

La couverture mésozoïque et cénozoïque du domaine Tlemcénien (Avant-Pays Tellien d'Algérie Occidentale) : stratigraphie, paléoenvironnements, dynamique sédimentaire et tectogenèse alpine

Michel BENEST *, Mustapha BENSALAH **,
Hamza BOUABDELLAH ** et Tayeb OUARDAS ***

* U.F.R. des Sciences de la Terre, U-M.R. 5565 CNRS, Université Claude Bernard, Lyon 1,
43, Boulevard du 11 - Novembre - 1918, 69622 Villeurbanne Cédex (France)

** Institut des Sciences de la Terre, Université Abou Bekr Belkaid,
B.P. 119 Tlemcen 13000 (Algérie)

*** Laboratoire de Géologie des Chaînes Alpines - UPRES, Institut Dolomieu, Université
Joseph Fourier, Grenoble I, 15, rue Maurice Gignoux, 18031 Grenoble Cédex (France)

Résumé - Cette note rassemble quelques données essentielles sur la série mésozoïque marine, bien développée, et les formations cénozoïques, presque totalement continentales de la partie occidentale de l'avant-pays tellien d'Oranie. Il s'agit en premier lieu de résultats stratigraphiques et sédimentologiques obtenus surtout dans les Monts de Tlemcen où ont été définies la plupart des formations jurassiques. La série crétacée, bien représentée dans les Monts de Daïa, est également présentée. De brèves indications sont données sur les paléoenvironnements et la dynamique sédimentaire liée à la tectonique distensive (le rôle du facteur eustatique est également évoqué) : elles concernent surtout les formations du Jurassique supérieur au Crétacé basal, largement exposées, et, en particulier, la série carbonatée du Kimméridgien supérieur-Berriasien inférieur, déposée sur une vaste plate-forme interne (protégée de la mer ouverte), peu profonde, temporairement émergée, à marée basse.

Quelques précisions sont fournies sur les variations latérales d'épaisseur et de faciès des dépôts du Malm. L'évolution sédimentaire apparaît largement contrôlée par la tectonique distensive, mais certaines séquences traduisent vraisemblablement des fluctuations eustatiques, notamment lorsqu'elles se terminent par des calcaires transgressifs très fossilifères (phases maximales d'inondation).

Il est également tenu compte du développement de la dolomitisation tardive ou secondaire (liée à un important réseau de fractures et de diaclases) dans la série carbonatée du Malm supérieur. Du fait de leur caractère très cristallin et vacuolaire, certaines assises ou formations dolomitiques massives (Dolomies de Tlemcen et de Terni par exemple) acquièrent une forte porosité, ce qui leur confère de remarquables propriétés aquifères.

Puis, l'étude est consacrée aux principales unités et directions structurales des Monts de Tlemcen et de Daïa issues principalement de la tectogenèse cénozoïque. L'accent est mis sur le découpage de la couverture sédimentaire par un réseau de fractures longitudinales, SW-NE à WSW-ENE (direction tellienne la plus fréquente), mais également obliques avec des failles transversales N-S à NNE-SSW. Les principaux accidents (d'héritage probablement hercynien)

sont impliqués dans la différenciation de grabens, de horst et de structures subtabulaires correspondant à des plateaux karstiques parfois étendus. Mais à cette tectonique surtout distensive (et cassante) s'ajoute une tectonique compressive ayant entraîné un net raccourcissement de la couverture dans les zones les plus instables ou les moins résistantes aux contraintes tangentielles (de direction moyenne N-S). Il en résulte une série de plis bien marqués indiquant un double déversement comme dans les chaînes intracratoniques. On observe localement des torsions, et surtout des chevauchements (soit vers le NW, soit plus rarement vers le SE), notamment au passage d'accidents subméridiens dont le jeu (ou le rejeu) décrochant est principalement sénestre.

Enfin, d'un point de vue chronologique, quatre évènements tectoniques majeurs (= principales phases distensives et compressives), d'extension périméditerranéenne, sont considérés du Crétacé terminal au Quaternaire. Ce sont : 1) une phase compressive éoalpine (fini-crétacée-éocène); 2) une phase distensive (fini-éocène ? oligocène ?); 3) une phase à dominante compressive (miocène *s.l.*); 4) une phase quaternaire.

Mots-clés - Avant-pays ouest algérien - Monts de Tlemcen et de Daia - Mésozoïque - Cénozoïque - Stratigraphie - Paléoenvironnements - Tectonique distensive - Eustatisme - Tectogenèse alpine.

The mesozoic and cenozoic series in the Tlemcenian domain (Tellian Foreland of Western Algeria) : stratigraphy, sedimentary dynamic, alpine tectogenesis

Abstract : This paper presents, at first, some stratigraphic and sedimentologic results from the study of the Mesozoic and Cenozoic series in the Oranian Tellian Foreland. The best and more numerous data come from the Tlemcen Mountains where the most Jurassic formations have been defined. The Cretaceous series well-developed in the Daia Mountains, is also presented. Brief indications are given concerning the depositional environments, and especially the Upper Jurassic series which are largely exposed in the Tlemcen Mountains. The sedimentary evolution was indubitably controlled by extensive tectonics, but some sequences should represent global eustatic fluctuations especially when they are capped by carbonate transgressive deposits (maximum flooding phases). The Upper Malm carbonate formations correspond to the deposition of calcareous sediments over an internal extensive platform that was flat and shallow, and temporarily emerged at low tide.

Some lateral variations of thickness and facies which affect the Malm carbonate formations are detailed, taking into account the dolomitization related to the fault fissure network. So, the massive and coarsely crystalline dolomitic beds or lithostratigraphic units of the Upper Malm («Dolomies de Tlemcen et de Terni» for example) became very vugular and considerable porosity that resulted, conferred remarkable aquiferous properties on them.

The Note then deals with the major structural trends and units of the Tlemcen and Daia Mountains issued of the alpine tectogenesis. It shows the important cutting, of the sedimentary cover by a system of subvertical fractures that are either longitudinal SW-NE to WSW-ENE (= the most frequent Tellian trend), or oblique with transverse faults N-S to NNE-SSW. The major faults, probably inherited from the Hercynian system, are involved in the differentiation of grabens, uplifted blocks and large karstic table-lands. But in addition to the extensive faulting tectonics, there are compressive folding tectonics with a mean N-S shortening of the cover

especially in the unstable zones. The result is the genesis of well-marked folds showing two directions of overturning as in the intracontinental chains. Shearing movements and overthrusts (towards the NW-1 more rarely towards the SE) occur at intersections of submeridian strike-slip faults, the motion (or rejuvenation) of which is often sinistral. Finally, with regard to the relative chronology, four major tectonic events (= principal distensive and Compressive phases) are considered from the late Cretaceous up to the Quaternary : 1) a compressive phase (late Cretaceous-Eocene); 2) an extensive phase (late Eocene ? Oligocene ?); 3) a phase principally compressive (Miocene *s.l.*); 4) a Quaternary phase.

Keywords - Foreland Western Algeria - Tlemcen and Daia Mountains - Mesozoic - Cenozoic
Paleoenvironments - Distensive tectonics - Eustasy - Alpine tectogenesis.

I - INTRODUCTION

Dans l'avant-pays d'Algérie Occidentale, les séries autochtones mésozoïques à faciès marin affleurent largement dans une succession de chaînons compris entre le Bassin tellien et les Hautes Plaines oranaises (fig. 1). Cette bande de terrain s'allonge sur plus de 400 km depuis la frontière algéro-marocaine jusqu'aux Monts de Chellala. Elle est constituée essentiellement de formations d'âge jurassique supérieur et crétacé (fig. 2). Le Jurassique inférieur et moyen affleurent localement dans la partie occidentale (horst à coeur paléozoïque de Rhar Roubane, horst du Tenouchfi, anticlinal de Sidi el Abed, dôme diapirique de Sidi Yahla Ben Sefia) et, plus à l'Est, dans le môle de Tiffrit (région de Saida) et l'anticlinal des Monts du Nador au SE de Tiaret. Le Trias argilo-gypsifère à faciès Keuper (le plus répandu), n'apparaît généralement qu'à la faveur d'extrusions ou de structures faillées.

Quant aux dépôts cénozoïques, presque exclusivement continentaux, ils peuvent être épais dans certains grabens (fossé de Sebdu). C'est également le cas sur la bordure nord des Hautes Plaines, au Djebel Mekaidou en particulier (fig. 2), où affleure l'Eocène continental (Bensalah *et al.*, 1987).

Parmi les nombreux travaux antérieurs consacrés notamment à la série mésozoïque (voir liste bibliographique *in* Benest, 1985)

nous retiendrons ceux de Pomel et Pouyanne (1882, 1889-1890), Gentil (1902, secteur d'Ouled Mimoun), Flamand (1991, «Haut Pays de l'Oranie»), Doumergue (1910, 1926 et 1948, Monts de Tlemcen *s.s.*), Lucas (1942 et 1952, Monts de Rhar Roubane, Tlemcen et Saïda), Deleau (1948, Monts du Nador et de Chellala), Coumes (1966, Monts de Daïa), Auclair et Biehler (1967, zone comprise entre Tlemcen et Saïda), Caratini (1970, Monts du Nador et de Chellala), Elmi (1982 et 1996; Monts de Rhar Roubane) et Ciszak (1993), bordure pré-tellienne).

Nous proposons au lecteur :

- *Quelques données essentielles d'ordre stratigraphique (fig. 3) et sédimentologique* avec des indications succinctes sur les milieux de dépôts et la dynamique sédimentaire, elles concernent surtout les Monts de Tlemcen et de Daïa où ont été définies les formations mésozoïques (Benest, 1972, 1981 et 1985), (fig. 2 à 5). Quelques précisions sont données sur les propriétés aquifères des épaisses formations carbonatées du Malm supérieur tlemçénien; elles prennent en compte le développement parfois considérable de la porosité secondaire (liée à la dolomitisation tardive) et de la karstification.

- *Les grands traits structuraux* (issus principalement de la tectogenèse alpine) des Monts de Tlemcen-Daïa (fig.6).

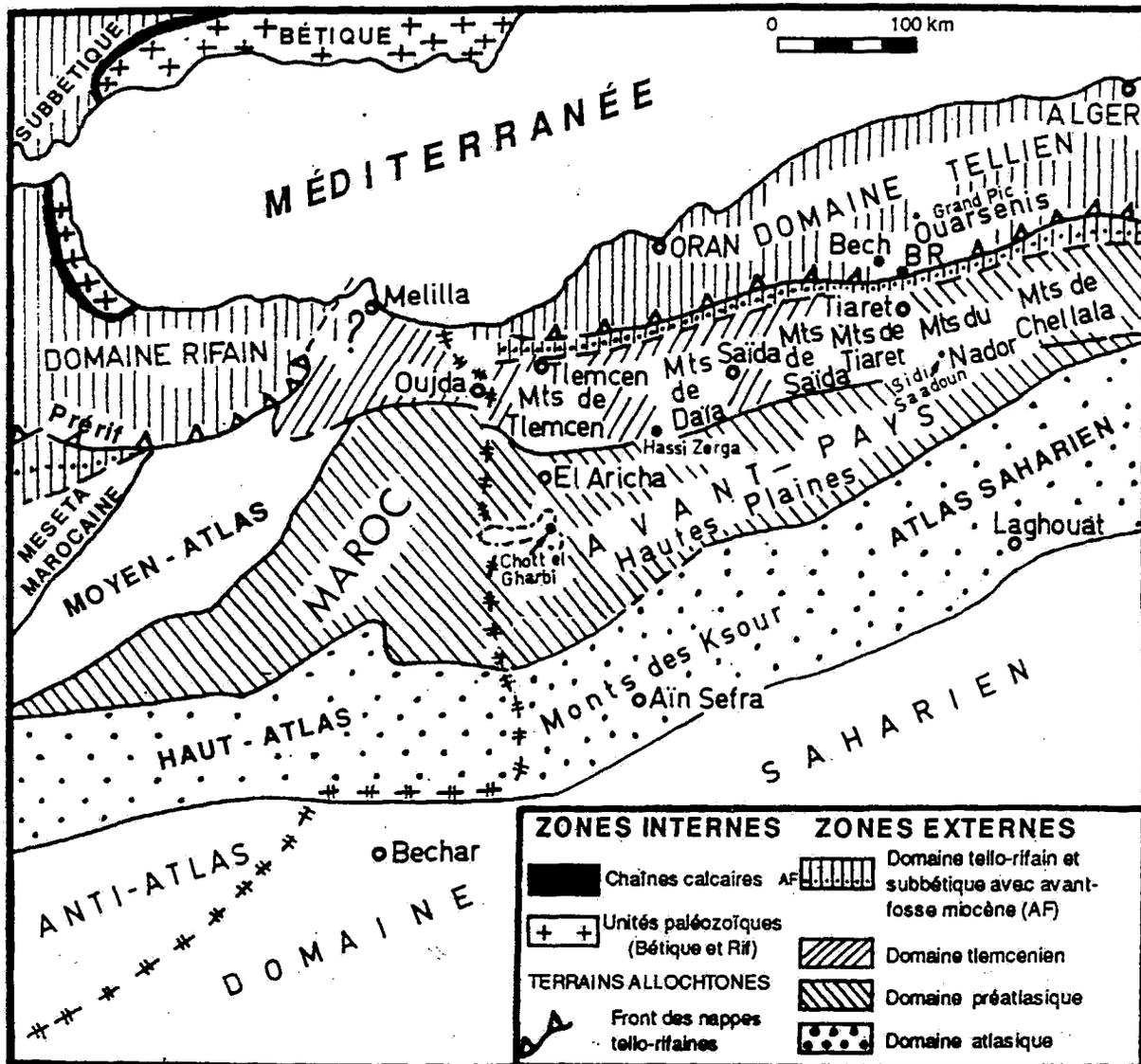


Fig. 1 - Carte schématique de l'Algérie occidentale et du Maroc oriental.

Bech : Djebel Bechtout; I BR : Massif du Bou Rheddou

The schematic map of Northwestern Algeria and Eastern Morocco.

Bech : Bechtout Mountain; BR : Bou Rheddou Mountain

II - LE CADRE STRATIGRAPHIQUE, PALÉOENVIRONNEMENTS ET DYNAMIQUE SÉDIMENTAIRE

A. La série carbonatée du Trias au Bathonien à Sidi Yahia Ben Sefia (Monts de Tlemcen, fig. 2 et 3, Benest et Elmi, 1969; Benest, 1971)

La série débute par le Trias à faciès Keupér (argiles plastiques rouges et gypsifères renfermant de petits quartz bipyramidés et emballant des cargneules jaunâtres) qui affleure, en partie à la faveur d'une structure diapirique, à 500m environ au Sud du Koudiat Er Ressass (petit relief situé à 1 km environ au SW du marabout de Sidi Yahia Ben Sefia; fig. 2). Ce type de dépôt permet d'envisager un environnement lagunaire plus ou moins sebkhaique issu de la longue phase d'aplanissement post-hercynienne. Notons toutefois que certaines zones, à rejeu positif, émergeaient pour former des îles (horst de Rhar Roubane par exemple; Lucas, 1952) qui ont pu persister jusqu'au Jurassique inférieur ou moyen (voir plus loin).

Au-dessus, se développent des calcaires à structures fenestrées et à pisolites vadose, attribués au **Lias inférieur - moyen** *p.p.* (1, fig. 3). Ces calcaires massifs karstifiés (plus de 200m d'épaisseur) sont connus par des filons de blende et de galène jadis exploités au pied sud-ouest du Koudiat Er Ressass. Le faciès indique un milieu de plate-forme interne, peu profonde, avec de nombreux indices de diagenèse précoce et d'émersion dans la zone intertidale ou de balancement des marées (Bassoullet et Benest, 1976). Cette formation liasique, très carbonatée, a son équivalent dans les Monts de Rhar Roubane: Calcaires de Zaïlou (Ameur, 1978 et 1988; Elmi, 1977 et 1982).

Au cours du **Lias moyen** (au Pliensbachien supérieur ou Domérien) survient un brusque et total changement de sédimentation (Lucas, 1942; Benest et Elmi, 1969). Se dépose d'abord la

formation des Calcaires à silex (entrecoupés de passées marneuses) dont le niveau terminal a livré d'abondants brachiopodes du genre *Spiriférina*. Les marnes superposées, à ammonites domériennes, soulignent un approfondissement mais surtout une ouverture croissante du milieu sur la mer franche.

Puis vient une série renfermant plusieurs niveaux à ammonites du **Toarcien moyen au Dogger**. Le caractère rythmique de la sédimentation est marqué par la succession de séquences alternantes marnes-calcaires, d'épaisseur inégale. La séquence la plus typique (150m d'épaisseur environ), traduisant un mécanisme d'enfoncement - comblement, débute par les marnes du Bajocien supérieur (2a, équivalent des Marnes de Zahra dans la dépression des Béni Bahdel) et se termine par les Calcaires microgréseux (Lucas, 1942) du Bathonien inférieur (2b). Ce dernier faciès indique alors une nette diminution de la profondeur par accentuation du comblement.

Variations latérales : Elles sont parfois spectaculaires (Lucas, 1942; Elmi, 1982). La puissance des dépôts liasiques atteint plus de 500m, par exemple, dans le secteur des Béni Bahdel (zone d'ennoyage orientale du horst de Rhar Roubane). Les calcaires du Lias inférieur y sont très épais. En revanche, le Lias peut disparaître complètement en certains points du horst où le Trias est lui-même absent. On sait (Lucas, 1942 et 1952, Elmi, 1982) que certains écueils de terrains paléozoïques de cette zone haute n'ont été recouverts en transgression, que tardivement, à partir du Bathonien inférieur.

Des variations latérales de faciès ont été également observées (Benest *et al.*, 1978) dans le Dogger inférieur de la région du Djebel Tenouchfi, et au SW de ce massif, en direction de Sidi Aïssa (fig. 2), c'est-à-dire dans la zone de transition ou d'articulation, entre le domaine tlemçénien s.s. au Nord et les Hautes Plaines au

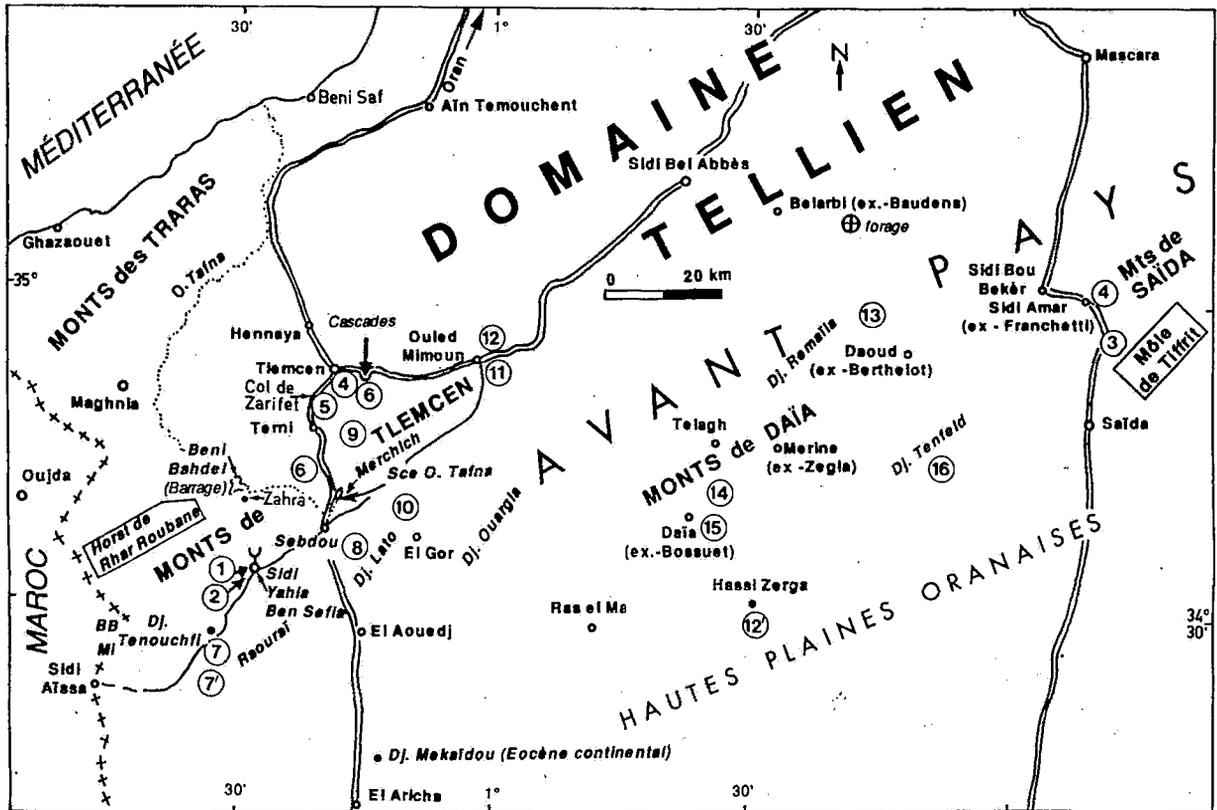


Fig. 2 - Localisation des formations types du Jurassique et du Crétacé dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (avant-pays d'Oranie).

*Location of Jurassic and Cretaceous Formations in the Tlemcen-Daïa Mountains
(Western Algerian Foreland)*

BB : Bou Bekér (*Bou Bekér*), **Mi** : Missiouine (*Missiouine*). 1 : Série carbonatée du Lias inférieur (*Carbonated séries of Lower Liassic age*); 2 : Série du Lias moyen au Bathonien (*Middle Liassic-Bathonian series*); 3 : Argiles de Saïda (Callovo-Oxfordien) (*Argiles de Saïda (Callovo-Oxfordian)*); 4 : Grès de Bou Médine ou de Franchetti (Oxfordien supérieur Kimméridgien supérieur p.p.) (*"Grès de Bou Medine ou de Franchetti" (Upper Oxfordian-Upper Kimmeridgian)*); 5 : Calcaires de Zarifet (Kimméridgien supérieur) (*"Calcaires de Zarifet (Upper Kimmeridgian)"*); 6 : Dolomies de Tlemcen, Calcaires de Stah (6s) (Kimméridgien terminal) (*"Dolomies de Tlemcen", "Calcaires de Stah" (6s) (Late Kimmeridgian)*); 7 : Marno-calcaires de Raouraï, Calcaires de Hâssi Haddou (7') (Tithonien inférieur) (*"Marno-calcaires de Raouraï", "Calcaires de Hassi Haddou" (7') (Early Tithonian)*); 8 : Calcaires de Lato (Tithonien inférieur) (*"Calcaires de Lato" (Early Tithonian)*); 9 : Dolomies de Terni (*"Dolomies de Terni"*); 10 : Marno-calcaires de Hariga (Tithonien supérieur) (*Marno-calcaires de Hariga (Upper Tithonian)*); 11 : Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Tithonien supérieur-Berriasien basal) (*"Marno-calcaires d'Ouled Mimoun" (Late Tithonian-Early Berriasian)*); 12 : Argiles de Lamoricière (Berriasien moyen à Valanginien supérieur), Grès de Hassi Zerga (12') (*Argiles de Lamoricière» (Middle Berriasian-Upper Valanginian, «Grès de Hassi Zerga» (12')*); 13 : Grès de Berthelot (Hauterivien à Barrémien inférieur) (*Grès de Berthelot» (Hauterivian-Lower Barremian)*); 14 : Calcaires de Zygine (Barrémien supérieur à Aptien s.l.) (*Calcaires de Zygine» (Upper Barremian-Aptian s.l.)*); 15 : Grès de Bossuet (Albien s.l.) (*Grès de Bossuet» (Albian s.l.)*); 16 : Formation carbonatée du Djebel Tenfeld (Cénomaniens s.l.) (*Formation carbonatée du Djebel Tenfeld» (Cenomanian s.l.)*).

Sud. Le secteur limité au massif du Tenouchfi joue alors le rôle d'un haut-fond subsident où se déposent les «Dolomies du Tenouchfi» de l'Aalénien au Bajocien moyen *p.p.* Ce haut-fond se situe entre deux domaines paléogéographiques très différents :

- une zone méridionale très subsidente et à fort taux de sédimentation (450m environ de sédiments d'abord oolitiques puis oncolitiques), fonctionnant comme un graben: elle correspond à une plate-forme carbonatée interne, d'abord très agitée (barrière hydraulique oolitique), puis beaucoup plus calme et, même confinée, avec des indices d'émersion intertidale;

- une zone septentrionale (sillon tlemçénien) ouverte sur la mer franche, caractéristique d'une vasière externe, à taux de sédimentation beaucoup plus faible.

B. La série terrigène du Callovien au Kimméridgien supérieur (Monts de Tlemcen-Daïa-Saïda)

1 - Les Argiles de Saïda

(Callovien-Oxfordien des Monts de Tlemcen jusqu'aux Monts de Saïda)

Cette formation (3, fig. 3), d'épaisseur variable (plus de 200m en moyenne), transgressive dès le Callovien dans les Monts de Tlemcen, montre des limites hétérochrones, de plus en plus récentes en direction de l'Est : on retiendra, en particulier, que le faciès prodeltaïque et turbiditique, caractéristique de cette formation, se développe jusque dans le Kimméridgien inférieur dans les Monts de Nador-Chellala alors qu'il ne dépasse pas l'Oxfordien moyen *s.l.* dans les Monts de Tlemcen et de Saïda.

Il s'agit d'une succession très argileuse, souvent entrecoupée de grès, bien représentée dans la région de Saïda (*cf* Auclair et Biehler, 1967). S'y ajoutent quelques niveaux marneux et calcaires à ammonites.

La séquence type élémentaire (Elmi et Benest, 1978) se compose à la base d'un banc de grès fin d'épaisseur décimétrique à métrique (parmi les figures sédimentaires présentes à la semelle du banc, les flute casts indiquent des courants unidirectionnels liés à la pente du fond marin). Puis vient du matériel grano-décroissant (de plus en plus silteux) en faisceaux de lamines horizontales, parfois ondulées, obliques ou entrecroisées, et enfin des argiles dominantes. Cette évolution verticale est semblable à celle de la séquence turbiditique de Bouma (1962).

La succession rapprochée des séquences détritiques, affectée par des phénomènes de slumping (glissements synsédimentaires), dans une série généralement épaisse, témoigne d'une alimentation abondante et répétée dans un environnement mobile. Les slumps deviennent fréquents au cours de l'Oxfordien inférieur dans les zones charnières les plus instables. C'est le cas au Sud du horst de Rhar Roubane (Grès de Missiouine : Mi, fig. 2) et également, plus à l'Est, dans la partie nord des Monts du Nador (Grès de Sidi Saadoun: fig. 1 *cf* Benest *et al.*, 1995 et 1997).

A l'échelle régionale, le matériel terrigène fin, d'origine très lointaine ou saharienne (le grain moyen du matériel quartzeux, bien trié, ne dépasse pas 0,150mm), s'est accumulé dans un milieu prodeltaïque. La logique des enchaînements séquentiels montre l'importance du facteur tectonique au cours de la sédimentation. Mais le contrôle tectonique de la subsidence devait être exagéré (Oxfordien) ou contrarié (Calloviens *l.*) par des variations plus globales du niveau marin, en liaison avec l'eustatisme.

L'approfondissement atteint un maximum à l'Oxfordien inférieur (phase tectonique paroxysmale). Dans les Monts du Nador plusieurs données cartographiques et sédimentologiques (slumps abondants, courants turbides de faible densité) font envisager un cône d'épandage

large de quelques kilomètres, édifié en eau relativement profonde (plus de 200m ?) sur un talus peu penté, au Nord de l'actuelle région des Hautes Plaines. Cet éventail détritique se situe sur la bordure d'un sillon intracontinental différencié sur la marge téthysienne faillée du continent africain ou Gondwana (Benest *et al.*, 1995 et 1997).

Puis à l'Oxfordien moyen et supérieur *p.p.* survient une phase générale de nivellement des irrégularités du fond avec une tendance au comblement dans l'ensemble du domaine étudié. Cette phase traduit un *maximum transgressif* (mt, fig. 3 ; voir Benest *et al.*, 1998) caractérisé par le dépôt de calcaires parfois remaniés, pouvant renfermer des madréporaires coloniaux et surtout des ammonites dans les secteurs septentrionaux les plus distaux. Elle marque la fin d'une séquence de subsidence - comblement au toit des Argiles de Saïda.

2 - Les Grès de Bou Médine (Oxfordien supérieur - Kimméridgien supérieur *p.p.*)

Les Grès de Bou Médine (4, fig. 3) dans le secteur de Tlemcen (Pouyanne, 1877), de Rhar Roubane (Bouterfa, 1998) et de Franchetti (actuellement Sidi Amar, fig. 2) au Nord de Saïda (Auclair et Biehler, 1967), se composent d'une alternance d'argiles rouges ou vertes et de grès montrant des stratifications obliques ou entrecroisées et formant fréquemment des corniches de 5 à 20m d'épaisseur. Les intercalations carbonatées y sont rares et peu fossilifères. La plus importante, d'extension oranaise, composée de calcaires biodétritiques (10m d'épaisseur environ) indiquant un milieu néritique, tidal, est bien représentée au Sud de Tlemcen (col de Zarifet : fig. 2), à 50m du sommet de la formation.

L'épaisseur de la formation (200 à 400m en moyenne) atteint plus de 1000m dans les Monts

de Daïa (anticlinal de Hassi Zerga) ainsi qu'au forage de Baudens (actuellement Belarbi fig. 2), au SE de Sidi Bel Abbés (voir Auclair et Biehler, 1967). Les couches terminales des Grès de Bou Médine sont attribuées au Kimméridgien supérieur par corrélation avec la série des Monts de Chellala où une formation détritique homologue a livré, à son sommet, des ammonites de la zone à *Acanthicum* (Atrops et Benest, 1982).

D'une manière générale, les caractéristiques faciologiques et pétrographiques (granulométrie, morphoscopie et exoscopie) des dépôts terrigènes indiquent une plate-forme littorale et deltaïque (profondeur généralement inférieure à 50m), le plus souvent protégée de la mer franche et soumise à l'action des courants côtiers et de marée. La fréquence des remaniements d'origine éolienne ainsi que la présence, à plusieurs niveaux, de fragments de bois, localement abondants (en particulier à Hassi Zerga : bs HZ, fig.3), provenant notamment de Gymnospermes du genre *Metapodocarpoxylon*, indiquent la proximité de zones temporairement émergées, nécessairement méridionales, et en partie sud-occidentales, en raison des directions d'apport connues. Il est admis (*cf* Augier, 1967) que l'alimentation principale, conforme au sens d'épannage général, venait du SW. La constance et la nature pétrographique des lithofaciès implique une permanence dans le temps du continent pourvoyeur. En outre, l'excellent tri granulométrique du matériel quartzeux prouve que les sources étaient très lointaines, surtout si on tient compte du vaste cadre paléogéographique dans la partie nord du gondwana. Ce classement témoigne d'un long transport au cours duquel ont dû se produire de nombreux phénomènes de resédimentation (Benest, 1985). Les aires nourricières correspondaient aux massifs anciens de l'Anti-Atlas et du Sahara constitués de roches sédimentaires paléozoïques et magmatiques antécambriennes (roches plutoniques acides : *cf* les minéraux lourds; Benest *et al.*, 1998).

Le glaciais d'épandage, très peu accidenté, était parsemé de levées sableuses bordant des chenaux divagants, à fond plat et en tresses. où l'écoulement, essentiellement laminaire, devenait momentanément tourbillonnaire. Des dunes éoliennes ainsi qu'une végétation de Gymnospermes pouvaient s'installer sur ces levées ou îles basses périodiquement inondées (Benest, 1981 et 1985).

A l'échelle de la plate-forme ouest-algérienne, l'environnement correspond à la partie distale d'un important complexe fluvio-deltaïque (puissant dans l'Atlas saharien occidental) dont l'un des principaux bras débouchait dans la zone de Hassi Zerga (Benest *et al.*, 1998).

L'évolution sédimentaire des Grès de Bou Médine apparaît largement dépendante de la tectonique distensive à l'origine d'une subsidence différentielle localement spectaculaire. Les variations d'épaisseur des dépôts relevées d'Est en Ouest, entre le horst de Rhar Roubane et le môle de Tiffrit (fig. 2), sont très significatives à cet égard. C'est le cas dans la zone charnière entre les Monts de Daïa et de Saïda. L'épaisseur totale de la formation estimée à 1100m dans la zone effondrée de Hassi Zerga se trouve réduite à 200m environ à Sidi Amar, sur la bordure ouest du môle de Tiffrit. Le secteur central très subsident de Hassi Zerga se situe ainsi entre les zones résistantes (horsts) de Tiffrit à l'Est, et de Rhar Roubane à l'Ouest. Une telle dynamique implique le jeu important d'accidents profonds d'héritage tardi-hercynien avec, en particulier, des paléofailles orientées SW-NE à SSW-NNE bordant ces horsts (Benest, 1985, Benest *et al.*, 1998).

Il en résulte que la zone de Hassi Zerga a constitué un remarquable piège à sédiments au front nord de l'appareil deltaïque atlasique, de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien supérieur. Un édifice deltaïque similaire alimentant une plate-forme littorale terrigène a été égale-

ment reconnu dans l'avant-pays rifain, au Maroc oriental : il est représenté par la formation homologue des Grès des Béni Ourimeuch (Cattaneo, 1984, 1987 et 1991). Cet appareil deltaïque se prolonge par un cône détritique relativement profond, en bordure du bassin rifain (Wildi, 1981), sur la marge sud-téthysienne.

Si le contrôle de la sédimentation est indubitablement sous contrôle *tectonique* on peut envisager une action conjuguée du *facteur eustatique*, notamment au cours des rares phases carbonatées qui marquent le sommet de certaines séquences.

La principale phase (intercalation calcaire du col de Zarifet : ccZ, fig.3) souligne en fait un maximum *transgressif ou d'inondation* (mt, fig. 3) d'extension périméditerranéenne, au cours du Kimméridgien inférieur (sommet de la zone d'ammonite à *Hypselocyclum* et base de la zone à *Divisum* : Benest *et al.*, 1998). Le comblement qui suivra cet épisode conduira finalement à l'installation, à partir du Kimméridgien supérieur (zone à *Acanthicum*), d'une vaste *plate-forme carbonatée interne*, sur la marge téthysienne d'Afrique du Nord (Benest, 1985).

C. La série carbonatée du Kimméridgien supérieur *p.p.* au Berriasien basal

1 - Les sept formations tlemcéniennes

Elle correspondent (5 à 11, fig. 2 et 3, Benest 1972, 1981 et 1985) aux dépôts d'une plate-forme marine, très peu profonde, soumise à de fréquentes émergences liées aux marées (Benest, 1981 et 1985). Parmi les indices de très faible profondeur on retiendra tout particulièrement la fréquence, dans certains bancs, de laminites stromatolitiques (souvent associées à des fentes de dessiccation) indiquant un milieu intertidal. S'y ajoutent des produits de remaniements tels que les bioclastes et les intraclastes micritisés, des éléments divers de brèches d'origine mécani-

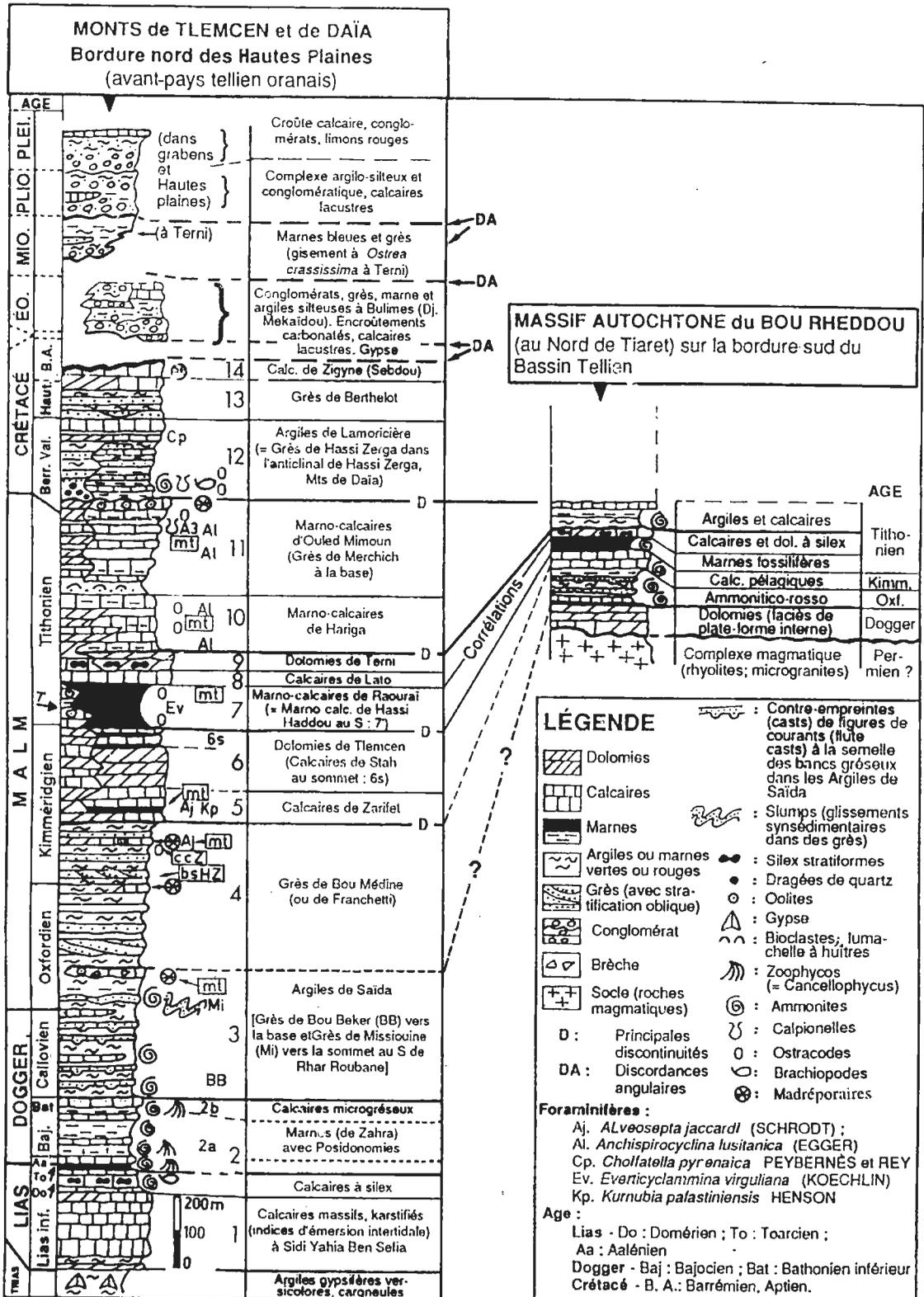


Fig. 3 - Colonne stratigraphique simplifiée et synthétique des Monts de Tlemcen-Daïa jusqu'aux Hautes Plaines. Il n'est pas tenu compte des variations latérales d'épaisseur des formations.

La série du Kimméridgien supérieur-Tithonien supérieur est datée par corrélation avec la série à ammonites du Bou Rheddou sur la bordure sud du Bassin tellien

Synthetic chronostratigraphic succession of Tlemcen-Daïa Mountains (Tellian Foreland). The lateral variations concerning thickness of formations are not indicated here. The dating of Upper Kimmeridgian-Upper Tithonian series has been obtained by correlation with the fossiliferous (Ammonites) series of «Bou Rheddou» on the southern border of the Tellian Basin

Les formations 1 à 14 localisées sur la figure 2 sont succinctement décrites dans le texte. Noter que les formations 4 à 12, définies dans les Monts de Tlemcen, ont leur équivalent dans les Monts de Daïa : dans le secteur de Remïlla-Zegla, D. Auclair et J. Biehler (1967) distinguent en particulier, de bas en haut : un membre calcaréo-dolomitique inférieur (formations 5 et 6) - un membre marno-calcaire intermédiaire (7) - un membre calcaréo-dolomitique supérieur (8 et 9) et les Calcaires de Remaïlia avec les formations de Zegla A (10), de Zegla B (11), de Zegla C et D (12).

The formations 1 to 14 (located on the figure 2) are briefly described in the text. The formations 4 to 12, which have been defined in the Tlemcenian Mountains, have their age equivalent in the Daïa Mountains. In the Remaïlia-Zegla zone, D. Auclair et J. Biehler (1967) have distinguished : a lower calcareous-dolomitic member (formations 5 and 6) - a middle Marly-calcareous member (7) - an upper calcareous-dolomitic member (8 and 9) and the Remaïlia limestones divided into formations : Zegla A (10), Zegla B (11) and Zegla C-D (formation 12).

Autres sigles : bs HZ : Bois silicifiés de Gymnospermes à Hassi Zerga, ccZ : Intercalation calcaire fossilifère (Kimméridgien inférieur) du col de Zarifet (voir fig. 2); mt : maximum de transgression ou d'inondation.

Other abbreviations : bs HZ : silicified woods of Gymnosperms in Hassi Zerga; ccZ : Fossiliferous limestone (lower Kimmeridgian) of Zarifet; mt : maximum leoding phase.

que ou de dessiccation (accumulés notamment dans des chenaux de jusant), des particules telles que les pelles (minuscules grains sans structure interne, pelotes fécales) et certains coprolites ou produits de défécation (*Favreina* attribuables à des crustacés de type *Thalassinoides*).

Les formations des Monts de Tlemcen sont datées indirectement par corrélation avec la série à ammonites des massifs de Bou Rheddou et du Bechtout dans la zone sud-tellienne (fig. 1 et 3, Benest, 1985). Il convient de souligner la présence de certaines discontinuités (= D sur surfaces durcies ferrugineuses, lacunes sédimentaires plus ou moins importantes) d'extension régionale ou périméditerranéenne (Atrops et Benest, 1991) qui peuvent séparer certaines formations (notamment entre les formations 6 et 7, 9 et 10, 11 et 12) (voir fig. 3 et 4).

Les Calcaires de Zarifet

(5, fig. 3), Kimméridgien supérieur)

Ce sont des calcaires massifs parfois dolomités (épaisseur : 100m environ au col de Zarifet). On y trouve en particulier des algues vertes Dasycladacées (*Clypeina jurassica* FAVRE et des foraminifères Lituolidés tels que *Alveosepta jaccardi* SCHRODT et *Kurnubia palastiniensis* HENSON. Les séquences rythmiques micritiques, présentent des passées de laminites stromatolitiques intertidales avec des indices d'émersion.

Les Dolomies de Tlemcen

(6, fig. 3, Kimméridgien terminal)

Cette formation (épaisseur : 200m environ) correspond aux grands escarpements dolomitiques qui dominent Tlemcen et couronnent le cirque des Cascades (Doumergue, 1910). Les

Dolomies qui la composent, en grande partie, sont parfois grossièrement cristallines en raison d'une dolomitisation tardive. Toutefois, on peut y reconnaître encore, çà et là, des passées riches en laminites stromatolitiques intertidales. Dans la partie sommitale se différencie localement les Calcaires de Stah (6s- Benest, 1972). Quant à la limite inférieure, elle est souvent hétérochrone ou difficile à préciser en raison de la dolomitisation qui peut affecter partiellement, et parfois totalement, la formation sous-jacente des Calcaires de Zarifet.

Les Marno-calcaires de Raourai
(7, fig. 3-1 Tithonien basal)

C'est un ensemble marneux riche en Lituolidés de l'espèce *Everticyclammina virgularia* (KOECHLIN), d'épaisseur très variable (de 75 à 150m en moyenne, près de 400m au Djebel Raourai). Des bancs intercalés calcaires (bien visibles vers le sommet de la formation) sont localement riches en *Favreina*. Ils peuvent être pétris, à leur toit, de bioturbations attribuées à des *Thalassinoides*. La formation s'enrichit en calcaires oolitiques, à grains de quartz, vers le Sud (7' : Marno-calcaires de Hassi Haddou montrant des intercalations de grès fins à Hassi Zerga).

L'évolution faciologique latérale peut être très marquée : aux différents faciès de plate-forme interne (protégée de la mer franche) qui caractérise l'avant-pays tello-rifain (du Maroc oriental au Djebel Nador de Tiaret), correspondent, dans le domaine tellien (Benest, 1990), des marnes de milieu marin ouvert, à ammonites du Tithonien basal (zone à *Hybonotum* au Bou Rheddou: Atrops et Benest, 1984) (fig. 3).

Les Calcaires de Lato
(8, fig. 3)

Ce sont des micrites (50m en moyenne), parfois dolomitisées, riches en *Favreina*, pouvant renfermer localement des *Dasycladacées* et des oncolites (éléments d'origine algale). Les bancs

terminaux sont constitués de laminites stromatolitiques sombres, d'origine intertidale, marquées par la fréquence des figures de dessiccation.

Les Dolomies de Terni
(9, fig. 4; Tithonien inférieur)

Il s'agit de dolomies massives (50m en moyenne) bien exposées sur le plateau de Terni (Doumergue, 1910) où elles débutent par des niveaux à silex stratiformes. Cette formation, qui peut être partiellement calcaire, montre souvent des stratifications obliques et entrecroisées (= accumulations d'oolites ou de *Favreina*) ainsi que des passées de laminites stromatolitiques.

Les Marno-calcaires de Hariga
(10, fig. 3; Tithonien supérieur)

C'est une alternance de calcaires avec quelques passées de laminites et de marnes plus ou moins tendres (165m au Djebel Hariga d'El Gor, fig. 2; Benest, 1972 et 1981); latéralement, les couches inférieures peuvent être très calcaires et même dolomitisées. On note l'apparition de Lituolidés de l'espèce *Anchispirocyclus lusitanica* (EGGER).

Les Marno-calcaires d'Ouled Mimoun
(11, fig. 3, Tithonien supérieur à Berriasien basal).

Cette unité (épaisseur moyenne 250 à 300m) lithologiquement proche de la précédente, débute, dans les Monts de Tlemcen, par les Grès de Merchich (fig. 2, Doumergue, 1910). Ces derniers sont composés d'une alternance d'argiles rouges, de grès fins, de calcaires avec lumachelles d'huîtres. A Ouled Mimoun, la formation, puissante de 550 m d'épaisseur environ (Benest, 1981 et 1985), a fourni, vers le sommet, de rares calpionelles du Tithonien terminal (sous-zone A3). Le faciès biocalcarénitique ou oolitique (avec des stratifications obliques) des bancs sommitaux massifs indique un milieu agité, peu profond. Il

s'agit là d'un *niveau repère capital* d'âge probablement Berriasien inférieur, d'extension ouest-algérienne : il a été reconnu depuis le Maroc oriental jusqu'aux Monts de Chellala (Benest, 1985) ainsi que dans le domaine atlantique (région de Laghouat, fig. 1 Benest *et al.*, 1993).

2 - Les variations latérales d'épaisseur et de faciès : la dolomitisation

Elles sont généralement continues en l'absence de discordance (fig. 4). De 1000m environ dans la partie orientale (Sidi Yahia Ben Sefia-Sebdou) l'épaisseur de la série carbonatée du Jurassique supérieur atteint 1450m environ à Ouled Mimoun et même davantage au Sud de cette localité. C'est vers l'Est, sur la bordure du môle (à matériaux paléozoïques) de Tiffrit, que la réduction d'épaisseur est la plus nette (350 à 400m entre Daoud et Sidi Bou Beker: fig. 2).

Quant aux facteurs contrôlant la dolomitisation, ils sont de deux ordres :

- **Le premier**, est surtout **sédimentaire** et, par là-même, en rapport étroit avec des variations latérales de faciès qui induisent préférentiellement ce processus. La dolomitisation très précoce ou synsédimentaire croît sensiblement sur la bordure des hauts-fonds tectoniques (horsts de Rhar Roubane, de Tiffrit ...) mais surtout vers les régions méridionales (bordure nord des Hautes Plaines, dans le secteur de Hassi Zerga, par exemple) où se font sentir les apports détritiques d'origine saharienne. Il s'agit alors de dolomies très finement cristallines ou de dolomicrites souvent riches en laminites stromatolitiques intertidales (exemple : Calcaires de Zarifet et de Lato dolomitisés; fig. 4).

- **Le second facteur**, **tectonique**, est localement important. Il est à l'origine d'une dolomitisation plus tardive (= secondaire) partielle ou totale (surtout *per descensum*) d'assises ou de formations initialement calcaires et il peut

également correspondre à une recristallisation des dolomicrites. Ce phénomène affecte notamment les Calcaires de Zarifet et de Lato au voisinage de certaines fractures, là où la fissuration ou le diaclasage est intense. C'est le cas sur la bordure nord faillée des Monts de Tlemcen et au niveau des failles bordières du fossé de Sebdou (fig. 6 et 7).

Les dolomies très cristallines ou dolosparites (saccharoïdes et vacuolaires) qui en résultent, en raison des phénomènes de recristallisation et de dissolution, montrent une forte porosité intergranulaire (nettement supérieure à celle des calcaires), ce qui leur confère de remarquables propriétés aquifères.

Ce type de dolomitisation, nettement postérieur au dépôt des sédiments, peut être considéré comme *anté-éocène s.l.* En effet, de nombreux galets dolomitiques remaniés à partir des Dolomies de Tlemcen *s.l.* ou de Terni *s.l.*, après la régression crétacée, se trouvent incorporés dans les conglomérats éocènes du Djebel Mekaïdou (Hautes Plaines; fig. 2) (Benest et Bensalah, 1995).

3 - Dynamique sédimentaire, facteurs de contrôle de la sédimentation

L'évolution verticale de la série carbonatée du Kimméridgien supérieur au Berriasien basal montre la succession de 3 séquences majeures, d'épaisseur variable (de 200 à 500m), séparées par des discontinuités (D, fig. 3) précédant un changement lithologique ou faciologique et soulignant généralement une lacune stratigraphique d'importance très variable dans l'espace et le temps.

Ces séquences (a, b et c) regroupent les formations suivantes de bas en haut :

a - les Calcaires de Zarifet et les Dolomies de Tlemcen (Kimméridgien supérieur *p.p.*);

Fig. 4 - Corrélations stratigraphiques dans la série carbonatée du Malm supérieur-Berriasien basal (Monts de Tlemcen et de Daïa). Noter les variations latérales d'épaisseur et de faciès des formations ainsi que l'importance de la dolomitisation tardive liée à la tectonique. En outre, la présence d'une série d'épaisseur réduite de haut-fond très peu profond, dans le secteur de Sidi Bou Beker-Sidi Amar, témoigne de l'activité du horst (tout proche) de Tiffrit durant le Malm. Voir la légende de la figure pour la signification de certains sigles et symboles

Stratigraphic correlations in the carbonated series dated of Upper Malm-Early Berriasian, in the Tlemcen-Daïa Mountains. Note the lateral variations concerning thickness and facies of the formations, and also the importance of the late dolomitization related with tectonics. Moreover, the presence of reduced deposits in the zone of Sidi Bou Beker-Sidi Amar evidences the uplift of Tiffrit-horst during the Malm. See the figure for meaning of abbreviations and symbols

b - Les Marno-calcaires de Raouraï, les Calcaires de Lato et les Dolomies de Terni (Tithonien inférieur *p.p.*),

c - Les Marno-calcaires de Hariga et les Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Tithonien supérieur à Berriasien basal).

Chacune d'entre elles, est assimilable à un mouvement de transgression-régression avec au moins un *maximum transgressif ou d'inondation* (mt, fig. 3) souligné par des dépôts localement très fossilifères : benthos abondant et varié sur la plate-forme interne (Monts de Tlemcen en particulier); organismes pélagiques (ammonites) dans le Bassin tellien ouvert sur la mer franche (zone du Bou Rheddou).

Du *Kimméridgien supérieur au Berriasien basal*, l'environnement correspond globalement à une plate-forme carbonatée interne, peu profonde, qui était très épisodiquement découverte à marée basse sur d'immenses étendues. Un tel tidal-flat (estran quasiment plat), généralement très peu ouvert sur la mer franche, s'étendait sur l'ensemble de la plate-forme nord-saharienne, de la Tunisie à la marge atlantique (Benest *et al.*, 1993).

L'une des caractéristiques principales de ce tidal-flat est l'abondance des laminites stromatolitiques durant certaines périodes. Le développement de ces structures, dans les cas les plus typiques, marque la fin de *séquences élémentaires* (de 0,50 à 2 m d'épaisseur en moyenne) débutant

dans la zone infratidale avec des argiles ou des marnes surmontées par des micrites à *Favreina*, à dasycladacées et (ou) à lituolidés. L'étude des ostracodes contenus dans les marnes indique un milieu peu profond, protégé du domaine marin franc et soumis temporairement à des conditions de dessalure.

Les laminites correspondent à une succession de microséquences rythmiques (de 0,5 à quelques millimètres d'épaisseur chacune; fig. 5 A à E), groupées en faisceaux parfois irréguliers (de 1 à plusieurs centimètres) et affectées localement par des fentes de dessiccation (fd, fig. 5 A).

La *microséquence type* (Benest, 1984 et 1985) est généralement limitée par des surfaces de discontinuité (sd, fig. 5 B-D-E) ou de ravinement et montre la superposition de deux feuilletts ou lamines.

a - une lamine inférieure souvent sombre (a), à dominante micritique; elle peut comporter à sa base des passées de pellesoïdes (diamètre : 20 à 80 microns), jointifs ou non, à granoclassement normal ; on y reconnaît parfois des traces de filaments algaires dispersés (udéotacées ? : fa, fig. 5 E) associés à de minuscules particules et disposés perpendiculairement au litage.

b - une lamine supérieure souvent claire (b), plane ou légèrement ondulée (d'épaisseur très variable), représentant un tapis stromatolitique (algal-mat); elle montre parfois, à son sommet, des pellesoïdes à granoclassement inverse. Elle

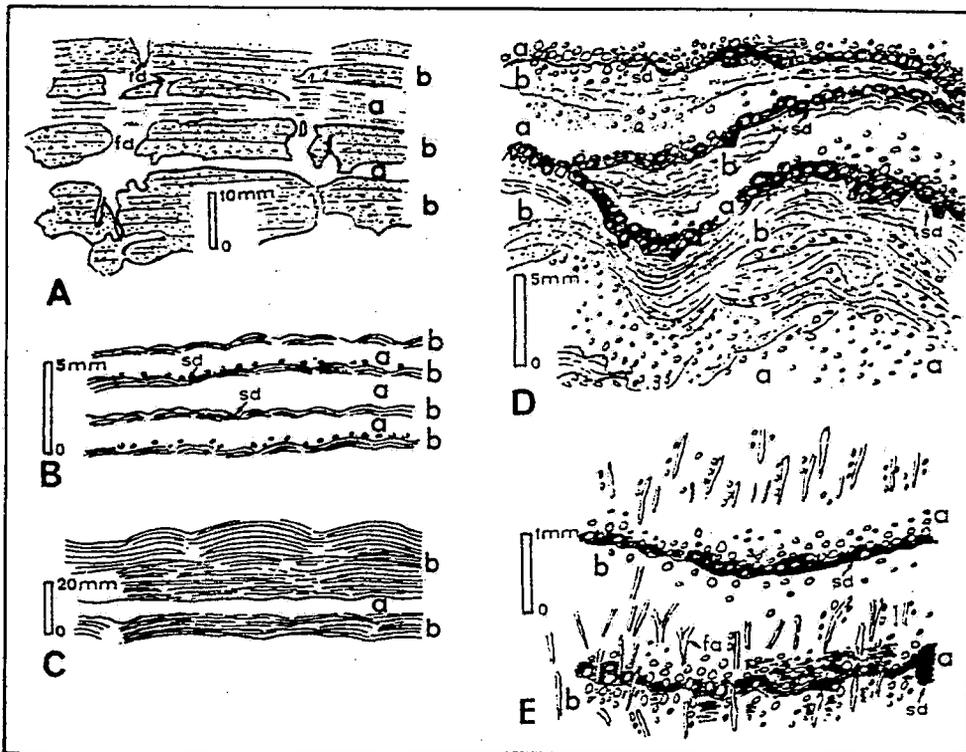


Fig. 5 - Les microséquences de marées dans les laminites stromatolitiques du Malm supérieur dans le domaine tlemcénien (voir fig. 2)

The tidal microsequences related to cryptalgal laminites of Upper Malm age in the Tlemcenian realm (see fig. 2)

A - Dolomies de Tlemcen (Kimmeridgien terminal) à Sidi Yahia Ben Sefia "*Dolomies de Tlemcen*" (*Late Kimmeridgian*) at *Sidi Yahia Ben Sefia*, **B** - Calcaires de Lato (Tithonien inférieur) au Djebel Lato "*Calcaires de Lato*", **C** - Dolomies de Terni (Tithonien inférieur) à 20 km au SW de Ras el Mal (*Dolomies de Terni*) (*Lower Tithonian*) in the *région of Ras el Ma*, **D** - Marno-calcaires de Hariga (partie inférieure : Tithonien supérieur) au Djebel Ouargla ("*Marno-calcaires de Hariga*" (*lower part : Upper Tithonian*) at *Djebel Ouargla*), **E** - Calcaires de Zarifet (Kimmeridgien supérieur) à Terni "*Calcaires de Zarifet*" (*Upper Kimmeridgian* at *Terni*).

Microséquence de marée (Tidal microsequences). a : lamine inférieure (*inferior lamina*), b : lamine supérieure (*superior lamina*), fa : filaments algaires (*algal filaments*), fd : fentes de dessiccation (*desiccation cracks*), sd : surface de discontinuité (*discontinuity*).

peut se résorber et réapparaître plusieurs fois latéralement. Le dispositif est alors constitué de petites lentilles millimétriques (souvent spirales) disposées en chapelets allongés selon le litage. Certaines cavités appartenant à ce type de structure (fenestrée) sont comblées partiellement par de la dolomie rhomboédrique, ferrugineuse, venant se substituer à de la calcite. Leur plancher peut être tapissé de cristaux orientés verticalement et montrant plusieurs stades de croissance.

Les laminations stromatolitiques correspondent plus rarement à des dômes ou à des colonnes de type *Collenia* à *Cryptozoon* avec des stades de croissance différents du point de vue morphologique (Logan *et al.*, 1964). Il s'agit alors d'un empilement de lamines crytalgaires, de très faible épaisseur (inférieure au mm, fig. 5 C), dans lesquelles peuvent s'intercaler des passées lenticulaires très riches en pellesoïdes.

Orimine du doublet microséquenciel (Benest, 1984). Pour expliquer la rythmicité dans l'organisation microséquencielle, on admettra (cf. Monty, 1973 et 1976) que les tapis stromatolitiques intertidaux (lamines claires) sont périodiquement recouverts de vase plus ou moins riche en particules (lamines sombres), amenée par des flots de *fortes marées de vive eau* ou par des cyclones (en zones tropicales). Le dépôt micritique peut être ensuite traversé par des filaments algaires enfouis (fig. 5E) (Monty, 1973).

Le processus final conduit généralement à l'installation d'un nouveau tapis stromatolitique. Lors du jusant, celui-ci piège ou englué des particules (notamment à sa surface) (cf. Dupont et Hommeril, 1982). Ainsi se forme un sédiment non exclusivement stromatolitique où alternent des lits sédimentaires et des lits d'origine organique. Sa composition est très proche de celle des sédiments crytalgaires et algo-laminaires de certains milieux intertidaux actuels (secteur

d'Abu Dhabi, par exemple, dans le Golfe Persique). En conclusion, les doublets microséquencielles composent les laminites du Malm supérieur oranais résultent d'un double *processus sédimentaire* et *biologique contrôlé par les marées* sur la plate-forme sud-téthysienne d'Oranie.

Les principales phases transgressives maximales (mt) surviennent au Kimméridgien supérieur (Calcaires de Zarifet), au Tithonien inférieur (zone à *Hybonotum* : Marno-calcaires de Raourai), au Tithonien supérieur (zone à *Microcanthum* : Marno-calcaires de Hariga et d'Ouled Mimoun). Enfin, chaque séquence se termine par un épisode globalement régressif, plus ou moins long, ce qui entraîne une diminution de la profondeur compatible avec la zone intertidale (laminites stromatolitiques avec indices de dessiccation, par exemple).

On admet schématiquement que la dynamique de chaque séquence majeure implique un mécanisme de *subsidence-comblement* lié à la tectonique distensive. Il convient d'insister sur les effets de la subsidence (localement très accentuée) induite par la tectonique distensive dont le rôle a été déterminant dans le contrôle de la sédimentation. Les mouvements qui sont à l'origine de la subsidence différentielle (fig. 4) ont provoqué le rejeu d'accidents profonds (d'héritage tardi-hercynien) dont les plus importants sont orientés WSW-ENE à SW-NE (Benest, 1985 et 1990).

Si l'action de la tectonique a été prépondérante au cours de la sédimentation, il faut aussi tenir compte du rôle conjugué de phénomènes eustatique. Ainsi, on peut considérer que l'évolution sédimentaire est également due aux variations, même mineures, du niveau marin, durant les intervalles transgressifs caractérisés par leur grande extension horizontale sur la plate-forme ouest-algérienne. En fait, cette extension géographique plaide pour un contrôle à l'échelle téthysienne, et probablement globale.

D - La série crétacée (principalement dans les Monts de Tlemcen)

Seule une partie du Crétacé inférieur est représentée à l'affleurement dans les Monts de Tlemcen avec de bas en haut : les Argiles de Lamoricière, les Grès de Berthelot et les Calcaires de Zygine.

1 - Les Argiles de Lamoricière (12, fig. 3; Berriasien moyen à Valanginien)

Cette formation transgressive (150m d'épaisseur à 10 km au SE d'Ouled Mimoun), essentiellement marno-gréseuse, a livré, à Ouled Mimoun, de nombreuses ammonites (Pomel, 1889; Gentil, 1902) et des Brachiopodes (Benest *et al.*, 1996a) du Berriasien supérieur (zone à *Boissieri*) ainsi que des calpionelles de la zone D (Benest *et al.*, 1977) dans les bancs calcaires inférieurs.

Le faciès indique une ouverture très marquée du milieu sur la mer franche à la limite sud du Bassin tellien. Mais, il devient très carbonaté au sommet de la formation (Valanginien supérieur?) avec la réapparition de dépôts de mer très peu profonde (présence d'indices d'émersion, de Dasycladacées et de Lituolidés tels que *Choffatella pyrenaica* PEYBERNES et REY).

Vers le Sud, sur la bordure méridionale des Monts de Daia, la formation passe aux Grès de Hassi Zerga (12', épaisseur : plus de 500m) caractérisés dans la partie inférieure par des niveaux de grès roses à rouges, à stratifications obliques et entrecroisées (avec des dragées de quartz), montrant des indices de remaniement éolien. Au-dessus de ces dépôts terrigènes massifs (entrecoupés d'argiles bariolées), d'origine fluvio-deltaïque, viennent des biofaciès transgressifs avec des passées calcaires indiquant un milieu temporairement ouvert sur la mer franche (rares calpionelles du Valanginien?). Mais, dans l'ensemble, le milieu est partout peu profond avec des apports terrigènes substantiels.

L'augmentation brutale de l'épaisseur de la série vers le Sud, dans le secteur de Hassi Zerga, implique l'intervention d'une tectonique synsédimentaire particulièrement active. On est de nouveau conduit à prendre en compte les effets de la subsidence différentielle due au rejeu en distension de paléofailles profondes de direction WSW-ENE, à SW-NE. La zone effondrée de Hassi Zerga a ainsi constitué un remarquable piège à sédiments (comme durant l'épisode des Grès de Bou Médine, de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien supérieur *p.p.*) au front d'un appareil deltaïque. La mise en place d'un tel dispositif sur la marge passive sud téthysienne est la conséquence de la phase tectonique éocrétacée (Benest, 1985; Benest *et al.*, 1996b) (*cf.* le paragraphe «évènements tectoniques»).

On voit donc que, là encore, la tectonique a joué un rôle capital dans le contrôle sédimentaire. Toutefois, il apparaît que les enchaînements séquentiels étaient également dépendants des variations relatives du niveau de la mer, en particulier, durant le cycle *transgression-régression du Berriasien moyen et supérieur* : un maximum transgressif survient au cours du Berriasien supérieur (zone d'ammonites à *Boissieri*; Benest *et al.*, 1996b).

En conclusion, le changement de sédimentation qui survient au Berriasien moyen est marqué par une brusque reprise du détritisme silto-gréseux dans l'avant-pays tello-rifain (Benest, 1985). Le glaciaire d'épandage sur lequel s'est effectuée la transgression berriasienne représente, dans le domaine tlemcénien *s.l.*, la partie la plus distale d'un vaste complexe fluvio-deltaïque, très actif dans le domaine atlasique pendant le Crétacé inférieur (Grès de Tiout dans la région d'Aïn Sefra : Bassoullet, 1973). Une alimentation dominante à partir du SW (comme durant le Malm *s.l.*), c'est-à-dire des zones émergées où l'érosion était la plus précoce, est attestée par les évolutions faciologique, granulométrique et minéralogique (argiles) reconnues

sur la marge NW du continent saharien (Benest *et al.*, 1996b).

2 - Les formations de l'Hauterivien au Cénomanién

Les Grès de Berthelot (13, fig. 3, Hauterivien à Berriasien inférieur). Cette formation définie à Daoud (ex. Berthelot- voir Auclair et Biehler, 1967) se compose d'une alternance de grès (à stratifications obliques) et d'argiles surmontée d'une succession où dominent les bancs carbonatés, à faciès marin néritique ou littoral. Elle n'est que peu exposée dans les Monts de Tlemcen où son épaisseur ne semble pas dépasser 150m (grabens de la Tafna et de Sebdu; fig. 6).

L'ensemble de la formation correspond à une séquence de milieu deltaïque en régime régressif

Les Calcaires de Zygone (14, fig. 3 Barrémien supérieur-Aptien). Ils montrent plusieurs passées de calcaires subrécifaux à 2km environ au SW de Sebdu où seules les couches basales affleurent. La formation est complète (près de 200m d'épaisseur) au Sud de Telagh (Monts de Daïa; Auclair et Biehler, 1967) : le faciès y est récifal avec plusieurs niveaux de calcaire construit à madréporaires. L'évolution faciologique et séquentielle des Calcaires de Zygone est globalement transgressive.

La série crétacée, dans les Monts de Daïa, se poursuit par les **Grès de Bossuet** (ex. Daïa, voir Auclair et Biehler, 1967), formation deltaïque attribuée à l'Albiens. l. (15; fig. 2; épaisseur variable : plus de 100m ?) et à caractère régressif Elle se termine par la formation cénomaniénne du **Djebel Tenfeld** (16, fig. 3; épaisseur : 300m environ) dont les dépôts gréseux et carbonatés sont considérés comme transgressifs dans un contexte général de hausse eustatique.

E . La série tertiaire

1 - L'Eocène continental

Après la régression marine du Crétacé supérieur, les premiers dépôts datés, grâce à des gastéropodes continentaux (Bulimes), sont d'âge éocène moyen-supérieur (Bensalah *et al.*, 1987; Bensalah, 1989; Benest et Bensalah, 1995) au Sud des Monts de Tlemcen. Dans le secteur d'El Aricha, au Djebel Mekaïdou (fig. 2 et 3), il s'agit d'une formation détritique (150m d'épaisseur environ) nettement discordante sur les couches du Crétacé inférieur appartenant à un paléorélieu préalablement plissé et partiellement érodé (anticlinal de Nefakh; fig. 6 et 7). La succession marno-silteuse, localement gréseuse, présente plusieurs passées lenticulaires conglomératiques, parfois grossières, notamment à la base. Le milieu de dépôt, souvent fluvial, devient fluvio-torrentiel sur les pentes ou au pied de certains reliefs (en voie de démantèlement) où s'observent des mégabrèches. Le régime peut même devenir temporairement lacustre, endoréique ou sebkhaïque (gypse). C'est le cas vers le SE où alternent et se multiplient les encroûtements carbonatés d'origine palustre et pédogénétique.

A la formation du Mekaïdou pourraient correspondre les dépôts continentaux, à faciès très semblable, signalés récemment par Marok (1996, p. 108), sur le flanc sud du petit massif anticlinal de Sidi el Abed (fig. 6), à proximité de la frontière marocaine. Toutefois, dans l'état actuel de nos connaissances, aucun argument paléontologique ne permet de confirmer l'âge éocène de ces sédiments.

2 - Le Miocène marin

L'Oligocène n'est pas connu. En revanche, le Miocène marin, bien caractérisé, est très développé au pied nord des Monts de Tlemcen où il est discordant sur les assises souvent carbonatées et très karstifiées du Malm. La succession

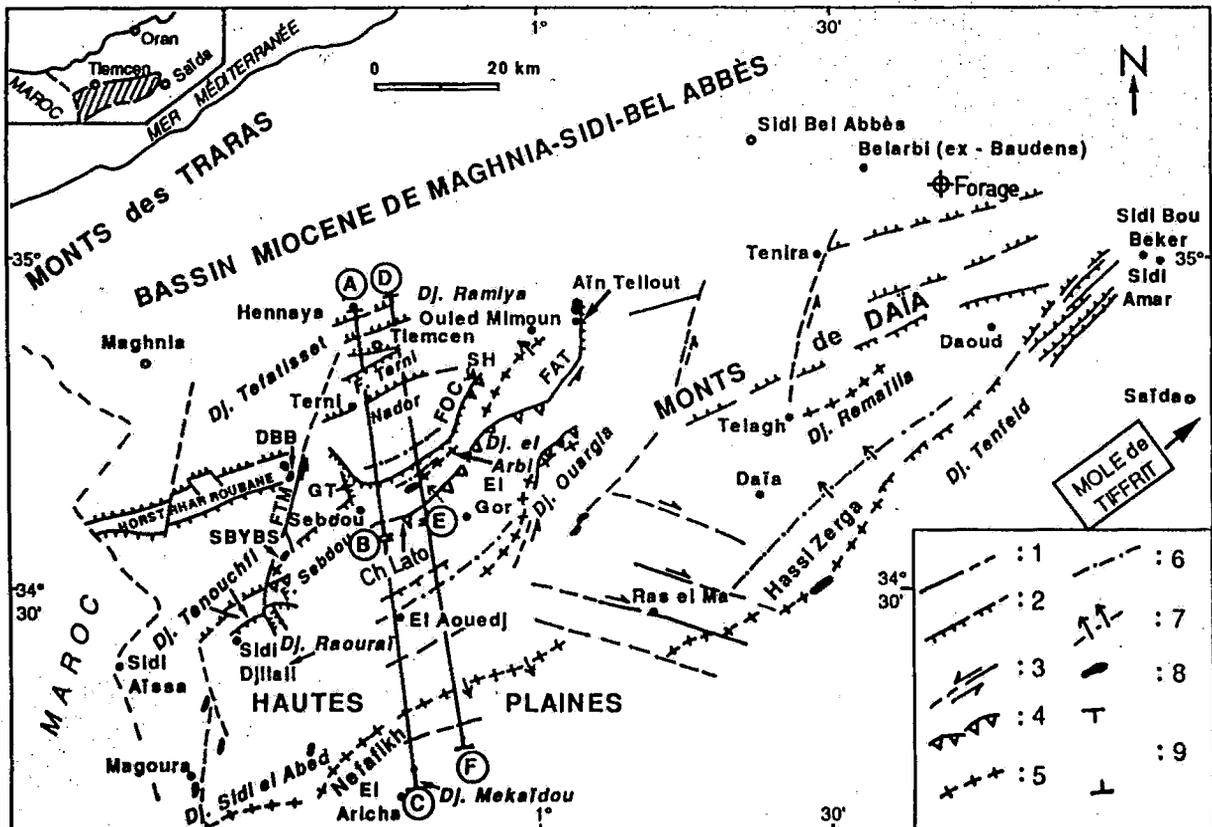


Fig. 6 - Schéma structural de l'avant-pays tellien entre Saïda et la frontière algéro-marocaine

Structural sketch of Tlemcen-Daïa Mountains (Oranian Foreland)

Ch. Lato : Chevauchement de Lato (*Thrust fault of Lato*), DBB : Dépression des Béni Bahdel (*Depression of Beni Bahdel*), FAT : Transversale d'Aïn Tellout (*Aïn Tellout transverse fault*), FOC : Transversale d'Oued Chouly (*Oued Chouly transverse fault*), FTM : Transversale Tafna-Magoura (*Tafna-Magoura transverse fault*), GT : Graben de la Tafna (*Tafna graben*), SH : Klippe (glissement épiglyptique) de Sidi Hamza (*Sidi Hamza klippe*), 1 - Faille majeure (*Major fault*), 2 : Faille ayant joué verticalement (*Dip-slip fault (hachures on the down-dropped block)*), 3 : Faille de décrochement avec sens du mouvement (*Strike-slip fault*), 4 : Faille inverse ou chevauchante (la pointe du triangle indique le compartiment chevauchant) (*Thrust fault*), 5 : Anticlinal (*Anticlinal axis*), 6 : Synclinal (*Synclinal axis*), 7 : Sens de déversement ou de chevauchement (*Thrust movement*), 8 : Extrusion ou structure diapirique avec gypse ou argiles gypsifères surtout triasiques (Keuper) (*Gypsiferous diapirism (Keuper)*), 9 : Tracé de coupe structurale (*Location of structural sections*).

particulièrement épaisse dans le sillon subsident de Maghnia.- Sidi Bel Abbés (plus de 600 m sous la plaine d'Hennaya; fig.2) est composée essentiellement de marnes bleues ou vertes, à intercalations gréseuses, attribuées à l'«Helvétien» (= Serravallien) ou Tortonien (Doumergue, 1926; Guardia, 1975). Un conglomérat de base jalonne la bordure nord du paléorelief tlemcénien qui, largement émergé depuis le Crétacé supérieur, n'a pu être franchi par la mer miocène. Toutefois, celle-ci, lors d'une brève incursion, a pu emprunter une petite ria ou une cluse pour venir occuper, à quelques kilomètres au Sud, la dépression intramontaineuse de Terni (= graben déjà différencié; voir plus loin la phase distensive de la tectogenèse tertiaire) où se trouve conservé un témoin de marnes «helvétiques» (Doumergue, 1910), à faciès lagunaire, avec des *Ostrea crassissima* LMK (espèce d'huître citée dans le Tortonien algérien).

Le Miocène n'a pas été mis en évidence (faute d'arguments paléontologiques) dans la partie sud des Monts de Tlemcen où il pourrait toutefois participer au remplissage de certaines dépressions continentales (fossé de Sebdo en particulier). Il n'a été découvert (Benest *et al.*, 1988) qu'au Sud d'El Aricha (Chott el Gharbi, fig. 1), mais sous un faciès continental: une formation hamadienne y a livré une faune d'Hélicidés du Miocène supérieur.

III - LES GRANDS TRAITs STRUCTURAUX DES MONTs DE TLEMCEN ET DE DAÏA; LES PRINCIPALES PHASES TECTONIQUES (Benest, 1982)

A - Les grandes directions et unités structurales (fig. 6)

Les Monts de Tlemcen et de Daïa sont surtout affectés par un système de failles longitudinales SW-NE à WSW-ENE (= direction tellienne). Mais ils sont également découpés par des failles obliques dont les principales sont subméridiennes ou SSW-NNE (Elmi, 1970; Benest, 1971). Le

résultat est la formation de blocs parfois sigmoïdes (Benest, 1982) ou de structures presque tabulaires (fig. 7) à la faveur desquelles se sont constitués les quelques grands aquifères perchés de la région (comme celui de Merchich, au sommet du plateau de Terni, au Sud de Tlemcen; voir Collignon, 1986).

Mais aux effets de cette tectonique largement distensive et cassante, s'ajoutent ceux d'une tectonique compressive, plus souple, avec la mise en place de structures plissées, d'ampleur très variée, plus ou moins complexes et parfois chevauchantes (plis failles).

1 - Les structures failles

Le découpage de la couverture sédimentaire en horsts et grabens, bien visible sur les figures 6 et 7, est dû au jeu et au rejeu subvertical, surtout distensif, d'accidents profonds affectant le socle hercynien.

- Parmi les zones failles, les plus typiques, reconnues dans la région occidentale, il convient de citer:

* la zone effondrée de Tlemcen, sur la bordure sud-tellienne (le rejet cumulé des failles qui abaissent la série par gradins successifs vers le Nord est estimé à 1000m);

* le graben de Terni;

* le horst du Djebel Tenouchfi (point culminant de la région à 1843m) et celui de Rhar Roubane particulièrement étudié par S. Elmi (1973, 1982 et 1983 et 1996);

* le fossé d'effondrement de Sebdo dont les failles bordières (N 55) paraissent conjuguées à celles du graben de la Tafna (N 140).

- Une autre succession de blocs failles orientés SW-NE caractérise l'extrémité orientale des Monts de Daïa entre Daoud et Sidi Bou Beker (ex. Charrier), au NW du Môle de Tiffrit (fig. 6).

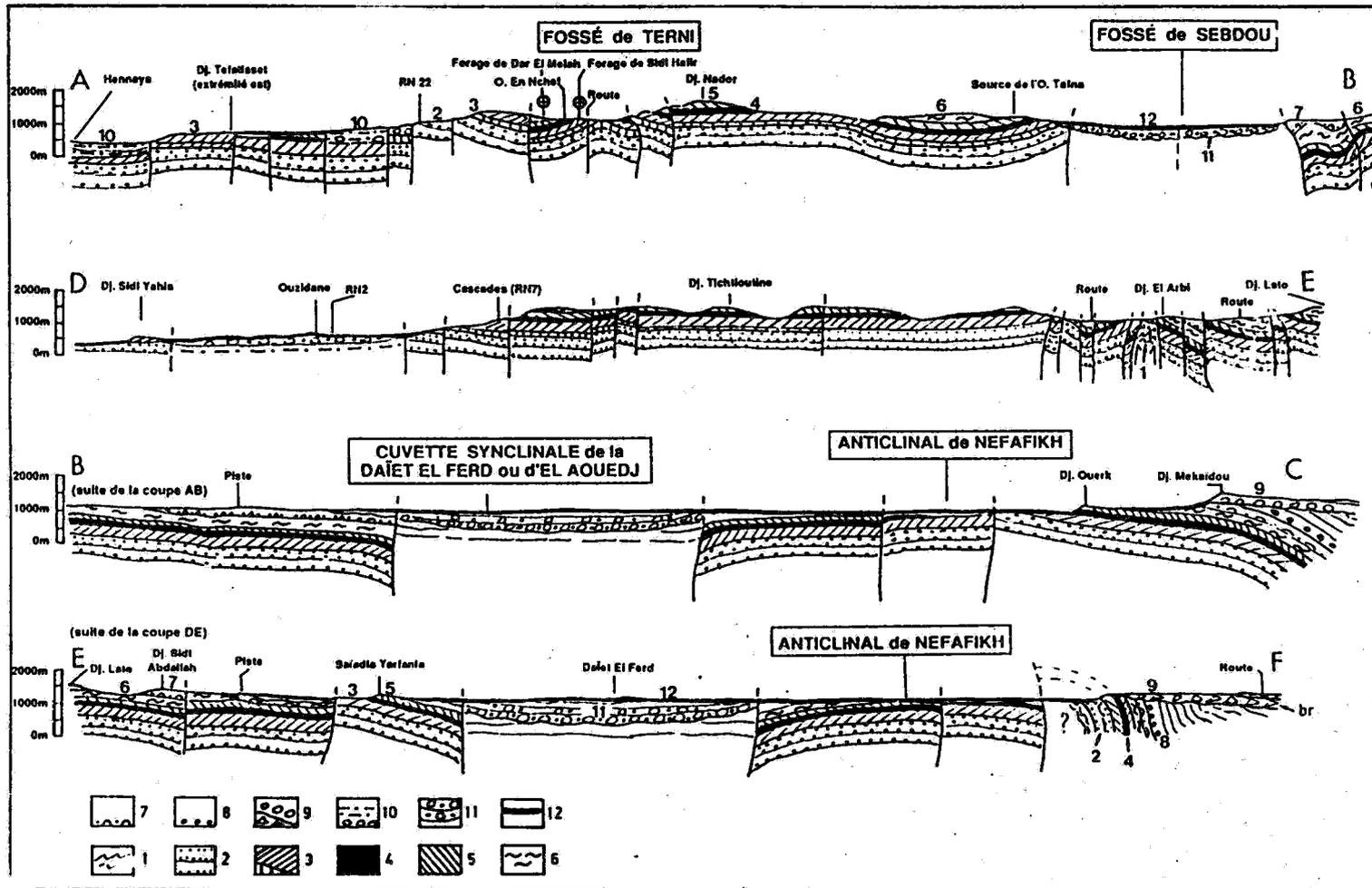


Fig. 7 - Coupes structurales N-S à travers les Monts de Tlemcen jusqu'à El Aricha (Hautes Plaines), voir la localisation sur la figure 6

Structural sections across the Tlemcen Mountains to the Oranlian High Plains. See location on the figure 6

1 : Argiles de Saïda (Callovo-Oxfordien) (*Argiles de Saïda (Callovo-Oxfordian)*), 2 : Grès de Bou Médine (Oxfordien supérieur-Kimmeridgien supérieur p. p.) ("*Grès de Bou Médine (Upper Oxfordian-Upper Kimmeridgian p.p.)*"), 3 : Calcaires de Zarifet et Dolomies de Tlemcen s.l. (Kimmeridgien supérieur) ("*Calcaires de Zarifet and Dolomies de Tlemcen (Late Kimmeridgian)*"), 4 : Marno-calcaires de Raourai ou Marno-calcaires de Hassi Haddou (Tithonien basal) ("*Marno-calcaires de Raourai or Marnocalcaires de Hassi Haddou (Early Tithonian)*"), 5 : Calcaires de Lato et Dolomies de Terni (Calcaires de Lato and Dolomies de Terni), 6 : Marno-calcaires de Hariga (Tithonien inférieur) ("*Marno-calcaires de Hariga (Lower Tithonian)*"), 7 : Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Tithonien supérieur à Berriasien basal) ("*Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Upper Tithonian-Early Berriasian)*"), 8 : Grès de Hassi Zerga (Berriasien moyen à Valanginien supérieur) ("*Grès de Hassi Zerga (Middle Berriasian Upper Valanginian)*"), 9 : Série éocène continentale du Djebel Mekaidou avec brèche basate (br)(*Eocene continental Formation of Djebel Mekaidou (basal breccia br)*), 10 : Marnes miocènes marines (avec conglomérat basal) (*Miocene marine marls with basal conglomerate*), 11 : Série plio-quaternaire de la cuvette synclinale d'El Aouedj (*Plio-quaternary of the El Aouedj syncline*), 12 : Limons rouges et croutes calcaires pléistocènes (*Red fine deposits and caliches of Pleistocene age*).

- Enfin trois accidents majeurs de direction moyenne N 20 (NNE-SSW) ont principalement joué (ou rejoué) en décrochement sénestre (Elmi, 1970; Benest, 1971 Elmi, 1973). Ce sont les «transversales» de Tafna-Magoura (FTM : Glangeaud, 1951; Benest, 1971), d'Oued Chouly (FOC) et d'Aïn Tellout (FAT), le long desquelles affleure du Trias extrusif argilo-gypseux. Elles interceptent, infléchissent ou décalent vers le Nord certaines failles longitudinales et, en particulier, celles qui limitent le fossé de Sebdu.

Plus à l'Est, dans les Monts de Daïa, apparaît également une brusque inflexion ou torsion des structures au passage de décrochements subméridiens (sénestres ?). Mais, contrairement aux Monts de Tlemcen, la direction N 110, à jeu dextre dominant cette fois-ci, y est mieux exprimée (secteur de Ras El Ma òu ex. Bedeau).

2 - Les structures plicatives

Parmi les plis les plus marqués on retiendra :

- l'anticlinal de Nefafikh (se prolongeant à l'Ouest dans le Djebel Sidi El Abed), localement renversé vers le SE (fig- 7) et bordé au Nord par la dépression synclinale d'El Aouedj où se trouve conservée une épaisse série continentale surtout (?) plio-quaternaire;

- l'anticlinal de Lamoricière (actuellement Ouled Mimoun), déversé et localement chevauchant vers le NW; son prolongement SW correspond au pli à structure diapirique (extrusion triasique) du Djebel El Arbi émergeant au sein du fossé de Sebdu (fig. 7).

Dans les Monts de Daïa, les plis majeurs sont :

- l'anticlinal du Djebel Ouargla dont la torsion axiale est liée au jeu sénestre du décrochement d'Aïn Tellout;

- le dôme anticlinal fracturé du Djebel Remaïlia;

- le vaste anticlinal faillé de Hassi Zerga dont le coeur, très érodé, est percé par une masse gypsifère

triasique d'origine diapirique; il est longé au Nord par une large aire synclinale au centre de laquelle affleurent des calcaires attribués au Cénomaniens (Auclair et Biehler, 1967).

B - Les principaux événements tectoniques

*Le premier événement important, au début du Mésozoïque, est marqué par le complexe volcano-sédimentaire «triasique» d'Oranie qui affleure notamment à la Koudiat el Mellah (x = 120,92; y = 163,50 : feuille de Terni à 1/50 000. n° 300) dans la dépression des Béni Bahdel (DBB, fig. 6). Ce complexe (Lapierre *et al.*, 1984) qui surmonte des argiles bariolées gypsifères, et dont l'âge se situe plutôt à la limite Trias-Jurassique, montre quelques passées à laminites, de milieu intertidal, mais il se caractérise surtout par des coulées basaltiques tholéitiques, d'environnement sous-aquatique. Un magmatisme basaltique, probablement de même âge, est également connu dans le môle de Tiffrit (Lucas, 1952; Lapierre *et al.*, 1984), mais contrairement à la Koudiat el Mellah, les émissions explosives (pyroclastites) y sont prédominantes sur les épanchements. Enfin, H. Lapierre et coll. soulignent, à juste titre, que ce type de volcanisme intracontinental, étendu à l'Afrique du Nord (voir la «province basaltique des Hauts Plateaux» oranais d'Augier (1967), représente «les premières manifestations magmatiques liées à la fracturation et au gauchissement du socle africain, prémices de l'ouverture méridionale de l'Atlantique Nord».*

La transgression jurassique a été contrôlée par une topographie diversifiée (avec des écueils rocheux : horst de Rhar Roubane) issue de l'orogénèse tardi-hercynienne. Le jeu ou le rejeu en distension d'accidents profonds (WSW-ENE, NW-SE et parfois N-S à NNE-SSW), amorcé au cours du Trias, est à l'origine de mouvements de subsidence différentielle parfois très spectaculaire au cours du Lias (Lucas, 1942; Elmi,

1977 et 1983). Une phase de fracturation syn-sédimentaire, d'âge lias moyen (et plus précisément Pliensbachien inférieur ou Carixien) a d'ailleurs été mise en évidence (Bassoullet et Benest, 1976) dans le secteur de Sidi Yahla Ben Sefia, au Djebel Ressass (x = 117,3; y = 149,4 : feuille de Sebdo à 1/50 000, n° 329) où des calcaires sont affectés par des diaclases (orientées N 55-85) remplies de brèche sédimentaire, calcaire et limonitique.

Dans les Monts de Rhar Roubane, S. Elmi (1983) a montré que le style tectonique était souvent celui de blocs basculés. Cet auteur souligne que les mouvements de basculement qui se développent au Toarcien vont s'accroître au début du Jurassique moyen (Aalénien-Bajocien inférieur) dans le cadre d'une tectonique de rifting, jusqu'à l'aplanissement et le comblement bathoniens.

Les mouvements distensifs seront encore localement importants durant le Malm (voir les variations d'épaisseur sur la figure 4) avant de s'amplifier dès le début du Crétacé. On citera, par exemple, le rejeu en distension, au cours du Berriasien, d'accidents profonds de direction WSW-ENE, dans les Monts de Daia, au Nord de Hassi Zerga (Benest *et al.*, 1996). Cette fracturation (*phase néocimmérienne ou éocrétacée*; Benest, 1982 et 1985) sur la marge passive sud-téthysienne d'Afrique du Nord, résulte de mouvements que l'on peut relier à l'élargissement de l'Atlantique central et à l'activité de failles transformantes E-W séparant la plaque africaine du bloc euro-asiatique (Benest, 1985).

En fait, c'est surtout la tectogenèse tertiaire et quaternaire qui a le plus conditionné l'évolution morphostructurale de l'avant-pays tlemcénien (Benest, 1982 et 1985).

Quatre phases principales sont envisagées :

- une phase compressive éoalpine (fini crétacée-éocène);
- une phase distensive (fini-éocène? - oligocène?);

- une phase à dominante compressive (miocène *s.l.*);
- une phase quaternaire.

1 - Phase compressive éoalpine

Elle correspond à des mouvements surtout compressifs dans un pays émergé à la suite de la régression crétacée. Les mouvements précoces fini-crétacés, engendrent des plis latitudinaux, à grand rayon de courbure, comparables à ceux que P. Guardia (1970, p. 221) a envisagé plus au Nord dans le Djebel Fillaoussène (Monts des Traras, fig. 2). Il s'agit en particulier de l'anticlinal de Nefafikh dont le cœur a été rarement attaqué par l'érosion avant d'être recouvert en discordance par des dépôts continentaux souvent grossiers (mégabrèches, conglomérats) au cours de l'Eocène (formation du Mekaïdou).

Ce sont en fait des mouvements polyphasés «atlasiques» également connus dans les Monts des Traras (Guardia, 1975, p. 99); ils sont liés à une compression N-S, avec un paroxysme probablement lutétien *s.l.*, (Bensalah *et al.*, 1988) et ont pu se poursuivre jusqu'à l'Eocène supérieur. Ils ont affecté plusieurs régions d'Algérie (Atlas saharien; domaine tellien et son avant-pays) (Benest et Bensalah, 1995) et du pourtour méditerranéen (*cf.* phase pyrénéo-provençale).

Nous rappellerons que les phénomènes de dolomitisation secondaire, à l'origine de l'importante porosité induisant les propriétés aquifères des dolomies du Malm supérieur, en particulier, sont antérieurs aux dépôts éocènes du Mekaïdou. Ils pourraient donc accompagner ou précéder les premiers mouvements compressifs du Crétacé supérieur. Mais la mobilisation des solutions magnésiennes concernées a dû se reproduire de nombreuses fois, au cours de l'orogénèse alpine, dans les zones faillées les plus sensibles.

2 - Phase distensive (Benest, 1982 et 1985)

Le rejeu dans la couverture d'anciens accidents de socle, selon un système de failles conjuguées N55-80 et N140, semble largement responsable de la différenciation de horsts (Rhar Roubane, Tenouchfi ...) et de grabens comme ceux de la Tafna, de Sebdu et de Terni (fig. 6 et 7). La réactivation de failles directionnelles WSW-ENE semble bien précéder la transgression miocène dans le fossé de Terni.

On est tenté de paralléliser un tel régime de distension avec celui qui, en Europe, en particulier, est à l'origine des «fossés d'effondrement oligocènes».

3 - Phase miocène *s.l.*, à dominante compressive (Benest, 1974, 1982 et 1985)

Cette phase, décrite par P. Guardia (1970 et 1975) dans les Monts des Traras, conduit à une accentuation des plis existants, puis à la mise en place, au cours du Serravallien, des nappes telliennes dont la structure est totalement compatible avec des écaillles complexes engagées dans une série de plis nettement chevauchants vers le Sud.

Dans le domaine étudié, elle est à l'origine de grandes structures coulissantes et chevauchantes (chevauchement de Lato par exemple sur la bordure sud du fossé de Sebdu) et entraîne la déformation, la torsion et le décalage (= décrochement) de la plupart des éléments structuraux existants, notamment dans le compartiment oriental des grands accidents sénestres subméridiens (FTM et FAT, fig. 6; Benest, 1971). Les effets ont été fortement ressentis dans les cuvettes ou grabens encadrés par les panneaux les plus résistants. La direction de compression (N140-150 semble-t-il) mise en jeu est à l'origine d'un resserrement du fossé de Sebdu avec la pincée tectonique qui en résulte au niveau du Djebel El Arbi (pli-diapir; fig. 6 et 7)

(Benest, 1982, fig. 4 et 7). Certaines failles évoluent nettement vers le type faille-pli, parfois nettement chevauchant vers le Nord et le NW. Ceci est bien illustré par l'accident de Lato (Benest, 1974) et par la faille (= transversale) d'Oued Chouly (FOC, fig. 6).

Un *paroxysme alpin fini-tortonien*, postérieur aux nappes telliennes, est souvent cité à l'échelle du Maghreb septentrional. Il s'accompagne d'épandages conglomératiques dans de nombreuses régions, jusque dans les Hautes Plaines oranaises (Chott El Gharbi, fig. 1; Benest *et al.*, 1988 b).

4 - Phase plio-quadernaire

Les premiers mouvements (pliocènes et distensifs?) amplifient nettement le soulèvement des zones déjà hautes et plissées des Monts de Tlemcen, ce qui a pour effet d'intensifier la régression générale qui a débuté à la fin du Miocène (Messinien). Le rejeu des failles préexistantes accentue nettement le découpage en horsts et grabens. Dans les secteurs les plus subsidents (fossé de Sebdu et dépression d'El Aouedj) s'accumulent plusieurs centaines de mètres de sédiments fluvio-lacustres, souvent conglomératiques (formation de Sebdu entaillée par l'oued Tafna), provenant de l'érosion des reliefs environnants sans cesse rajeunis.

Puis au cours du Villafranchien jusqu'au Pléistocène (?), des rejeux en compression et en coulissage affectent la formation de Sebdu. Des directions de contrainte subhorizontales NW-SE à WNW-ESE ont été relevées à partir de galets impressionnés. On peut attribuer à ce régime compressif l'amplification de certains chevauchements à vergence NW (glissement épiglyptique de Sidi Hamza, SH, fig. 6) sur la lèvre occidentale de la faille d'Oued Chouly (FOC, fig. 6). Des croûtes zonaires pléistocènes (Benest *et al.*, 1992) sont redressées ou découpées

par de petites cassures sensiblement E-W et à rejeu dextre à la périphérie ouest du pli-diapir du Djebel El Arbi (Benest, 1974 et 1985) particulièrement actif durant le Quaternaire. Toutes ces données paraissent en accord avec certains mouvements sismiques récents survenus dans le Nord algérien. Il s'agit de la région de Chlef (ex. El Asnam) où a été reconnu (Lepvrier, 1981) le rejeu en compression d'anciennes structures distensives N 50 auxquelles sont associés certains décrochements E-W.

CONCLUSION

Les données structurales permettent de souligner l'importance du découpage de la couverture par un système de failles longitudinales (SW à WSW), obliques (accidents N 110 à 140) ou transversales (failles subméridiennes). Cette fracturation conduit à l'individualisation de grabens, de horsts ou de plateaux (avec buttes-témoins). Ces dernières structures, tabulaires et karstiques (en raison de la prédominance des assises carbonatées), sont particulièrement développées dans le domaine tlemcénien.

Un autre fait capital est l'existence de structures plissées dans les zones charnières ou les secteurs les plus mobiles (et notamment au voisinage de certaines cassures). Elles résultent de mouvements compressifs pouvant entraîner des chevauchements vers le Nord et le NW, en rapport avec des cisaillements sénestres. Mais d'autres déversements, de vergence SE, apparaissent également dans la partie nord des Hautes Plaines (anticlinal de Nefafikh). Ce double déversement confère aux Monts de Tlemcen-Daïa, les caractères d'une chaîne intracratonique. Il caractérise en fait l'ensemble de la chaîne tellienne et de son avant-pays. C'est le cas, en particulier, vers l'Est, dans la région de Tiaret (fig. 1) où on note la présence de chevauchements de sens opposés (Atrops et Benest, 1993) dans la couverture mésozoïque et tertiaire. Les vergences se font nettement vers le Sud

dans le domaine tellien très plissé des linappes telliennes» (massif de l'Ouarsenis; Mattauer, 1958; Polvêche, 1960) et vers le Nord dans le pli-faille du Djebel Nador (avant-pays, Benest, 1985).

Dans le domaine tlemcénien, le serrage de la couverture préalablement fracturée, s'est manifesté entre le vaste môle rigide des Hautes Plaines et le horst de Rhar Roubane qui s'est comporté en «butoir». Mais à l'Est de celui-ci, la résistance moindre opposée aux contraintes N-S à NW-SE a entraîné des translations préférentielles vers le Nord et même le NW de la couverture plissée et décrochée, à maintes reprises, le long d'accidents transversaux. Ces déplacements ou chevauchements, parfois récents, ont été largement facilités par la présence au Nord de la grande dépression tertiaire (=sillon ou avant-fosse molassique: AF; fig 1) de Sidi Bel Abbés qui n'a offert qu'une faible résistance aux poussées venues du Sud.

Le raccourcissement de la couverture se traduit d'abord, par des plis sensiblement EW (*direction des contraintes N-S à NNW-SSE lors de la première phase éoalpine ou finicrétacée-éocène*) auxquels se superposent ensuite, sous différents angles, d'autres plis de plus en plus déviés et tordus. Ceux-ci finissent par s'aligner parallèlement aux grandes failles cisailantes subméridiennes lorsque la direction de compression devient NE-SW à E-W à partir du Miocène (Benest, 1974, 1982 et 1985). Un tel processus a été envisagé à l'échelle de l'Algérie et du Maroc (Letouzey et Trémolières, 1980).

Toutefois, on admet généralement une direction de compression N145-150, en moyenne, tant pour l'Est algérien (Guiraud, 1975) que pour l'Oranie où elle semble parfaitement compatible avec le rejeu dextre récent (= quaternaire) de certaines cassures EW (Philip et Thomas, 1977; Benest, 1982 et 1985). Enfin,

les déplacements sénestres qu'implique cette dernière compression, le long des grandes transversales qui découpent le Nord de l'Algérie, apportent la preuve d'un déplacement relatif et récent du bouclier africain vers le Nord et par là-même de sa rotation «antihoraire» (cf. Dubourdieu, 1963). Ce mécanisme témoigne bien du rapprochement des plaques africaine et euro-asiatique.

BIBLIOGRAPHIE

- AMEUR, M., 1978. Etude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique inférieur et moyen de la partie orientale de la chaîne du Fillaoussène : les faciès de plate-forme du Jurassique inférieur et moyen (partie orientale du Fillaoussène). *Thèse 3^{ème} cycle, Oran*, (inédit), 192 p., 76 fig., 10 pl.
- AMEUR, M., 1988. Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge sud-téthysienne l'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias supérieur jusqu'au Bathonien moyen. *Thèse d'Etat, Lyon*, (inédit), 548 p., 188 fig., 24 pl.
- 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. *Geobios, Lyon*, n° 15, fasc. 6, p.951-957, 2 fig., 1 pl.
- ATROPS, F. ET BENEST, M., 1984. Les formations du Jurassique supérieur du Bou Rheddou au Nord de Tiaret (bordure sud-tellienne, Algérie)-, Age et milieu de dépôt. *Geobios, Lyon*, n°17, fasc. 2, p. 207-216, 2 fig., 1 pl.
- ATROPS, F., BENEST, M., 1993. Mise en évidence d'une série réduite de haut-fond pélagique, de l'Oxfordien au Berriasien, dans des «blocs» calcaires sud-telliens de l'Ouest algérien : implications paléogéographiques et structurales. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 316, série 11, p. 107-114, 4 fig.

- AUCLAIR, D. ET BIEHLER, J., 1967. Etude géologique des Hautes Plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Publ. Serv. géol. Algérie, Alger, N-S.*, n° 34, p. 3-45, 4 fig., 6 pl., 1 carte géol. h.t. à 1/200 000.
- AUGIER, C., 1967. Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publ. Serv. géol. Algérie, Alger, N-S.*, n° 34, p. 47-80, 8 fig., 2 tabl.
- BASSOULLET, J.P., 1973. Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Thèse d'Etat, Paris*, 2 t., 497 p., 50 fig., 32 pl.
- BASSOULLET, J.P. ET BENEST, M., 1976. Microfaclès, structures sédimentaires et phénomènes diagénétiques précoces des dépôts inter et supracotidaux du Lias carbonate de Sidi Yahia Ben Sefia (Monts de Tlemcen, Algérie)- *Publ. Serv. géol. Algérie, Alger, N-S.*, n° 45, p. 35-63, 6 fig., 6 pl.
- 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, Paris*, fasc. 8, p. 295-296, 1 fig.
- BENEST, M., 1971. Importance des mouvements de coulissage et de rotation dans la mise en place de la partie occidentale de la dépression de Sebdu (Monts de Tlemcen, Algérie). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord, Alger*, t. 62, fasc. 1-2, p. 21-38, 5 fig., 3 pl.
- BENEST, M., 1972. Les formations carbonatées et les grands rythmes du Jurassique supérieur des Monts de Tlemcen (Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 275, sér. D, p. 1469-1471, 2 fig.
- BENEST, M., 1974. Evolution tectogénétique de la partie orientale de la dépression de Sebdu (Monts de Tlemcen, Algérie) : les mouvements paroxysmaux générateurs de chevauchements. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 278, sér. D, p. 1693-1696, 1 fig.
- BENEST, M., DONZE, P. ET LE HÉGARAT, G., 1977. Nouvelles données paléontologiques, paléogéographiques et sédimentologiques sur le Berriasien de la région de Lamoricière (Ouled Mimoun et El Rhoraf), Monts de Tlemcen, Algérie. *Geobios.*, Lyon, n° 10, fasc. 2, p. 195-249, 3 fig., 1 tabl., 12 pl.
- BENEST, M., DUBEL, C. ET ELMI, S., 1978. Modalités de l'apparition de la sédimentation carbonatée de la plate-forme interne sur la frange méridionale du domaine tlemcénien pendant l'Aalénien et le Bajocien : "Les Dolomies de Tenouchfi" (Algérie nord-occidentale). *Livre jubilaire Jacques Flandrin. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, H-S. 4, p. 29-69, 10 fig., 6 pl.
- BENEST, M., 1981. La marge 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, Paris*, sér. 7, t. 23, n° 6, p. 663-672, 2 fig.
- BENEST, M., 1982. Importance des décrochements sénestres (N-S) et dextres (E-W) dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (Algérie occidentale)- *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, Paris, vol. 23, fasc. 5, p. 17-35, 8 fig.
- BENEST, M., 1984. Les microséquences de marées dans les laminites stromatolitiques : exemple du Jurassique supérieur de la plate-forme carbonatée sud-téthysienne (Ouest algérien)- *10e Réunion ann. Sci. Terre, Bordeaux, Soc. Géol. France, édit.*, Paris, p. 45.
- 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, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. *Thèse, d'Etat, Lyon*, (1984). *Docum. Labo. Géol. Lyon*, n° 95, 581 p., 145 fig., 23 pl.
- BENEST, M., BENSALAH, M. ET TRUC, G., 1988a. Relation entre phase d'émersion et tectonique compressive au Lutétien sur la bordure sud du Bassin tellien (Algérie) *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 307, sér. 11, p. 785-788, 2 fig.
- BENEST, M., BENSALAH, M. ET TRUC, G., 1988b. La couverture détritique continentale et la Hamada des Hautes Plaines de l'Ouest de l'Algérie- *Data-tion. Synchronisme avec la phase tectonique du Tortonien du Tell. C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 307, sér. 11, p. 979-983, 3 fig.
- BENEST, M., 1990. Importance du contrôle tectonique de la sédimentation au Tithonique inférieur dans l'avant-pays oranais (Algérie). *Ann. Soc. géol. Nord Villeneuve d'Ascq, CVIII*, p. 155-163, 5 fig.

LA COUVERTURE MÉSOZOÏQUE ET CÉNOZOÏQUE DU DOMAINE TLEMCENIEN (AVANT-PAYS TELLIEU D'ALGÉRIE OCCIDENTALE)

- BENEST, M., ATROPS, F., ALMERAS Y. ET BENOSMAN, B., 1991.** Découverte et dynamique d'une transgression au Callovien sur le socle tardi-hercynien dans le domaine sud-tellien (Ouarsenis, Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 313, sér. II, p. 1555-1562, 3 fig.
- BENEST, M., BOUABDALLAH, H. ET BENSALAH, M., 1992.** Les limons rouges et les glaciés d'accumulations calcaires pléistocènes de la région tlemcénienne (Algérie) genèse, rôle de l'alternance climatique. *9^{ème} sémin. nat. Sci. Terre, Tlemcen*. Résumé p.31
- BENEST, M., GHALI, M., OUARDAS, T. ET PERRIAUX, J., 1993.** Découverte de repères biochronologiques d'âge kimméridgien, tithonien, berriasien dans l'Atlas saharien central corrélations avec l'avant-pays et le domaine tellien (Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris*, t.317, sér. 11, p. 1089-1096, 3 fig.
- BENEST, M. ET BENSALAH, M., 1995.** L'Eocène continental dans l'avant-pays alpin d'Algérie environnement et importance de la tectogenèse atlasique polyphasée. *Bull. Serv. géol. Algérie*, 1 vol. 6, n° 1, p. 41-59, 8 fig.
- BENEST, M., ELMI, S., OUARDAS, T., PERRIAUX, J., GHALI, M. ET BENHAMOU, M., 1995.** Dynamique de mise en place d'un cône détritique d'âge callovo-oxfordien dans le sillon intracratonique du Nador de Tiaret sur la marge téthysienne de l'Ouest algérien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 321, sér. II, p. 103 - 110, 4 fig.
- BENEST, M., GASPARD, D. ET GHALI, M., 1996a.** Les Brachiopodes de l'avant-pays ouestalgérien lors de la phase transgressive maximale du Berriasien supérieur : systématique, environnement, paléogéographie. *Geobios Lyon*, n°29, fasc. 1, p.13-34, 13 fig., 3 pl.
- BENEST, M., MALARTRE, F. ET OUARDAS, T., 1996b.** La séquence tectono-eustatique du Berriasien moyen et supérieur sur la plate-forme téthysienne de l'Ouest algérien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 322, sér. IIa, p. 951-958, 3 fig.
- BENEST, M., ELMI, S., OUARDAS, T., PERRIAUX, J. ET BENHAMOU, M., 1997.** Les facteurs de contrôle de la sédimentation de l'éventail détritico-callovo-oxfordien du Djebel Nador de Tiaret sur la marge continentale sud-téthysienne en Algérie occidentale. *Bull. Serv. géol. Algérie, Alger*, vol. 8, n° 1, p. 3-17, 4 fig.
- BENEST, M., OUARDAS, T. ET BOULLIER, A., 1998.** Conditions d'installation d'un seuil corallien dans l'intervalle transgressif oxfordien moyen et supérieur p.p. entre le bassin tellien et son avant-pays (Ouest algérien), implications paléogéographiques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 326, p. 399-405, 3 fig.
- BENEST, M., OUARDAS, T., PERRIAUX, J. ET USELLE J.P., 1998.** Dynamique et contrôle de la sédimentation de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien supérieur (zone à Acanthicum) dans le cadre de la plate-forme ouest-algérienne. *Bull. Serv. géol. Algérie, Alger*, vol. 9, n° 2, p. 127, 12 fig.
- BENSALAH, M., 1989.** L'Eocène continental d'Algérie: Importance de la tectogenèse dans la mise en place des sédiments et des processus d'épigénie dans leur transformation. *Dipl. Doct. Université de Lyon, inédit*, 147 p., 84 fig., 8 pl.
- BENSALAH, M., BENEST, M., GAOUAR, A., TRUC, G. ET MOREL, J. L., 1987.** Découverte de l'Eocène continental à Bulimes dans les Hautes Plaines oranaises (Algérie) : conséquences paléogéographiques et structurales. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 304, sér. II, p. 35-38, 1 fig.
- BOUMA, A. H., 1962.** Sedimentology of some flysch deposits : a graphic approach to facies interpretation : Elsevier, Amsterdam, 168 p.
- BOUTERFA, B., 1998.** Enregistrement sédimentologique et séquentiel des événements détritico-calloviens, oxfordiens et kimméridgiens dans les Monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale). *dipl. Magister, Oran* (inédit), 187 p., 74 fig., 4 pl.
- CARATINI, C., 1970.** Etude géologique de la région de Chellala-Reibell. *Publ. Serv. géol. Algérie, Alger*, N.S., n° 40, 2t., 311 p., 106 fig., 18 tabl., 9pl.
- CATTANEO, G., 1984.** La marge téthysienne de la bordure nord-occidentale du Maghreb au Jurassique supérieur : un modèle de plate-forme à sédimentation carbonatée et terrigène deltaïque (massif des Beni Snassen, Maroc oriental). *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., Paris*, 25, p. 45-47.

- CATTANEO, G., 1987.** Les formations du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de l'avantpays rifain oriental (Maroc). *Thèse, d'Etat, Dijon*, 337 p.
- CATTANEO, G., 1991.** Evolution sédimentaire et paléogéographique du Jurassique supérieur et du Crétacé basal de l'avant-pays rifain oriental (Maroc). *Bull. Soc. Géol. France, Paris*, t. 62, p. 69-78, 14 fig.
- CISZAK, R., 1993.** Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque est le Mésozoïque. *Thèse d'Etat, Toulouse, (1992). Strata, Toulouse*, sér. 2 : mém., vol. 20, 199, 513 p., 107 fig., 6 pl.
- COLLIGNON, B., 1986.** Hydrogéologie appliquée des aquifères karstiques des Monts de Tlemcen. *Dipl. Doct. Université, d'Avignon, inédit*, 2t., 282 p, 92 fig.
- COUMES, F., 1996.** Contribution à l'étude sédimentologique et stratigraphique du passage Jurassique-Crétacé dans la région de Telagh (Oranie). *Thèse 3è cycle, SN. Repal, Alger, inédit*, 224 p., 38 fig., 67 pl., h.t.
- DELEAU, P., 1948.** Le Djebel Nador. Etudes stratigraphique et paléontologique. *Publ. Serv. géol. Algérie, Alger*, sér. 2, n° 17, 126 p., 25 fig., 6 pl., 1 carte h.t. à 1/100 000.
- DOUMERGUE, G., 1910.** Carte géologique détaillée Algérie à 1/50 000, feuille Terni, n° 300.
- DOUMERGUE, G., 1926.** Carte géologique détaillée Algérie à 1/50 000, feuille Tlemcen, n° 270
- DOUMERGUE, G. ET REY, M. A., 1948.** Carte géologique détaillée Algérie à 1/50 000, feuille Lamoricière, n° 271
- DUBOURDIEU, G., 1963.** Dynamique wegenerienne de l'Afrique du Nord. *Livre mém. Professeur Fallot. Soc. Géol. France, Paris*, Mém. H. S., t. 2, p. 627-644, 5 fig.
- DUPONT, J. P. ET HOMMERIL, P., 1982.** Relations entre processus biologiques et processus sédimentaires littoraux sous climat tempéré. *Livre jubilaire Gabriel Lucas. Mém., géol. Univ. Dijon*, Géol. Sédimentaire, p. 163-176, 11 fig., 1 pl.
- 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, 1 fig.
- ELMI, S., 1973.** Décrochements et mouvements atlasiques dans la région frontalière algéromarocaine/ Monts de Rhar Roubane)-*C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 176, sér. D, p- 1521-1524, 1 fig-
- ELMI, S., 1977.** La sédimentation carbonatée en bordure du horst de Rhar Roubane (Algérie occidentale) pendant le Carixien. *Bull. Soc. géol. France, Paris*, sér. 7, t. 19, n°2, p- 355-365, 12 fig.
- ELMI, S., 1983.** L'évolution des Monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale) au début du Jurassique. *Livre jubilaire Gabriel Lucas (1982). Mém. géol. Univ. Dijon*, vol. 7, p. 402-412, 7 fig.
- ELMI, S. 1996.** L'histoire jurassique des Monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale). *Livre Mém. Gabriel Lucas. Mém. Soc. géol. France, Paris*, N. Sp., n° 169, p. 17-24, 3 fig.
- ELMI, S. ET BENEST, M., 1978.** Les «Argiles de Saïda» faciès flyschöide du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcenien (Ouest algérien) : stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. *Livre jubilaire Jacques Flandrin. Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, H. S. 4, p. 203-261.
- 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 Sci. Lyon, Rey édit., Lyon*, 1001 p., 157 fig., 22 cartes et 16 pl.
- GENTIL, L., 1902.** Esquisse straticyraphique et pétrographique du bassin de la Tafna (Algérie). *Jourdan edit., Alger*.
- GLANGEAUD, L., 1951.** Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France, Paris*, sér. 6, t. 1, p, 735-762, 3 fig.

- GUARDIA, P., 1970. Etude structurale du Djebel Fillaoussène est aperçu sur la tectogenèse atlasique dans l'autochtone oranais (Algérie occidentale). *Bull. Soc. géol. France, Paris, sér. 7, t. 12, n° 2, p. 220-225, 5 fig.*
- GUARDIA, P., 1975. Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. *Thèse d'Etat, Nice, 286p., 140 fig., 5 pl.*
- 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. Géol. dyn. Géogr. phys, Paris, t. 2, vol. 17, fasc. 4, p. 427-446, 12 fig-*
- LAPIERRE, H., MANGOLD, C., ELMI, S., ET BROUXEL, M., 1984. Deux successions volcanosédimentaires dans le «Trias» d'Oranie (Algérie occidentale témoins de la fracturation d'une plate-forme continentale). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys, Paris, vol. 25, fasc. 5, p. 361-373, 5 fig., 1 tabl.*
- LEPVRIER, C., 1981. Le cadre structural des séismes d'El Asnam (Algérie). *C.R. Accid. Sci. Paris, t. 282, sér. D, p. 113-116, 1 fig.*
- LETOUZEY, J. ET TRÉMOLIÈRES, P., 1980. Paleostress fields around the Mediterranean since the Mesozoic derived from microtectonics : comparisons with plate tectonic data. 26è (Congr. géol. intern. Paris, Coll. C5. *Mém. BRGM Paris, n° 115, p. 261-273, 10 fig.*
- LOGAN, B. W., REZAK, R. ET GINSBURG, R. N., 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journ. Geol., Chicago, vol. 72, n° 1, p. 68-83.*
- LUCAS, G., 1942. Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed. *Thèse d'Etat, Paris, Publ. Serv. géol. Algérie, Alger, sér. 2, n° 16, vol. 1: 538 p., 131 fig. vol. II: 34 pl.*
- LUCAS, G., 1952. Bordure nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. 19è Congr., géol., inter. *Alger, Mon. rég., sér. 1: Algérie, n° 21, 139 p., 59 fig.*
- MAROK, A., 1996. Stratigraphie, sédimentologie et interprétations géodynamiques du Lias début du Dogger exemple de sédimentation carbonatée de plate-forme en Oranie (monts de Sidi el Abed, Hautes plaines, Algérie occidentale). *Docum. Lab. Géol. Lyon, n° 141, 199 p., 89 fig., 10 pl.*
- MATTAUER, M., 1958. Etude géologique de l'Ouarsenis oriental. *Publ. Serv. Géol. Algérie, Alger, N.S., n° 17, 534 p.*
- MONTY, L. V., 1973. Remarques sur la nature, la morphologie et la distribution spatiale des stromatolites. *Sci. Terre, Nancy, t. 18, n° 3, p. 189-212, 5 fig., 1 pl.*
- MONTY, L. V., 1976. The origin and developments of cryptal fabrics. In: stromatolites, Developments in sedimentology. *Elsevier, Amsterdam, vol. 20, p. 55-71.*
- PHILIP, H. ET THOMAS, G., 1977. Détermination de la direction de raccourcissement de la phase de compression quaternaire en Oranie (Algérie). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys, Paris, t. 2, vol. XIX, fasc. 4, p. 315-324, 5 fig.*
- POLVÊCHE, J., 1960. Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis occidental. *Publ. géol. Algérie, Alger, N. S., n° 24, 578 p.*
- POMEL, A., 1889. Les céphalopodes néocomiens de Lamoricière. *Mat. Carte géol. Algérie, Alger, sér. 1, t. 2, 96p., pl. 1-XIII.*
- POMEL, A. ET POUYANNE, J., 1882. Carte géologique provisoire à 1/800 000 des départements d'Alger et d'Oran avec texte explicatif. *A. F. A. S., Alger.*
- POMEL, A. ET POUYANNE, J., 1889-1890. Carte géologique d'Algérie à 1/800 000, 2è édit. *Publ. Carte géol. Algérie, Alger.*
- POUYANNE, J., 1877. Notice géologique sur la subdivision de Tlemcen. Carte au 1/400.000 de la région de Tlemcen. *Atiti. Alger, sér- 7, t. XII, p. 8 1.*
- WILDI, W., 1981. Le Ferrysch : cône de sédimentation en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen et supérieur (Rif externe, Maroc). *Eclogae geol. Helv., Bâle, 74/2, p. 481-527.*