplifiée de la région au Sud-Est d'Honaïne

Fig. 15 - Exemples d'évolution de plis sur des surfaces de cisaillement liées aux écaillages dans la série flyschoïde

Fig. 16 - Carte géologique du massif de Madakh

Fig. 17 - Coupes géologiques à travers le massif de Madakh

Fig. 18 - Principaux faciès du Paléozoïque oranais - Comparaisons avec ceux de la Meseta orientale marocaine

Fig. 19 - Essai de reconstitution paléogéographique de la chaîne hercynienne à l'articulation des tronçons maghrébin et européen

Fig. 20 - Coupe synthétique du Permo-Trias de l'Annina Bou Djellil

Fig. 21 - Le tégument permo-triasique de la Montagne des Lions

Fig. 22 - Carte géologique simplifiée du domaine prétellien occidental oranais

Fig. 23 - Principales unités lithostratigraphiques du Jurassique inférieur et moyen de l'Algérie occidentale

Fig. 24 - Le Carixien dans le Djebel Fillaoussène

Fig. 25 - Les séquences de dépôt du Lias prétellien

Fig. 26 - Les Marno-calcaires du Djebel Keskas - Cortèges sédimentaires et corrélations avec les cycles eustatiques

Fig. 27 - Localisation cartographique de la coupe du Sekika

Fig. 28 - L'intervalle Toarcien moyen - Aalénien dans le Djebel Fillaoussène

Fig. 29 - Coupe du Sekika - Interprétation des cortèges sédimentaires du Lias supérieur et de leur géométrie

Fig. 30 - Corrélations des unités lithostratigraphiques du Jurassique inférieur et moyen des domaines prétellien et tellien oranais

Fig. 31 - Les séquences de dépôt du Dogger prétellien

Fig. 32 - La Formation des argiles de Saïda ; prismes de dépôt et correspondances avec les cycles eustatiques

Fig. 33 - La série détritique de base (Grès de Bou Medine). Comparaisons avec les séries prételliennes du Bou Rheddou et celles du Nador de Tiaret ; Corrélations avec les cycles eustatiques

Fig. 34 - La série du Jurassique supérieur du domaine prétellien oranais

Fig. 35 - La série carbonatée du Jurassique supérieur des Monts de Tlemcen ; cortèges sédimentaires et corrélations avec les cycles eustatiques

Fig. 36 - Les Marno-calcaires du Djebel Cheurfa ; lithostratigraphie et cortèges sédimentaires

Fig. 37 - Les Marno-calcaires du Djebel Cheurfa (coupe annexe);

Fig. 38 - Les Marno-calcaires de la Mina ; organisation séquentielle

Fig. 39 - La série carbonatée du Jurassique supérieur du domaine prétellien oranais - cortèges sédimentaires et corrélations avec les cycles eustatiques

Fig. 40 - Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur dans le domaine allochtone tellien (distribution dans les unités structurales)

Fig. 41 - Les Argiles de Lamoricière ; séquences de dépôt et corrélations avec les cycles eustatiques de 3$^{ème}$ ordre

Fig. 42 - Carte de situation des coupes dans le Crétacé des Monts de Daïa

Fig. 43 - La Formation des calcaires de Zigyne dans la coupe du Djebel Cheguiga (Monts de Daïa)

Fig. 44 - La Formation des calcaires de Zigyne dans la coupe du Djebel Bou Zoulaï

Fig. 45 - Corrélations stratigraphiques de l'Aptien dans les Monts de Daïa ; cortèges sédimentaires et correspondances avec les cycles eustatiques

Fig. 46 - Cortèges sédimentaires dans le Crétacé inférieur (Barrémien-Aptien) du domaine prétellien oranais ; exemple : les Monts de Daïa

Fig. 47 - Le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur du parautochtone tello-rifain (tableau récapitulatif)

Fig. 48 - Ecaille du Barrémien d'Aïn Franin

Fig. 49 - Coupe du Ravin des Chevriers

Fig. 50 - Coupe le long de la route du Fort du Nord (Arzew)

Fig. 51 - Carte géologique de la partie côtière occidentale du massif d'Arzew

Fig. 52 - Reconstitution schématique des "calcaires rubanés" du Chabet Haoud Ed Dis

Fig. 53 - Coupes géologiques à travers la partie côtière occidentale du massif d'Arzew

Fig. 54 - Carte géologique simplifiée de la partie occidentale du massif d'Arzew

Fig. 55 - Coupe géologique à travers la partie occidentale du massif d'Arzew

Fig. 56 - Coupe géologique interprétative à travers la terminaison occidentale du Djebel Orousse

Fig. 57 - Coupe géologique interprétative à travers les Montagnes Grises

Fig. 58 - Position possible des calcaires liasiques dans la structure des Monts d'Arzew

Fig. 59 - Le Cénomanien dans le Djebel Cheguiga

Fig. 60 - Essai de corrélations stratigraphiques du Cénomanien dans les Monts de Daïa

Fig. 61 - La Formation carbonatée du Djebel Tenfeld ; cortèges sédimentaires et corrélations avec les cycles eustatiques

Fig. 62 - Carte géologique simplifiée des Monts de Frenda

Fig. 63 - La Formation du Djebel Cheurfa dans la coupe de Sidi Ouadah

Fig. 64 - Comparaisons entre les coupes de la Formation du Djebel Cheurfa (Cénomanien)

Fig. 65 - La Formation de l'Oued Freaou (Turonien) dans la coupe de Sidi Ouadah

Fig. 66 - La Formation du Djebel Cheurfa ; cortèges sédimentaires et corrélations avec les cycles eustatiques

Fig. 67 - La série méso- et néocrétacée des Monts de Frenda (log synthétique)

Fig. 68 - La transgression cénomanienne sur le Haut-fond de Saïda ; Essai d'interprétation

Fig. 69 - Distribution des formations mésocrétacées dans les nappes telliennes (tableau récapitulatif)

Fig. 70 - Carte géologique du secteur nord du Pic Tafaraoui

Fig. 71 - Distribution des formations néocrétacées dans les nappes telliennes (tableau récapitulatif)

Fig. 72 - Biostratigraphie du Sénonien supérieur des nappes telliennes

Fig. 73 - La faune planctonique du Sénonien supérieur des massifs littoraux oranais

Fig. 74 - Coupe géologique interprétative de l'Oued saf-Saf

Fig. 75 - Le Sénonien supérieur des nappes telliennes ; cortèges sédimentaires et corrélations avec les cycles eustatiques

Fig. 76 - Schéma de localisation du Complexe chaotique à Trias resédimenté en Oranie

Fig. 77 - Cadre géographique de la région de Beni-Saf et coupe géologique interprétative de l'Oued Belhassini

Fig. 78 - Gisement de Ghar Baroud ; coupe à l'entrée sud de la carrière de Melkimen

Fig. 79 - Carte géologique simplifiée du "fossé de Sidi-Bakhti"

Fig. 80 - Carte géologique du secteur du Douar Sarrahoui et coupe géologique générale

Fig. 81 - Coupe du Douar Sarrahoui (détail)

Fig. 82 - Affleurement du Chabet Daouïa

Fig. 83 - Affleurement du Chabet Noura

Fig. 84 - Affleurement du Chabet M'Sabi

Fig. 85 - Carte géologique synthétique des secteurs d'Arbal et de Tafaraoui (Tessala NE)

Fig. 86 - Affleurement Aïn El Harrous I

Fig. 87 - Affleurement Aïn El Harrous II

Fig. 88 - Affleurement Aïn El Harrous III

Fig. 89 - Position stratigraphique du Complexe chaotique à Trias resédimenté en Oranie

Fig. 90 - Coupe à travers le secteur nord du Pic Tafaraoui

Fig. 91 - Amas chaotique d'Aïn Franin - Coupe géologique le long de la route Oran-Kristel

Fig. 92 - Carte de localisation des affleurements de Trias resédimenté dans le Miocène (Tessala d'Aïn El Berd)

Fig. 93 - Affleurement de Kristel

Fig. 94 - Allochtone tellien de l'Oued Hammadi

Fig. 95 - Allochtone marneux de l'Oued Hammadi : coupes géologiques sériées

Fig. 96 - Allochtone marneux de Sidi Hammadi (coupe géologique)

Fig. 97 - Schéma structural de la région au Nord-Est de Hacine

Fig. 98 - Coupes Oued Hammam I (Chabet Fatima)

Fig. 99 - Coupe Oued Hammam II

Fig. 100 - Diapir d'Aïn Houissy (Djebel Chegga) - Coupe au coeur du diapir

Fig. 101 - Coupes géologiques à travers le diapir d'Arbal

Fig. 102 - Episodes de resédimentations néocrétacés dans le domaine externe tellien oranais - Coupe palinspastique au Sénonien supérieur

Fig. 103 - Emplacement relatif des patries d'origine des différentes unités de type "rifain"

Fig. 104 - Essai de reconstitution d'une coupe palinspastique de la marge tellienne oranaise au Néocomien (d'après la position relative des nappes "tello-rifaines" et de leur contenu sédimentaire)

Fig. 105 - Essai de reconstitution d'une coupe palinspastique de la marge tellienne oranaise à l'Albien

Fig. 106 - Essai de reconstitution d'une coupe palinspastique de la marge tellienne oranaise au Campanien supérieur-Maastrichtien

Fig. 107 - Evolution géodynamique du bassin oranais : 1- au Jurassique supérieur ; 2- au Néocomien ; 3- à l'Albien