

Données sédimentologiques et évidence d'une tectonique distensive synsédimentaire dans le bassin stéphano-permien des Ida Ou Ziki. Sud-Ouest du massif ancien du Haut-Atlas (région d'Argana, Maroc).

Hafid SABER*

Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. 20, El Jadida (Maroc).

Résumé : La série stéphano-permienne des Ida Ou Ziki d'environ 1200 m d'épaisseur est de nature détritique. L'analyse sédimentologique témoigne d'un dépôt continental fluvial. L'analyse des structures tectono-sédimentaires confirme le contrôle de la sédimentation par la faille de Tirkou et par des accidents affectant le substratum, dans un régime extensif de direction proche de NW-SE.

Mots clés : Permien inférieur, mégaséquence, kaolinite, tectonique synsédimentaire, faille listrique, accident bordier, extension.

Abstract : The stephano-Autunien serie of the Ida Ou Ziki basin, filled by about 1200 m of detritic deposit, sedimentary analysis, suggest a fluvial continental deposit. The sedimentary - tectonic structures analysis confirm the control of sedimentation by the Tirkou fault and brokens affected the substratum in an NW - SE extensional system.

Key words : Lower Permian, megasequence, kaolinite, synsedimentary tectonic, listric fault, boundary fault, extension.

I- INTRODUCTION

Le bassin des Ida Ou Ziki est situé sur le versant sud du Haut-Atlas (fig. 1,a), ses formations d'âge permien inférieur (Broutin *et al.*, 1989), sont recouvertes en discordance angulaire par les dépôts

triasiques. Le bassin est localisé au voisinage d'un grand accident, nommé accident de Tirkou (fig. 1,b). De direction N70°, cet accident a joué un rôle important lors de la mise en place du bassin et a favorisé les phénomènes de remplissage et de comblement.

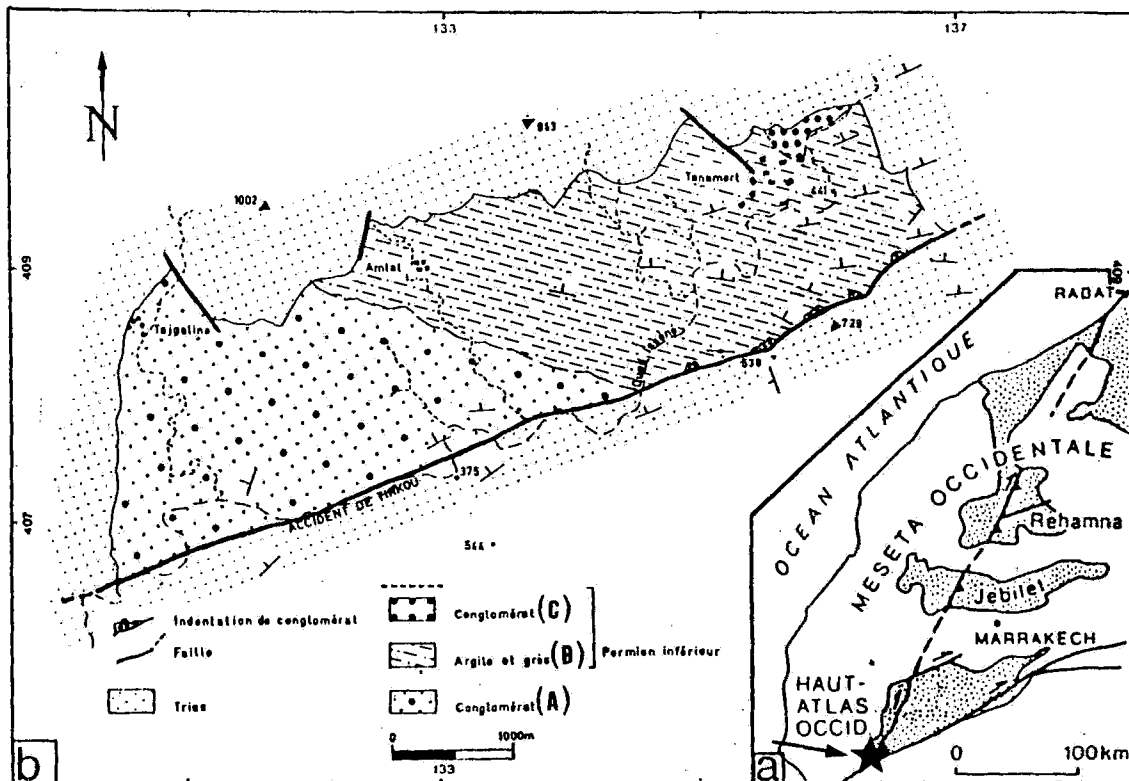
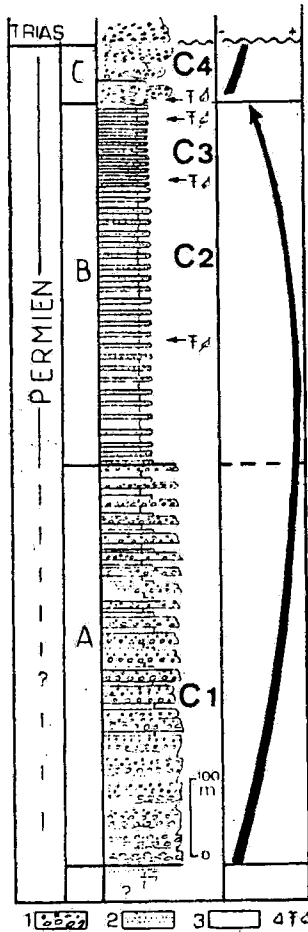


Fig. 1 - (a) Situation géographique du secteur étudié, (b) carte géologique du bassin des Ida Ou Ziki.

II - SEDIMENTOLOGIE

La lithostratigraphie du bassin des Ida Ou Ziki de nature détritique, d'au moins 1200 m d'épaisseur a été subdivisée en trois formations (fig. 2) (Saber, 1989): une formation de base conglomératique f(A) d'environ 600 m d'épaisseur, surmontée par une formation argilo-gréseuse f(B), d'environ 500 m et par une formation sommitale conglomératique f(C) de plus de 80 m, sur laquelle repose le Trias en discordance angulaire.



1 conglomérat, 2 grès, 3 silt/argile, 4 niveau fossilifère,
Fig. 2 - Coupe lithostratigraphique synthétique

1 - Analyse Séquentielle.

A - Description des séquences

Les séquences de la formation f(A) : La formation conglomératique (A), est une suite de séquences de 2 à 15 m de puissance, de type *conglomérat* en bancs métriques, *grès* en bancs décimétriques, *argiles* en lits d'épaisseur décimétrique à centimétrique, la base des séquences est marquée par des discontinuités de ravinement (fig. 3, C1). L'ensemble est strato et grano-décroissant. La quantité globale des détritiques grossiers diminue vers le haut

de la formation, et on assiste à une augmentation des niveaux argileux (fig. 2).

Les séquences de la formation f(B) : La formation silto-gréseuse (B), s'organise en séquences de type *grès-argile*. Elles sont généralement métriques à décimétriques, grano-décroissantes et le plus souvent, strato-décroissantes (fig. 3, C2 - C3). Cependant l'évolution est légèrement négative : d'abord grés-argileuse où la fraction argileuse est dominante, puis grés-argileuse où la fraction gréseuse est dominante (fig. 2).

Les séquences de la formation f(C) : La formation conglomératique (C), est organisée en séquences de type *conglomérat-grès-argile* décimétriques à décimétriques (fig. 3, C4). Les discontinuités sont marquées par la base ravinante des conglomérats.

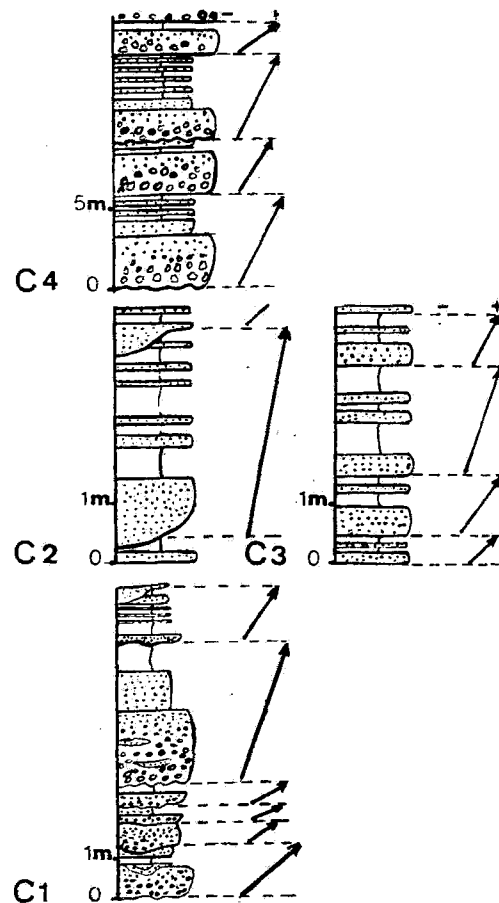


Fig. 3 - Coupes de détail au niveau des formations du Stéphano-Autunien des Ida Ou Ziki.
(localisation voir fig. 2).

B - Description de la Mégaséquence

Selon nos observations de terrain, on a pu rassembler la formation inférieure (A) et intermédiaire (B) en une bimégaséquence, d'abord nettement positive, puis légèrement négative (fig. 2). Le dépôt

des conglomérats (C) correspond probablement au début d'une autre mégaséquence, dont la base ravissante et chenalisante des apports conglomératiques, souligne la discontinuité avec la mégaséquence inférieure.

2 - Granulométrie

(effectuée sur les grès de la formation f(B))

L'ensemble des sédiments est représenté par des grès fins; leur maturité est assez bonne. Ces sédiments sont bien triés, assez bien classés et leur hétérométrie est relativement assez forte. Ceci met en évidence un dépôt continental de type fluvial.

3 - Morphométrie des Galets

Effectuée sur des échantillons des formations A et C, elle a montré que nos conglomérats sont d'origine continentale fluviale.

4 - Reconstitution des paléocourants

Les figures et structures sédimentaires telles que les rides de courant, les chenaux, les imbrications

des galets, les grooves et les rides symétriques ont permis d'établir une carte de directions et des sens des paléocourants (fig. 4).

Dans toute la boutonnière, on remarque une constance de la direction et du sens des courants, qui est généralement S-N à SE-NW. On peut en déduire des apports d'origine méridionale, certainement localisés dans le Paléozoïque, qui se trouve actuellement caché par les dépôts triasiques discordants. Cette sédimentation a pu être contrôlée par les jeux synsédimentaires de l'accident de Tirkou qui favorisèrent les apports vers le bassin des Ida Ou Ziki.

5 - Les argiles

L'illite est toujours présente et domine sur les autres argiles, sa cristallinité n'est en général pas très bonne. La kaolinite existe en proportion non négligeable; la chlorite est peu abondante et apparaît en troisième lieu après l'illite et la kaolinite. On note aussi l'existence d'interstratifiés chlorite-vermiculite (C-V) et illite-montmorillonite (I-M) en très faible quantité.

Il convient tout d'abord de noter la présence de

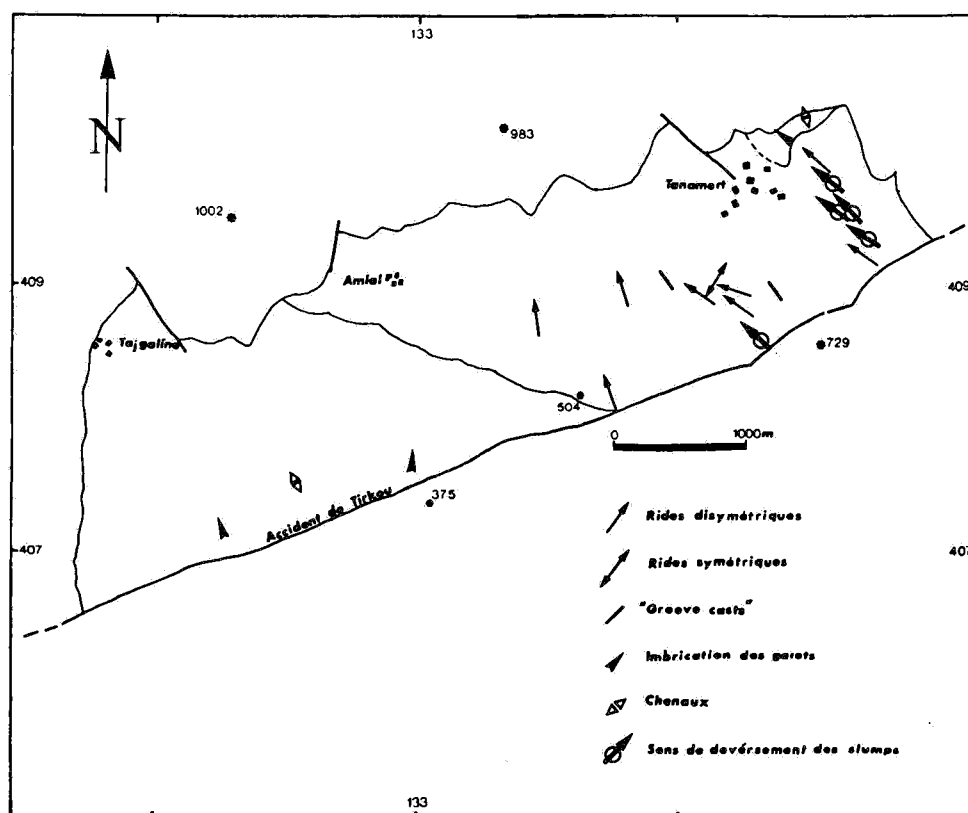


Fig. 4 - Carte des paléocourants et des sens de déversement des slumps.

kaolinite, ce qui témoigne un milieu hydrolisant chaud et humide.

Le rapport des mesures sur le diagramme d'Esquevin (1969) (fig. 5), où apparait la cristallinité de l'illite en fonction du rapport de l'intensité des pics (002) et (001), permet les remarques suivantes:

- la cristallinité de l'illite s'échelonne entre des valeurs caractéristiques de la limite anchizone-diagenèse (Indice 5,5) et des valeurs supérieures (voisines de 7), appartenant à des domaines purement sédimentaires;

- le rapport d'Esquevin (002/001) se situe entre 0,2 et 0,3, donc relativement faible, indiquant des minéraux argileux magnésiens, donc une diagenèse relativement forte.

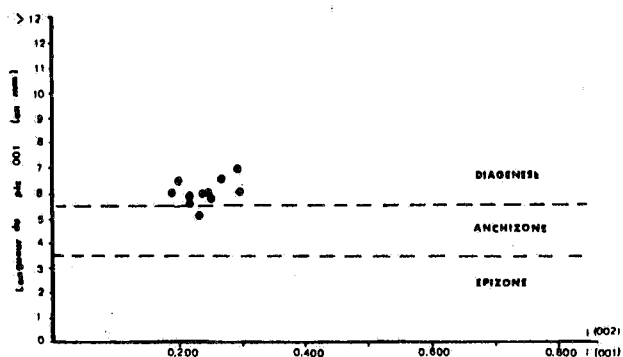


Fig. 5

Fig. 5 - Caractérisation des illites par la méthode d'Esquevin (1969).

6 - Milieu de dépôt

A - Les conglomérats de la formation (A)

Ces conglomérats à galets jointifs ou subjointifs, à base ravinante et chenalissante, surmontés par des grès grossiers, puis par des grès plus fins voire des pélites, peuvent être interprétés comme des dépôts de chenaux fluviaux. L'abondance des détritiques grossiers témoigne de l'existence de reliefs.

B - Les grès et argiles de la formation (B)

Avec de rares chenaux de grès grossiers, souvent à rides de courant, sont un indicateur de chenalisation, les rares fentes de dessiccation et traces de gouttes de pluie, les débris végétaux témoignent d'une certaine continentalité.

La structure en lamines mécaniques très générales sur toute l'épaisseur et l'étendue de la formation induit une sédimentation lacustre.

L'homogénéité du faciès tout au long de la formation indique que la subsidence et la sédimentation s'étaient équilibrées pendant toute cette période.

C - Les conglomérats de la formation (C)

Ce sont des dépôts pratiquement identiques aux conglomérats f(A). La morphométrie des galets nous permet d'interpréter ces conglomérats comme des dépôts fluviaux.

III - TECTONIQUE SYNSEDIMENTAIRE

1- Les structures tectoniques

Plusieurs objets tectono-sédimentaires attestant une tectonique "distensive" ont été observés dans le bassin des Ida Ou Ziki, on note:

A - Les failles normales listriques

Aux alentours du village de Tanamert (fig. 1) X = 136 et Y = 410; la formation B montre une population de failles normales listriques métriques à décimétriques, à rejets décimétriques à métriques. L'orientation de ces failles varie du NNE-S_{SW} à ENE-WSW, avec un pendage généralement vers le NW. Dans ces sédiments non préfracturés, la direction d'extension correspond alors à X proche de NW-SE (fig. 6).

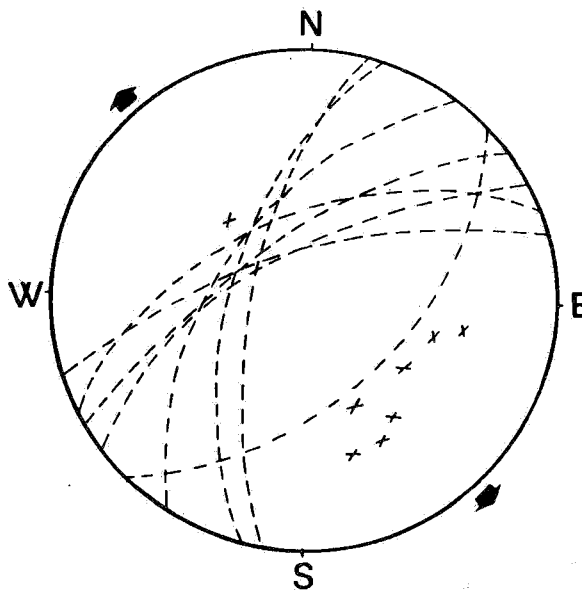


Fig. 6 - Répartition des failles normales synsédimentaires (Projection de Schn. idt : demi sphère inférieure).

B - Les Minigrabens

Centimétriques à décimétriques, ces structures affectent des barres de grès de la formation B et sont surtout visibles au voisinage de l'accident de Tirkou. L'homogénéité des orientations des minigrabens, analogue à celle des failles normales listriques, tend également à prouver qu'il s'agit bien là de structures résultant d'évènements tectoniques en extension. Elles témoignent d'une extension syn-permienne associée à la mise en place des grandes masses de sédiments (plus de 1200 m) dans un bassin intramontagneux dont on ne voit qu'une bordure limitée.

C - Les slumps

Ces structures ont une taille décimétrique à métrique, allant jusqu'au "slump-ball". Ils résultent d'une instabilité entraînant des glissements sur des pentes faibles (1 à 2°), ou évoquant des petits séismes comme moteur dans un milieu fortement hydroplastique (Biron, 1982). Ces slumps ont un déversement vers le NW (fig. 4), analogue aux pendages des failles normales et aux sens des paléocourants.

2 - L'Accident bordier de Tirkou

C'est un accident N 70- 80° qui limite le bassin des Ida Ou Ziki au Sud. Il est jalonné par des indentations conglomératiques à éléments émoussés, observables le long de son tracé, au sein de la formation argilo-gréseuse f(B) (fig. 1). Ces indentations ont une extension latérale limitée et sont interstratifiées à tous les niveaux de la formation B. La mise en place de ces conglomérats peut être ainsi interprétée : le bassin des Ida Ou Ziki s'est installé dans un graben limité à sa bordure sud par la faille de Tirkou qui limitait ainsi un lac où s'est effectuée la sédimentation stéphano-permienne. Ce lac était alimenté en permanence par des oueds venant du Sud qui déchargeaient leurs apports grossiers à leur arrivée dans le lac, tandis que les fractions plus fines se déposaient vers le centre. Le rôle important joué par cet accident pendant la sédimentation stéphano-permienne s'y manifeste. Le jeu essentiel de cet accident étant anté-triasique, son rejet vertical synsédimentaire est au moins égal à l'épaisseur des sédiments des trois formations f(A), f(B) et f(C), c'est-à-dire plus de 1200 m.

3 - Interprétation

Pour pouvoir donner une explication à l'origine des failles normales listriques affectant la série sédimentaire des Ida Ou Ziki, nous nous sommes référé-

rés aux travaux expérimentaux de Vendeville (1987). Ces travaux montrent que le système soumis à la "distension" comporte à sa base, un cisaillement: le sens du pendage des failles est alors le même que celui du cisaillement.

Ce cisaillement peut correspondre à un niveau basal de décollement en profondeur. Une telle structure, n'a pas été observée directement sur le terrain. Il existe la possibilité d'avoir de telles structures lorsque le système est soumis à un glissement sur une pente supérieure à 1,7°.

IV - CONCLUSION

L'histoire tectono-sédimentaire post-hercynienne du bassin des Ida Ou Ziki nous a permis de mettre en évidence trois phases de comblement.

1 - Première phase

La formation conglomératique f(A), avec dépôts grossiers, indique que le comblement, pendant cette époque, était contrôlé par des mouvements tectoniques caractérisés par une intensité décroissante. Ces dépôts sont issus de reliefs encore assez jeunes.

2 - Deuxième phase

Les dépôts argilo-gréseux f(B) sont le résultat d'une période de faibles activités tectoniques et la destruction de reliefs pré-existants. La sédimentation s'est faite dans un milieu lacustre sous faible tranche d'eau. Pendant cette époque, on enregistre une permanence du lac qui est favorisée par des facteurs climatiques. Le sommet de la formation B est caractérisé par la fréquence d'objets tectono-sédimentaires (slumps, failles normales listriques, minigrabens et des figures d'échappement d'eau) et par conséquent, l'augmentation relative de la quantité des sédiments grossiers, ce qui tend vers une évolution mégaséquentielle légèrement négative. Ceci est le résultat d'une reprise des pulsations tectoniques et par conséquent, l'annonce d'un nouveau cycle sédimentaire (fig. 2).

3 - Troisième phase

Dès la fin de la deuxième phase, on assiste à un accroissement des mouvements tectoniques. Ces mouvements prennent de l'importance, évoquant la surrection des reliefs et l'apparition d'une sédimentation grossière de type fluviale.

La figure 7 tente de schématiser l'évolution géody-

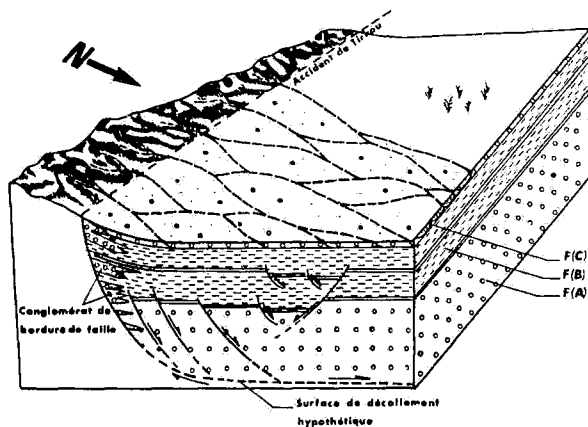


Fig. 7 - Schéma résumant la mise en place du bassin des Ida Ou Ziki.

namique du bassin des Ida Ou Ziki pendant la phase de subsidence et de sédimentation stéphano-permienne.

L'ouverture du bassin des Ida Ou Ziki, selon une extension NW-SE, semble appartenir à une phase distensive d'âge permien inférieur, qui pourrait correspondre au relâchement des contraintes lors de l'arrêt du serrage hercynien. Ces événements distensifs ont pu être observés dans le Haouz oriental (Beauchamp *et al.*, 1985), dans le bloc d'Imintannout (Ferrandini *et al.*, 1987), dans le Maroc central (Cailleux *et al.*, 1983; El Wartiti *et al.*, 1987), dans le bassin de l'Oued Zat (Saber, 1989), dans le bassin houiller lorrain (France) (Donsimoni, 1981) et ont certainement une valeur régionale.

Remerciements

Je remercie vivement Monsieur H. Daoudi, pour la traduction en anglais, Monsieur M.M. Bendali et M. Amokrane pour la publication du manuscrit, Mademoiselle F. Kharmouch pour la dactylographie du texte, ma famille pour son soutien ainsi que mon fils My. Idriss à qui je dédie ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

- Beauchamp, J., Courtinat, B., Desteucq, C., Ferrandini, J., Potherat, P., Roy-Dias, C. et Sagon, J.P. 1985. L'Autuno-stéphano-permienne du sondage OT6 Bis dans le Haouz oriental de Marrakech : étude préliminaire, *Bull. Inst. Sci., Rabat*, n° 9, pp. 11 - 20.
- Biron, P. E. 1982. Le Permo-Trias de la région de l'Ourlika (Haut-Atlas de Marrakech). *Thèse de 3ème cycle, Grenoble*, 2 tomes, 170 p.
- Broutin, J., Ferrandini, J., et Saber, H. 1989. Implications stratigraphiques et paléogéographiques de la découverte d'une flore permienne euraméricaine dans le Haut Atlas occidental (Maroc). *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 308, série II, pp. 1509 - 1515.
- Cailleux, Y., Gonord, H., Le Guern, M. et Sauvage, M. 1983. Taphrogenèse et magmatisme permien dans le Maroc central. *Bull. Fac. Sc. Marrakech*, n° spec. 1, pp. 24 - 39.
- Donsimoni, M. 1981. Le bassin houiller lorrain. *Mém. BRGM Fr*, n° 117.
- El Wartiti, M., Broutin, J. et Freytet, P. 1987. Premières découvertes paléontologiques dans les séries rouges carbonatées permienes du bassin de Tiddas (Maroc central). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 303, sér. II, n° 3, pp. 263 - 268.
- Esquevin, J. 1969. Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. centre Rech. Pau- SNPA*, 3, pp. 147 - 154.
- Ferrandini, J., Cornée, J.J. et Saber, H. 1987. Mise en évidence d'une compression subméridienne d'âge permien probable dans le massif ancien du Haut-Atlas occidental (Maroc). Evolution de l'ellipsoïde de déformation depuis l'orogénèse hercynienne jusqu'à la distension triasique. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 304, sér. II, n° 20, pp. 1243 - 1248.
- Saber, H. 1989. Les événements sédimentaires et tectoniques au tardi-hercynien dans le Haut -Atlas occidental: exemple des Bassins des Ida Ou Ziki, de l'Oued Zat et du Bloc d'Imintannoute (Maroc). *Thèse de 3ème Cycle, Université Cadi Ayyad, Marrakech*, 145 p.
- Vendeville, B. 1987. Champ de failles et tectonique en extension : modélisation expérimentale. *Thèse Univ. Rennes*, 372 p.

Manifestations diapiriques du Trias dans les séries du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien et des Aurès

Missoum HERKAT*

*USTHB - IST, BP 31, 16111 Alger.

Résumé : L'influence du Trias dans l'évolution des bassins sédimentaires atlasiques s'est exercée tôt dans leur histoire. Le diapirisme a pu s'amorcer dès le dépôt d'une couverture sédimentaire suffisante pour entraîner le mécanisme de l'halocinèse et il dépend donc des modalités du jeu de la subsidence à travers ces bassins. Le réseau des accidents synsédimentaires a également participé à l'expression d'un point de vue spatial du diapirisme et une liaison existe entre les phases de rejeu de ces accidents et l'activation de l'ascension des diapirs.

Dans l'Atlas saharien oriental une émergence du Trias s'est produite au cours du Turonien dans la région de Ben Srouf où a été découverte une brèche polygénique témoignant de la resédimentation de matériel triasique. A cet endroit la réduction d'épaisseur des dépôts du Cénomaniens et du Turonien et les caractères de la sédimentation suggèrent l'influence d'un accident synsédimentaire N120° ayant relevé un panneau du substratum et contribué à l'extrusion du Trias. Dans la région de Bir Fodda des indices de remaniement du Trias existent également vers le sommet du Turonien. En fait dans cette région ainsi qu'autour d'Aïn Melah le Trias est venu à jour dès le Portlandien supérieur dans la série duquel s'intercalent les premières brèches polygéniques. Dans d'autres régions de l'Atlas saharien et des Aurès des indices sédimentaires montrent l'influence indirecte des diapirs précoces sur la sédimentation, telle la région de Maafa où le Maestrichtien repose localement près de l'extrusion triasique en discordance progressive sur le Campanien.

Enfin, une relation géodynamique étroite existe entre l'ascension précoce du Trias dans un contexte de mobilité tectonique et le jeu de la subsidence au niveau des blocs basculés ou exhaussés, limités par des accidents EW subméridiens ou NE-SW qui contrôlent la sédimentation dans les bassins de l'Atlas saharien et des Aurès.

Mots clés : Trias, Diapirisme, Crétacé, Atlas saharien.

Abstract : Trias influence in evolution of Atlasic sedimentary basins was early in their history. Diapirism could have started just when sedimentary cover was sufficient to induce halokinesis mechanism, and it depends on subsidence movements modalities through these basins. Synsedimentary accidents network was part of diapirism in a spatial point of view and a relationship exists between replay phases of these accidents and diapirism uplift activation.

In Eastern saharian Atlas triassic emergence occurred during Turonian in Ben Srouf region where a polygenic breccia witnessing triassic resedimentation material was found. At this place thickness reduction of Cenomanian and Turonian deposits and sedimentation features suggest the influence of a synsedimentary N 120°E accident, having raised a substratum pannel and contributed to triassic extrusion. In Bir Fodda region, triassic reworking marks exist also in upper Turonian, in fact in this region as well as in Aïn Melah surrounding, Trias appeared from upper Portlandian in the series of which first polygenic breccias interlayered. In other saharian Atlas and Aurès region sedimentary indications show indirect influence of precocious diapirs upon sedimentation like Maafa region where Maestrichtian is lying locally near triassic extrusion in progressive unconformity upon Campanian.

Finally a close geodynamic relationship exists between precocious triassic ascension in a tectonic mobility context and subsidence movements in tilting or uplifting blocks bounded by EW-NS or NE-SW accidents controlling sedimentation in saharian Atlas and Aurès basins.

Key words : Trias, Halokinesis, Cretaceous, saharian Atlas.

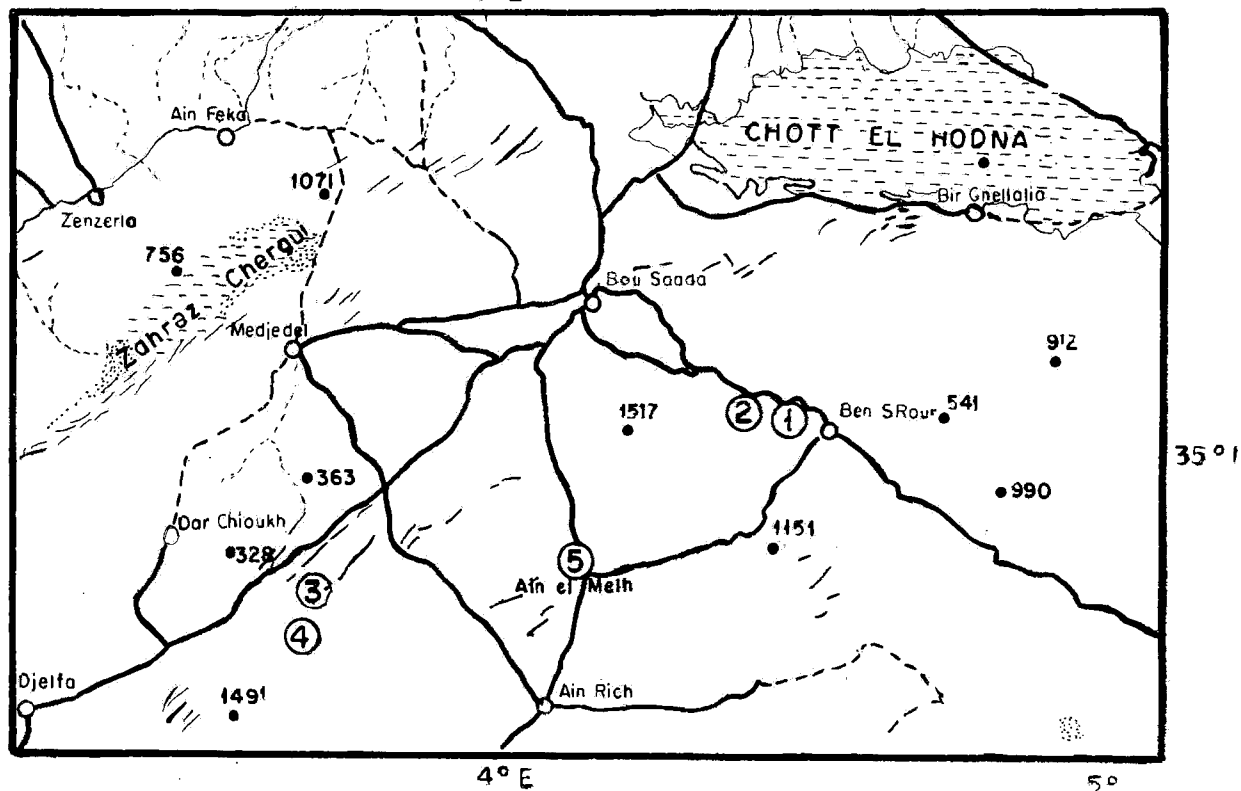
I - INTRODUCTION

Un diapirisme précoce du Trias se manifeste dans l'Atlas saharien à diverses époques et ce dès le passage Jurassique-Crétacé (Herkat, 1982). Les indices de remaniements synsédimentaires du Trias dans les séries du Crétacé sont connus dans la région de l'Ouenza à l'Aptien (Masse et Thieuloy, 1979) et dans la région de Khenchela au Santonien (Lessard, 1955). L'étude sédimentologique des séries du Crétacé supérieur montre que l'influence du

Trias s'est exercée également sur la sédimentation du Turonien et du Maestrichtien en d'autres endroits de l'Atlas saharien.

II- NOUVEAUX INDICES REGIONAUX D'UN DIAPIRISME PRECOCE DU TRIAS

Les principaux indices de remaniements synsédimentaires d'éléments triasiques ont été trouvés dans des séries du Crétacé basal (Berriasien) et du



Au Turonien: 1 - Koudiat ech Chaoura (Ben Srour), 2 - Koudiat Djahfa (Dj. Fernane), 3 - Djebel Tila (Bir Fodda).

Au Berriasien: 4 - Ragoubet Chouiouia (Bir Fodda), 5 - Dj. Ladjdar et Dj. Harraza (Aïn Melah).

Fig. 1 - Carte de situation des zones de remaniements précoces du Trias dans les monts des Oulad Nail.

Crétacé supérieur (Turonien) des monts des Oulad Nail (Atlas saharien oriental). (fig. 1).

A - MONTS DES OULAD NAIL

Les principales études stratigraphiques concernant le Crétacé de cette région ont été réalisées par la SN Repal (1955), J. Emberger (1960), N. Kazi Tani (1970), l'IAP (1971) dans le cadre de la carte géologique d'Aïn Rich et R. Guiraud (1973). Les manifestations précoces du Trias sont sensibles aux alentours des pointements actuels de Trias qui sont répartis essentiellement dans la zone axiale de la chaîne (fig. 2). Au Crétacé supérieur deux zones sont principalement concernées par un diapirisme précoce du Trias: la région de Ben Srour au SE de Bou Saada et la région de Bir Fodda située entre Bou Saada et Djelfa

1 - Région de Ben Srour (fig. 3)

a - Cadre géologique

Les structures représentées dans la région de Ben Srour sont du Sud vers le Nord:

-le synclinal du Dj. Bou Safoula et Dj. Guenana d'axe SW-NE constitué par les terrains du Turo-

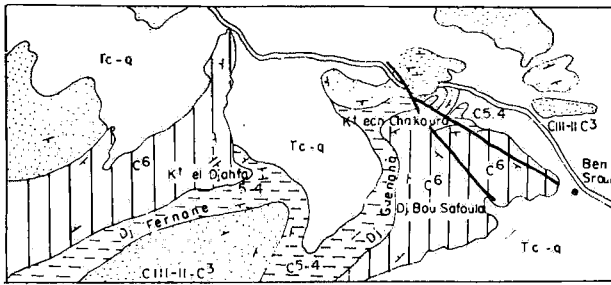


Crétacé (en pointillés), Jurassique (en hachures), Trias (en noir)

Fig. 2 - Esquisse géologique des Monts des Oulad Nail (d'après Kieken, 1962)

nien et qui est interrompu vers le NE par un accident N 120° décrochant dextre;

-une zone de replis anticlinaux et synclinaux disposés de part et d'autre de l'accident et formés par les assises du Barrémien, de l'Aptien et de l'Albien, Les niveaux de remaniements triasiques ont été découverts dans les termes du passage Cénomaniens au Turonien à l'extrémité NE du Dj. Guenana sur le flanc sud du repli anticlinal de Koudiat ech Chaoura au coeur duquel il apparaît un petit affleurement circulaire de Trias.



CIII-II-C³: Barrémo-Aptien et Albien; C⁵⁻⁴: Cénomanien
 C⁶: Turonien; Tc-q: Tertiaire continental et Quaternaire.

Fig. 3 - Carte géologique de la région de Ben Srouf (extrait de la carte géologique de Bou Saada à 1/200 000)

b - Séries du Cénomanien et du Turonien

La succession stratigraphique des terrains du Cénomanien et du Turonien peut être observée selon une coupe partant depuis la base de la Koudiat ech Chakoura et dirigée en direction du Sud vers le Dj. Guerara. Les attributions stratigraphiques concernant ces séries reposent sur quelques niveaux datés, notamment dans le Cénomanien, mais le reste de la série est aisément corrélable avec les coupes mieux datées situées à l'Ouest de cette région comme le Dj. Fernane et le Khanguet Grouz.

Le Cénomanien

Il est représenté par une série épaisse de 200m essentiellement marnocalcaire comprenant des niveaux calcaires à Foraminifères porcelanés et des calcaires à laminations tidales. Vers le haut de la série s'intercalent quelques bancs de gypse ainsi que des brèches de dissolution; la série s'achève par deux grosses barres calcaires : la première à faciès fin en voie de dolomitisation (dolomie porphyroïde) et la deuxième bioclastique, avec des accumulations de Lamellibranches et de Nerinées, aussi caractérisée par de grandes stratifications obliques évoquant un dépôt de cordon littoral; les sillex sont fréquents dans ce banc qui présente une morphologie en biseau.

Le Turonien

Il débute par des alternances marnocalcaires renfermant des bioclasts de Lamellibranches, d'Echinodermes et d'Ostracodes. Le faciès à Pithonelles, classique au Turonien inférieur, est absent dans cette coupe. A 70m environ de la base du Turonien apparaît un niveau bréchi que de 50cm d'épaisseur qui renferme des éléments remaniés d'origine triasique.

c - Faciès de la brèche de Koudiat ech Chakoura

La brèche comporte un faciès calcaire à pélétoïdes incluant des éléments de taille pouvant atteindre 1cm, de forme anguleuse à subanguleuse dont la composition est la suivante :

- lithoclasts argileux bruns orangés;
- lithoclasts gréseux à morphologie aplatie (pl. I, 1);
- grains roulés d' nématite;
- lithoclasts de calcaire cristallin ou de calcaire fin bioclastique avec parfois des fentes de tension;
- cristaux rhomboédriques de dolomie, corrodés et craquelés, ponctués par des pores de dissolution colmatés par des oxydes de fer (pl. I, 1);
- cristaux de quartz de néoformation automorphes souvent corrodés, dispersés ou regroupés en agrégats polycristallins dans lesquels ils sont cimentés par du quartz secondaire; des inclusions d'anhydrite ou plus rarement de pseudomorphoses de gypse sont fréquentes dans les cristaux de quartz ou de dolomie (pl. I, 4 et 6).

d - Interprétation de la formation de la brèche

La nature polygénique de la brèche implique un matériel d'origine de composition variée ayant subi un démantèlement à proximité du lieu de sédimentation et dont les éléments ont été incorporés dans les dépôts calcaires du Turonien. Les divers lithoclasts de la brèche reflètent la composition lithologique et pétrographique des principaux termes que l'on rencontre dans le Trias de l'Atlas saharien :

- les grès fins laminés au Trias inférieur et moyen;
- les dolomies au Trias supérieur;
- les cristaux de quartz de néoformation à inclusions d'évaporites qui se sont développés dans des argiles gypseuses constituant un faciès typique du Trias supérieur;
- les minéralisations ferrifères notamment l'hématite également fréquentes dans les diapirs.

e - Essai de reconstitution des paléoenvironnements et du cadre paléostructural

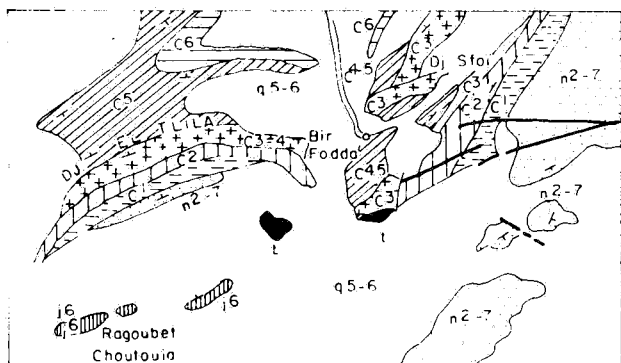
Les paléoenvironnements et les épaisseurs de la sé-

rie du Cénomaniens et du Turonien évoquent l'existence d'une zone de faible profondeur et subsidence à l'emplacement de la Koudiat ech Chakoura; les faciès sont d'une manière générale plus calcaires et moins marneux que ceux que l'on rencontre habituellement dans ces séries dans la région; on retrouve cependant des faciès à tendance récifale à l'extrémité NE du Dj. Fernane, à la Koudiat el Djahfa: ce sont des bioconstructions à Rudistes présentant une morphologie biohermale dans la série du Turonien moyen dans laquelle s'intercale une brèche comparable à celle de la Koudiat ech Chakoura mais moins riche en lithoclasts. Il apparaît ainsi qu'entre la terminaison NE du Dj. Fernane et la Koudiat ech Chakoura s'étendait une plateforme marine peu profonde dont la subsidence décroissait graduellement d'Ouest en Est et dont les faciès carbonatés se développaient dans cette même direction suggérant une zone relevée au voisinage d'une intrusion triasique contemporaine de la sédimentation. L'accident N120° de Ben Srouf, dans l'hypothèse d'un jeu précoce, pourrait avoir contrôlé cette disposition paléogéographique en exhaussant la zone de Koudiat ech Chakoura et en abaissant le compartiment situé au Nord de celle-ci. Des observations détaillées de part et d'autre de l'accident devraient permettre de vérifier ce modèle paléogéographique.

2 - Région de Bir Fodda (fig. 4)

a - Cadre géologique

Le Dj. Tlila au Sud de Bir Fodda correspond à un monoclinale de direction SW-NE qui s'infléchit vers l'Est en se rapprochant de Bir Fodda, cette incurvation pourrait correspondre à l'influence d'un décrochement dextre passant à ce niveau et décalant le Dj. Rouiba qui constitue le prolongement



t: Trias; j6: Portlandien-Berriasien; n²⁻⁷: Néocomien à Albien
c¹: Cénomaniens; c²: Turonien; c³⁻⁴: Coniacien-Santonien
c⁵: Campanien; c⁶: Maestrichtien; q⁵⁻⁶: Quaternaire récent.

Fig. 4 - Carte géologique de la région de Bir Fodda (extrait de la carte géologique d'Ain Rich à 1/200 000).

vers le Nord du Dj. Tlila et qui se rattache au flanc nord du massif anticlinal du Sfoi. Par ailleurs entre Bir Fodda et Hassi Mguita située vers l'Est se développe une série d'accidents sensiblement EW qui jalonne par le Sud le massif du Sfoi (Basseto et Guillemot, 1971). Le Dj. Tlila est constitué par des termes allant depuis l'Albien jusqu'au Campanien. La série se complète par le bas vers le SE avec des affleurements du Portlandien et du Berriasien au Draa Naama et au Ragoubet Chouiouia; enfin des pointements de Trias apparaissent entre le Dj. Tlila et le Draa Naama ainsi qu'au SE de Bir Fodda. Les indices de remaniements synsédimentaires d'éléments triasiques ont été rencontrés dans les termes supérieurs du Turonien du Dj. Tlila.

b - Série du Turonien

La série du Turonien du Dj. Tlila est constituée par la succession de 3 séquences marnocalcaires que l'on retrouve à l'échelle régionale et notamment au Khanguet Grouz (Mostefai et Sihamdi, 1990) et au Dj. Chebeibita (Herkat, 1991) où elles sont plus développées et mieux caractérisées paléontologiquement. Le Turonien a livré dès la base *Néoptychites* sp.

-la séquence IIA est caractérisée par des calcaires en plaquettes à faciès bioclastique constitué par des Ophiures et des Pithonelles en partie micritisées en pellets;

-les séquences IIB et IIC sont plus calcaires et comprennent surtout des faciès de plateforme interne associant des pélétoïdes, des Miliolides et des Pénéroplides.

c - Indices de remaniements d'éléments triasiques

Vers le sommet de la séquence IIC du Turonien apparaissent dans les calcaires des grains de quartz détritiques en faible proportion ainsi que des cristaux de quartz de néoformation resédimentés, relativement dispersés. Le fait révélateur de l'origine triasique de ces éléments est l'existence dans les cristaux de quartz d'inclusions d'anhydrite (pl. I, 2) ainsi que la présence de cristaux de dolomie corrodés et de lithoclasts gréseux.

d - Reconstitution du cadre paléogéographique

Les indices de remaniement d'éléments triasiques dans la série du Dj. Tlila sont peu marqués mais attestent de l'existence d'une zone voisine où le Trias est venu à jour au cours du Turonien supérieur et d'où ils étaient transportés. L'existence de pointements triasiques à 4km environ du Dj. Tlila

fait rechercher là les endroits où s'est manifesté le diapirisme précoce. L'érosion large des terrains du Turonien autour de ces pointements explique l'absence de brèche de remaniement franche; ce faciès devait se situer dans un rayon assez proche du point de l'extrusion triasique et en s'en éloignant on n'en trouverait qu'une partie des éléments représentés normalement et en proportion faible dans la roche, le transport de ceux-ci entraînant leur dispersion et leur appauvrissement graduels au fur et à mesure que l'on s'éloigne du diapir.

L'influence de l'accident EW de Bir Fodda sur la sédimentation du Turonien apparaît à travers les différences de faciès et de subsidence de part et d'autre de celui-ci : le compartiment sud (zone nord du Dj. Tlila) est moins subsident et les faciès pélagiques de base de série sont moins développés que dans le compartiment nord (zone sud du Dj. Sfoi) où il y a une notable augmentation d'épaisseur de ces dépôts et de la subsidence totale du Turonien. Ainsi l'accident de Bir Fodda dont le jeu est perceptible au Turonien a probablement contribué à l'extrusion précoce du Trias dans la région.

e - Le diapirisme précoce fini jurassique de la région de Bir Fodda et d'Aïn Melah

L'existence antérieure au Turonien d'un diapirisme précoce du Trias est décelable dans la région de Bir Fodda dans le petit affleurement jurassique de Ragoubet Chouiouia. Une coupe à cet endroit des termes de passage du Portlandien au Berriasien montre une brèche polygénique à extraclasts gréseux et dolomitiques traduisant l'influence du Trias. On peut également observer de telles brèches 20km plus à l'Est dans la région d'Aïn Melah (fig. 5) dans les séries de passage du Portlandien au Berriasien du Dj. Harraza et du Dj. Ladjdar (Herat, 1982). Les brèches d'Aïn Melah dont l'épaisseur peut atteindre une dizaine de mètres présentent un faciès très comparable à celui des brèches du Turonien de Ben Srou; elles comportent des extraclasts silteux, gréseux et dolomitiques ainsi que des quartz automorphes craquelés (pl. I,5) renfermant de rares inclusions d'anhydrite (pl. I,3). Les faciès du Portlandien supérieur à tendance haute énergie (pélétoïdes - oolites - oncholites - Hexacoralliaires) indiquent que préalablement à l'extrusion du Trias la poussée du diapir avait donné naissance à un haut fond sédimentaire. Après l'extrusion il se dépose aussi localement des silts dont les grains de quartz proviendraient de remaniements des termes détritiques du Trias. L'interprétation du diapirisme précoce du passage Jurassique-Crétacé des massifs jurassiques des monts des Oulad Naïl doit être replacée dans le contexte des manifestations diverses

de la discontinuité qui le caractérise. (Herat, 1984). L'influence de la phase néocimmérienne peut être perçue à travers une tendance émergitive à la fin du Portlandien à laquelle succède probablement une période extensive qui entraîne le rejeu des accidents SW-NE que l'on observe dans ces massifs (fig. 2); ces accidents auraient ainsi entraîné l'exhaussement de zones hautes notamment entre le Dj. Harraza et le Dj. Zireg Ben Srou que nous avons appelées "seuil des Zibans". Ainsi le Trias a pu venir à jour autour de ces zones hautes, à la faveur du jeu de ces accidents, dès la fin du Jurassique.

B - AURES

L'étude classique de stratigraphie des séries des Aurès est celle de R. Laffitte (1939) lequel a réalisé également une carte géologique de la région. R. Guiraud (1973) a contribué à l'étude stratigraphique et à la cartographie de détail de certaines zones. Les travaux récents de sédimentologie sont ceux de N. Kazi Tani (1986), S. Abed (1986) et M. Herat (1986-1991). L'influence diapirique précoce du Trias dans cette région est connue uniquement dans la région de Khenchela où L. Lessard (1955) a mis en évidence la résédimentation du Trias. Ce diapirisme et son incidence sur le développement d'une sédimentation récifale a fait l'objet d'une étude récente par G. Camoin *et al.* (1990). D'autres zones sont susceptibles également d'avoir enregistré des manifestations diapiriques précoces même si elles ne sont perceptibles que par leur action indirecte, le Trias s'étant rapproché du substratum marin en y induisant des hauts fonds ou des discordances locales sans perçement et résédimentation conséquente; c'est le cas de la région de Maafa.

1 - Région de Maafa (fig. 6)

a - Cadre géologique

Un important affleurement de Trias existe dans la région de Maafa située à 30km au SW de Batna. Le Trias vient à jour dans les terrains marneux du Campanien, au contact du Maestrichtien, le long du flanc sud de l'anticlinal de l'Iguedelene dont le pendage vers le Sud correspond à la zone d'inflexion périclinale du pli orienté SW-NE. La configuration en baionnette de l'affleurement triasique se superpose aux directions des accidents à la faveur desquels il s'est développé et qui sont EW et NE, la mise en place de ce Trias ayant été acquise avant le dépôt du Miocène 2 marin, soit le Burdigalien (Guiraud, 1973). Des critères sédimentaires et géométriques laissent penser qu'un diapirisme précoce s'est manifesté en fait dès le passage du Campanien au Maestrichtien.

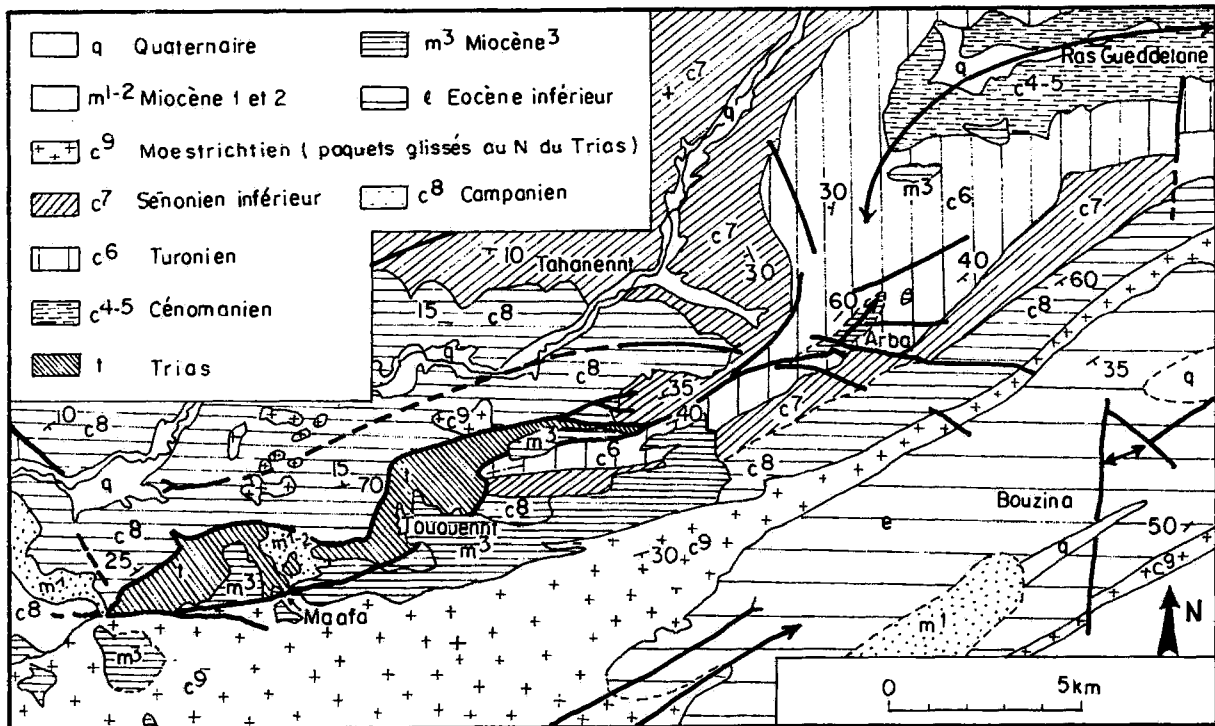


Fig. 6 - Carte géologique de la région de Maafa - Arba (d'après R. Guiraud, 1973).

b - Caractères sédimentaires de la série du Maestrictien: conséquence possible d'un diapirisme précoce

Le Maestrictien entaillé par l'Oued el Kebir à l'Est de Maafa montre une succession de faciès caractéristique d'un milieu peu profond de haute énergie. On distingue:

- à la base un ensemble calcaire dont le faciès carbonaté à péloïdes résulte de la micritisation d'oolites parfois visibles; il comporte également des stratifications obliques d'inclinaison comprise entre 20° et 30°, pentées surtout vers l'Est. Ces dépôts correspondent à des cordons sous influence tidale installés sur une pente sédimentaire inclinée vers l'Est;

- au dessus une série carbonatée monotone dont le faciès est exclusivement péloïdal; les péloïdes sont soit des foraminifères benthiques, soit des oolites ayant subi une micritisation intense; ce faciès est interprété comme un dépôt subtidal élevé à la limite de la zone intertidale.

Les sédiments marneux sont totalement absents de la série de l'oued el Kebir; l'épaisseur globale du Maestrictien est d'une centaine de mètres et traduit l'existence locale d'un haut fond sédimentaire dont la subsidence est nettement inférieure à celles connues dans la région; sur le plan géométrique on observe sur la rive droite de l'Oued el Kebir le pas-

sage du Campanien au Maestrictien. Le contact entre les deux séries se fait par l'intermédiaire d'une discordance à faible angle; les bancs calcaires du Maestrictien se présentent sous forme de biseaux tournés vers l'W-NW, superposés en prismes de géométrie transgressive; cette disposition en onlap évoque une zone en voie de basculement sur la périphérie du diapir; le sens des biseaux suggère que ce basculement pourrait se faire le long d'un accident subméridien; on observe par ailleurs sur la rive gauche de l'Oued el Kebir des biseaux des bancs dans la partie supérieure du Maestrictien, dont le sens concorde avec celui de la pente sédimentaire qui s'était individualisée auparavant; ainsi ces observations tendraient à montrer que dans la bordure orientale de l'extrusion triasique de Maafa un basculement progressif s'est effectué vers l'Ouest au Maestrictien, en relation possible avec l'ascension précoce d'un diapir à cette époque.

c - L'extrusion de Maafa dans son cadre régional

Une autre extrusion triasique importante apparaît à environ 10 km au SE de Maafa, c'est celle de Mena située sur le flanc nord de l'anticlinal de l'Azreg. L'aspect morphologique du Trias de Mena est comparable à celui du Trias de Maafa et comme lui semble résulter de l'incidence d'accidents EW et NE. L'influence de la direction EW sur la sédimentation est sensible dès le Cénomano-Turonien

où elle participe à l'organisation en blocs basculés du bassin des Aurès (Bureau, 1986; Herkat, 1991); en ce qui concerne la direction NNE, elle paraît se répercuter sur la sédimentation au cours du Sénonien, de part et d'autre d'un axe passant entre Menaa et Maafa; la série sénonienne subit des variations de faciès et d'épaisseur notables; l'intervalle sénonien représenté dans le synclinal d'El Kantara et dans la région des Tamarins est beaucoup plus marneux et plus épais, donc plus subsident, que dans les régions situées à l'Est de cet alignement, telle celle de l'Azreg; les différences bathymétriques entre ces deux domaines sont confirmées par les critères paléocéologiques fournis notamment par l'ostracodofaune (Aïssani, 1991). Ainsi on ne peut exclure la possibilité que le diapirisme précoce dans la région de Menaa, au même titre que celui de Maafa, ait commencé au Sénonien.

2 - Région de Khenchela

Le diapirisme précoce s'est traduit dans la région de Khenchela par la resédimentation d'éléments triasiques sous forme de brèches relativement grossières dont l'épaisseur atteint 30m. Les éléments sont constitués de fragments de dolomie et de grès, ces derniers ont une morphologie aplatie et comportent des laminations obliques; leur origine a été rapportée aux grès du Crétacé inférieur par G. Camoin *et al.* (1990); cependant ils paraissent provenir des grès du Trias inférieur à moyen

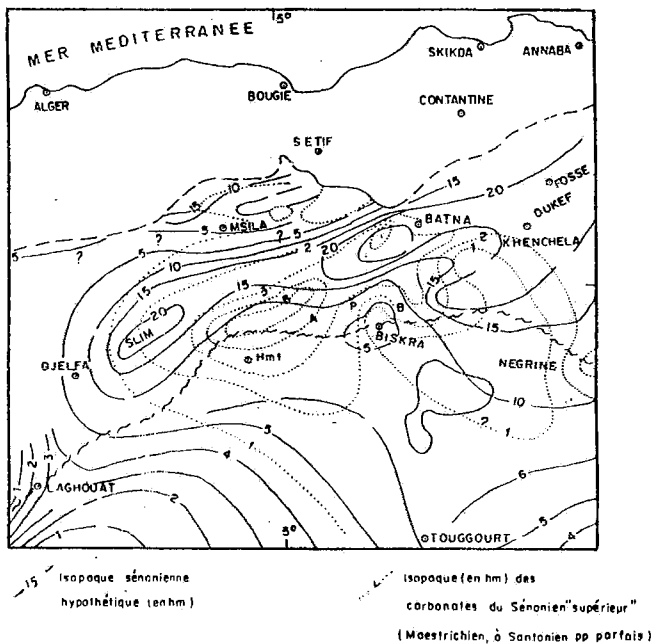
dont ils ont le faciès et qui affleurent dans le diapir du Dj. Knif; ces grès ont probablement contribué également à alimenter en quartz détritiques les calcaires gréseux qui succèdent aux brèches dans la série du Santonien et qu'on n'observe que dans cette région. En ce qui concerne le contrôle de l'extrusion triasique, elle paraît être sous la dépendance d'un accident NNE-SSW (Camoin *et al.*). Le rôle d'un accident NNE peut être effectivement invoqué d'autant plus que cette direction s'est traduite au Sénonien dans la différenciation des zones de subsidence et de faciès dans le bassin des Aurès. L'accident NNE de Khenchela se situe à la limite entre une zone comprise à l'Ouest (Chelia et Taktiout) où le Sénonien est réduit en épaisseur et une zone à l'Est où il se développe considérablement; cette opposition entre aires de subsidences différentes transparait à l'examen de la carte d'isopaques du Sénonien établie par R. Guiraud (1973) (fig.7); par conséquent la zone intermédiaire entre l'accident de Maafa et celui de Khenchela se serait comportée globalement comme une aire positive par rapport aux domaines adjacents.

III - EFFETS ET ETAPES DU DIAPIRISME PRECOCE

Cet inventaire des principales zones où un diapirisme précoce s'est exercé dans l'Atlas saharien oriental et les Aurès fait ressortir une assez grande diversité d'expression des manifestations diapiriques naissantes, celles-ci étant aisément décelables lorsque l'extrusion réalise un percement du substratum marin, mais ce terme ultime pouvant ne pas être atteint, d'autres effets du diapirisme peuvent n'engendrer qu'une tectonique synsédimentaire locale, voire un simple bombement sous-marin induisant seulement une différenciation de faciès qui se marque notamment par l'installation de corps sédimentaires oolitiques ou récifaux. Ainsi en dehors des zones où s'expriment nettement les conséquences de ce diapirisme précoce et qui sont pour la plupart mises en évidence, d'autres occurrences ont pu se produire, qui échappent à l'investigation, soit par le fait que le diapirisme n'a pu réaliser une extrusion sous-marine, soit en raison du non affleurement des terrains qui recouvraient initialement ou qui entouraient le diapir et dans lesquels ont été enregistrées, en partie, ses manifestations.

A - RECAPITULATIF DES FACIES DE REMANIEMENT DU TRIAS

Une rapide comparaison des indices par lesquels se traduit le diapirisme précoce dans la sédimentation depuis la fin du Jurassique montre que les nuances inscrites dans cet enregistrement de l'influence triasique n'enlèvent pas à celui-ci un caractère de constance de la nature du matériel resédimenté



- 15 - Isopaque sénonienne hypothétique (en hm)
2.....Isopaque (en hm) des carbonates du Sénonien "supérieur"
 (Maestrichtien à Santonien pp parfois)

Fig.7 - Schéma paléogéographique du Sénonien

dans les diverses séries quel que soit leur âge; l'association réalisée par ces éléments reproduit celle rencontrée dans le cortège pétrographique et minéralogique caractéristique des diapirs actuels notamment:

- lithoclasts gréseux aplatis, pouvant servir de substrat à une croissance polycristalline de quartz automorphe, dans lesquels sont visibles des laminations obliques; cette structure qui correspond à des microstratifications entrecroisées est fréquente dans les grès triasiques. On peut observer ces grès notamment dans le diapir du Dj. Kerdada (Bou Saada);

- lithoclasts dolomitiques ou cristaux de dolomite en voie de corrosion, provenant du démantèlement des dolomies qui apparaissent dans le Trias supérieur;

- lithoclasts argileux varicolores;

- minéraux de néoformation liés aux circulations des saumures lors de l'ascension du corps diapirique (Kulke, 1975): calcite, dolomite, barytine, magnésite, hématite etc...; à cet égard, la présence de quartz de néoformation est significative de l'influence triasique du fait de leur état remanié et des inclusions évaporitiques qu'ils renferment.

Si la définition des critères d'identification des faciès de remaniement du Trias est pour l'essentiel résolue, l'analyse des relations des corps diapiriques avec leurs terrains encaissants est à peine abordée; l'extension réelle et la géométrie des intrusions triasiques en profondeur sont peut être différentes de ce que nous percevons à travers les affleurements visibles (Perthuisot et Rouvier, 1990). Par exemple les intrusions triasiques qui apparaissent dans les massifs jurassiques des monts des Oulad Naïl ont un caractère relativement discontinu, ponctuant les accidents SW-NE qui affectent les structures et donnent l'impression de pointements très isolés les uns des autres; cependant des indices suggèrent qu'en réalité, en profondeur, le Trias jalonne ces accidents sur toute leur longueur; ainsi le rebroussement à la verticale des couches du Kimméridgien du Dj. Tebag serait la conséquence de la remontée du Trias le long de l'accident SW-NE qui longe la structure (Basseto et Guillemot, 1973).

B - PRINCIPALES ETAPES DU DIAPIRISME PRECOCE

La relation entre les extrusions triasiques et les accidents synsédimentaires est conditionnée par l'époque de l'intervention du diapirisme, qui débute lorsque la charge due à la couverture sédimentaire

déposée est suffisante pour l'initiation du mécanisme de l'halocinèse, et par les directions des accidents concernées par l'extension intervenant dans la région. Une première synthèse des données d'observation acquises fait apparaître les étapes suivantes d'occurrence d'un diapirisme précoce dans l'Atlas saharien oriental et les Aurès.

1- Au passage jurassique-crétacé

Un diapirisme fini-jurassique se manifeste dans les monts des Oulad Naïl en relation avec la tectonique synsédimentaire qui intervient à cette époque et qui entraîne notamment le jeu d'accidents SW-NE. La subsidence au Jurassique supérieur dans le bassin des Oulad Naïl est importante et l'épaisseur de cet intervalle varie entre 2000m et 3000m (Abed, Aït Ouali, Delfaud, Herkat, Kazi Tani, 1987); ainsi l'halocinèse et la migration du Trias ont pu se produire.

2 - A l'Albo-Aptien

Un diapirisme précoce se produit à l'Aptien et à l'Albien dans les monts du Mellegue et paraît intervenir dans un contexte de mobilité tectonique, comme lors de l'époque précédente; les principaux accidents ayant joué à l'Aptien seraient ceux de direction NW-SE.

3 - Au Turonien

L'influence du Trias s'exerce sur la sédimentation du Turonien principalement dans les monts des Oulad Naïl; elle semble consécutive au jeu précoce d'accidents EW à WNW-ESE. La plus forte subsidence s'exerce dans la zone centrale du bassin (régions de Khanguet Grouz, Dj. Oussigna, Dj. Fernane) qui a dû constituer un dépo-centre à partir duquel le Trias a pu migrer vers les zones voisines situées à l'Est (région de Ben Srouf) et à l'Ouest (région de Bir Fodda) où se localisent les accidents. Ceux-ci auraient joué aussi bien au début que vers la fin du Turonien et leur influence est perceptible notamment par des indices de tectonique synsédimentaire.

4 - Au Sénonien

Une ascension précoce du Trias a été enregistrée au cours du Santonien (région de Khenchela) et durant le Maestrichtien (région de Maafa); les deux occurrences sont survenues à la limite entre une zone subsidente susceptible d'avoir été un dépo-centre et une zone peu subsidente adjacente, séparée d'elle par un accident NNE-SSW, où s'est produite l'extrusion du Trias. La part des mouvements verticaux

dans le contrôle du diapirisme paraît avoir été prépondérante à cette époque, étant donné que de vastes zones dans le domaine atlasique sont en voie d'exhaussement.

IV - CONCLUSION

L'étude de la répartition des extrusions triasiques venues à jour antérieurement aux phases tertiaires (durant l'Eocène et le Miocène) se heurte à l'insuffisance des données d'observation concernant leur localisation, car les faciès de remaniement qu'elles produisent dans les sédiments ont une faible extension autour des diapirs et les conditions d'affleurement ne sont pas toujours favorables à leur préservation; de plus la relation entre ces extrusions et les accidents en profondeur ne peut être déduite qu'indirectement à partir des informations structurales. Jusqu'à présent les manifestations précoces du Trias étaient connues essentiellement dans la partie orientale des Aurès et dans les monts du Mellegue; les nouvelles occurrences mises en évidence élargissent vers l'Ouest l'aire de leur répartition et permettent de compléter les données relatives aux époques où elles sont survenues. C'est surtout dans le bassin des Oulad Naïl que ces nouveaux indices régionaux sont apparus; à cet égard la découverte d'un diapirisme précoce au passage Jurassique-Crétacé a été rendue possible en partie parce que les terrains de cet âge affleurent suffisamment dans cette région et donc en raison des bonnes conditions d'observation. Ce bassin a également enregistré les effets du diapirisme lors du Turonien; on ne peut exclure que celui-ci se soit continué au Sénonien inférieur car des zones du bassin ont été portées à émergence à cette époque, témoignant d'une mobilité tectonique accrue. En ce qui concerne le bassin des Aurès les seuls exemples d'extrusion précoce du Trias semblent se limiter au Sénonien qui constitue une période d'évolution charnière dans son histoire.

Les mécanismes à l'origine des extrusions précoces du Trias sont d'une part l'existence d'une subsidence suffisante et d'autre part de caractéristiques favorables sur le plan paléogéographique et structural. Le rôle de la subsidence est important dans la migration des masses salifères du Trias depuis des zones de dépression vers des zones surélevées dans le bassin, horsts ou apex de blocs du substratum, où elles convergent et se mettent en place à la faveur des accidents existants. Le processus de diapirisme qui s'est manifesté ainsi à diverses époques, apparaît avoir été continu pendant l'histoire des bassins du domaine atlasique et les périodes d'extrusion du Trias dans les diverses séries sédimentaires sont fonction surtout du jeu en extension des accidents sédimentaires, qu'elle que soit la cause de leur activation: coulissements aux

marges du bassin, en transtension ou en transpression, ou encore mouvements essentiellement verticaux.

Un travail récent sur le terrain m'a permis de compléter les observations relatives au diapirisme précoce du Trias dans les séries du Crétacé supérieur atlasique; il m'est apparu ainsi :

- dans les monts des Oulad Naïl, des indices de resédimentation du Trias dans le Sénonien inférieur (Coniacien probable) de la terminaison méridionale du Dj. Sfoï et du Dj. Nser Kerdada.

- dans les Aurès, une influence indirecte du Trias sur la sédimentation du Turonien supérieur du Dj. Djebroun situé à l'Est de Maafa, dans la région de l'Arba, visible dans la coupe de la cluse de l'Oued Smaïl. Cette influence se traduit par un développement spectaculaire de multiples bisseaux en onlap dans la série du Turonien supérieur au contact d'une petite extrusion du Trias, attestant de son ascension précoce possible dans cette région dès cette époque.

Ces nouvelles données et leur interprétation, que les contraintes de l'édition ne me permettent pas d'inclure dans ce travail, feront l'objet d'une publication ultérieure.

Remerciements

L'étude de terrain a été effectuée dans le cadre de l'URG (Unité de Recherche en Géologie - Institut des Sciences de la Terre, Alger) avec le concours du CRD (Centre de Recherche et Développement) Sonatrach. Je remercie particulièrement M. Megartsi pour la lecture critique du manuscrit et ses conseils qui ont contribué à la réalisation de ce travail.

REFERENCES

Abed, S. 1986. Faciès et séquences du Crétacé inférieur des Aurès. 6^{ème} SNST, Alger.

Abed, S., Aït Ouali, S., Herkat, M., Nedjari, A., Delfaud, J. et Kazi Tani, N. 1987. Installation d'un complexe deltaïque sur une plateforme carbonatée au Jurassique supérieur dans l'Atlas saharien central, Algérie. *Guide excursion, 8^{ème} congrès européen de sédimentologie*, Tunis.

Aïssani, F. 1991. Sédimentologie et micropaléontologie du Sénonien inférieur de la région d'Aïn Tine et des Tamarins. *Mémoire d'ingénieur*. Univ. d'Alger.

Basseto, D. et Guillemot, J. 1971. Notice de la carte géologique à 1/200 000 d'Aïn Rich. *Serv. Géol. de l'Algérie*. Alger.

Bureau, D. 1986. Approche sédimentaire de la dynamique structurale : évolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud - Ouest constantinois et Aurès, Algérie). *Thèse Sci.*, Paris, 441p.

- Camoin, G., Bouju, JP., Maurin, Af., Perthuisot, V. et Rouchy, J.M. 1990.** Relations récifs-diapirs : l'exemple du Sénonien de la région de Khenchela (Algérie, centre-orientale) *Bul. Soc. Géol. France*, 1990, (8), VI, n° 5, pp. 831-841.
- Emberger, J. 1960.** Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Oulad Naïl (Atlas saharien, Algérie). *Publ. Serv. Carte géol. Alg.*, nouv. sér., Bul. 27, Alger, 1960, 398 p.
- 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 Doct. d'Etat*, Univ. Nice. 270 p.
- Herkat, M. 1982.** Lithostratigraphie et sédimentologie des formations carbonatées du Jurassique supérieur des monts des Ouled Naïl et de la terminaison orientale du Djebel Amour, (Atlas saharien). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Pau. 387p.
- Herkat, M. 1984.** La discontinuité du passage Jurassique-Crétacé dans les monts des Oulad Naïl. *5^{ème} congr. eur. de sédim.* Marseille.
- Herkat, M. 1986.** Les grands rythmes du Crétacé supérieur du Dj. Azreg des Aurès. *6^{ème} Sém. Nat. des Sc. de la Terre*. Alger.
- Herkat, H. 1991.** Cycles eustatiques et cadre paléogéographique du Crétacé supérieur des Aurès. *2^{ème} Sém. Géol. pétr.* Alg.
- Herkat, M. 1991.** Faciès et milieux de dépôt du Turonien du Dj. Chebeibita et du Turonien basal de Khanghet Grouz (Atlas saharien oriental). -*Guide exc. 2^{ème} Sém. Géol. pétr.* Alger.
- Kazi Tani, N. 1970.** Contribution à l'étude géologique du Dj. Fernane et des monts de Ben Srour. *Thèse 3^{ème} cycle*. Alger.
- Kazi Tani, N. 1986.** Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse Doct. d'Etat*, Univ. Pau.
- Kulke, N. 1975.** Le Trias de l'Algérie du nord. *Rev. des Sciences de la Terre*.
- Laffitte, R. 1939.** Etude géologique de l'Aurès. *Bul. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger. *2^{ème} série*, n° 15, 484p.
- Lessard, L. 1955.** Faciès brêchiques dans le Crétacé supérieur et âge des premières manifestations diapiriques du Trias près de Khenchela (Constantinois). *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger, 5, pp 379-390
- Masse, JP. et Thieuloy, JP. 1979.** Précisions sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien sud constantinois (Algérie). Conséquences paléogéographiques *Bul. Soc. Géol. Fr.*, (7), XXI, pp. 65-71.
- Mostefai, S. et Sihamdi, N. 1990.** Sédimentologie et micropaléontologie du Cénomanién terminal au Sénonien inférieur de la région d'Aïn Ograb (Atlas Saharien oriental). *Mem. Ing.*, Univ. Alger.
- Perthuisot, V. et Rouvier, H. 1990.** Halocinèse et plateformes en extension ou coulissement : le Maghreb oriental au Mésozoïque. Comparaison avec la rive septentrionale de la Thétys. *2^{ème} Congrès Nat. de Sc. de Terre*. Tunis.
- Vila, JM. 1980.** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. *Thèse Sci.*, Paris. 665p.

PLANCHE I

- 1 - Microfaciès de la brèche de Koudiat ech Chakoura. Cristaux de dolomie et lithoclasts gréseux d'origine triasique .
Lumière polarisée. Echantillon BBS 24. Grossissement : 25.**

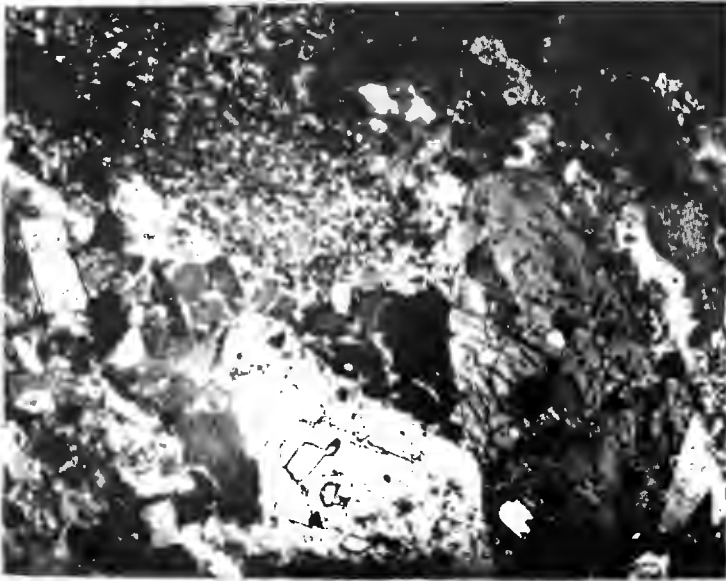
- 2 - Quartz triasique automorphe à inclusions d'anhydrite dans un calcaire microbrêchique. Turonien du Djebel Tlila.
Lumière polarisée. Echantillon TLA 13. Grossissement : 60.**

- 3 - Agrégat polycristallin de quartz subautomorphe à inclusions d'anhydrite d'origine triasique dans la brèche de la série du Berriasien du Dj. Ladjdar.
Lumière polarisée . Echantillon LAD 54. Grossissement : 60.**

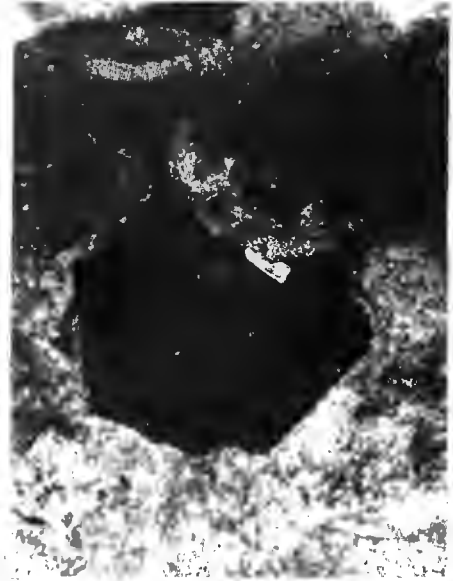
- 4 - Détail dans un quartz triasique à inclusions d'anhydrite et quelques pseudomorphes de gypse dans la brèche du Turonien de Koudiat ech Chakoura.
Lumière polarisée. Echantillon BBS 4. Grossissement : 160.**

- 5 - Fragment de quartz fissuré d'origine triasique dans la brèche du Berriasien du Djebel Ladjdar.
Echantillon LAD 54. Grossissement : 60.**

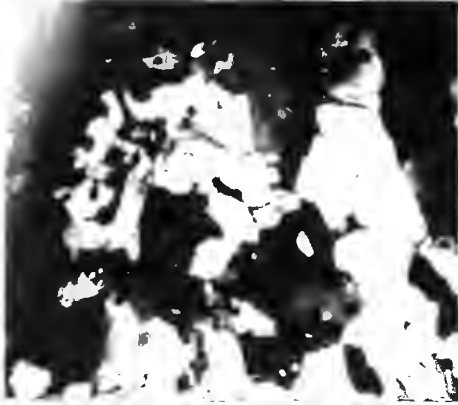
- 6 - Détail dans un quartz triasique à pseudomorphes de gypse dans la brèche du Turonien de Koudiat ech Chakoura.
Lumière polarisée. Echantillon BBS 4. Grossissement : 160.**



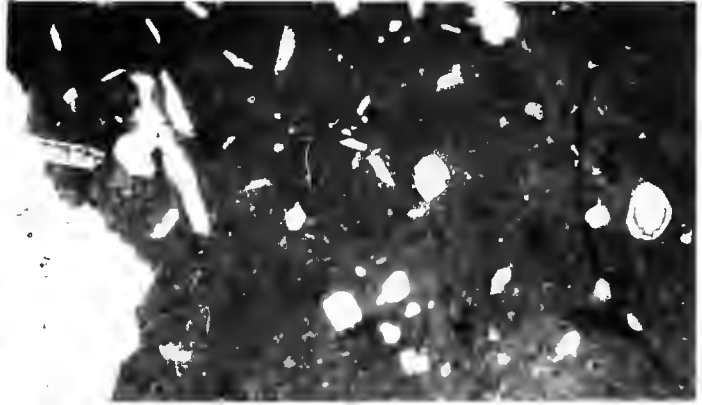
1



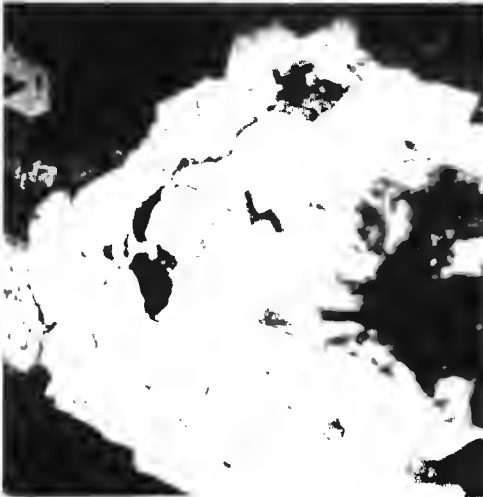
2



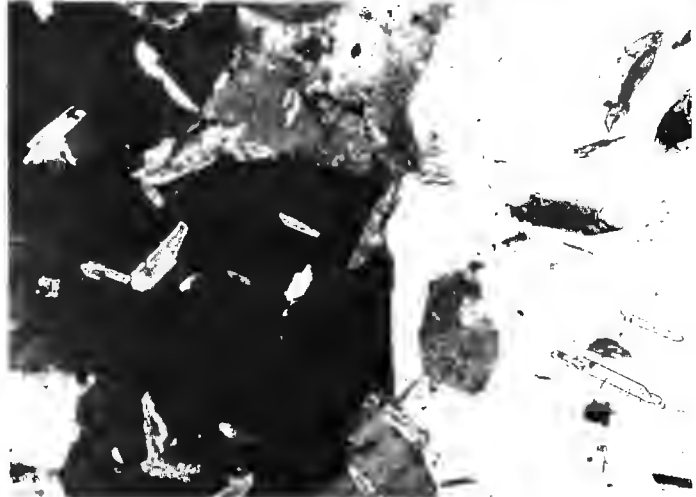
3



4



5



6