

Le Jurassique dans les Monts de Tiaret et de l'Ouarsenis occidental (Algérie). II. Paléogéographie

P. Tchoumatchenco, Kh. Khrishev

Institut géologique, Académie bulgare des sciences, 1113 Sofia

(Article déposé le 11 Mars 1991, accepté pour publication le 3 Mai 1991)

P. Tchoumatchenco, Kh. Khrishev — *The Jurassic System in Monts de Tiaret and Western Ouarsenis (Algeria). II. Palaeogeography*. At the end of the Triassic and the very beginning of the Jurassic the region of the Monts de Tiaret and the Western Ouarsenis was a part of an emerged zone of Gondwana. The formation of the southern branch of the Tethys started during the Jurassic, when the region was situated at the limit between this southern branch of the Tethys (Tellian palaeogeographic Domain) and the margin of the platform of the High Plains (Tlemcenian palaeogeographic Domain) — transitional realm between Gondwana and Tethys. The region of the High Plains (Monts de Tiaret), northern part of the Tlemcenian palaeogeographic Domain subsided during pre-Calloviaian Jurassic times, when the Tellian Domain was uplifted. Since Callovian time an tectonic inversion took place — the Tellian Domain started to subside, and at the end of the Early Cretaceous became a region with turbiditic sedimentation. During the Mid-Cretaceous (Austrian) tectogenesis the Tellian Domain subducted partially bellow the Tlemcenian Domain when the nappe outlier of Kef Sidi Amar was formed by backthrusting. It overthrusted the para-autochthonous region of the pics of Sra Sidi Abdelkader, Belkeiret and Rocba el Aatba, and structured the highest pic of Ouarsenis.

П. Чумаченко, Х. Хрисчев — *Юрская система в Тيارетских горах и Западном Уарсенисе (Алжир). II. Палеогеография*. К концу триаса и в самом начале юры район Тيارетских гор и Западного Уарсениса являлся частью поднятой осушенной зоны Гондваны. Образование южной ветви Тетиса началось в течение юры, когда район располагался на границе между этой южной ветвью Тетиса (Тельская палеогеографическая область) и окраинной платформы Высоких плато (Тлемсенская палеогеографическая область) — переходной зоной между Гондваной и Тетисом. Район Высоких плато (Тيارетских гор), северной части Тлемсенской палеогеографической области, опустился в предкелловейское юрское время, когда Тельская область была приподнятой. С келловейского времени имеет место тектоническая инверсия — Тельская область начинает погружаться и к концу раннего мела становится районом турбидитной седиментации. В течении среднемелового (австрийского) тектогенеза Тельская область претерпевает частичную субдукцию под Тлемсенскую область, в результате которой путем ретрошарьяжирования формировался надвиговой останец Кэф Сиди Амар. Он надвинут на пара-автохтонный регион вершин Сра Сиди Абделкадер, Белкеирет и Рокба ел Аатба, слагая наиболее высокую вершину Уарсениса.

Dans la première partie de l'article (Tchoumatchenco, Khrishev, 1992) ont été publiés les données stratigraphiques obtenues par nous. Ici nous exposons nos idées sur le développement paléogéographique de la région étudiée.

Les grandes lignes de la paléogéographie du Jurassique en Algérie sont données dans les synthèses de Roman, Russo (1948), Lucas (1952), Augier (1967), Delfaut (1973), Mangold et al. (1974), Elmi, Benest (1978), Elmi, Alméras (1984), Alméras, Elmi (1984), etc. Ici nous allons essayer de faire une analyse paléogéographique des parties de l'Atlas tellien et des Hauts Plateaux faisant partie du cadre de nos projections.

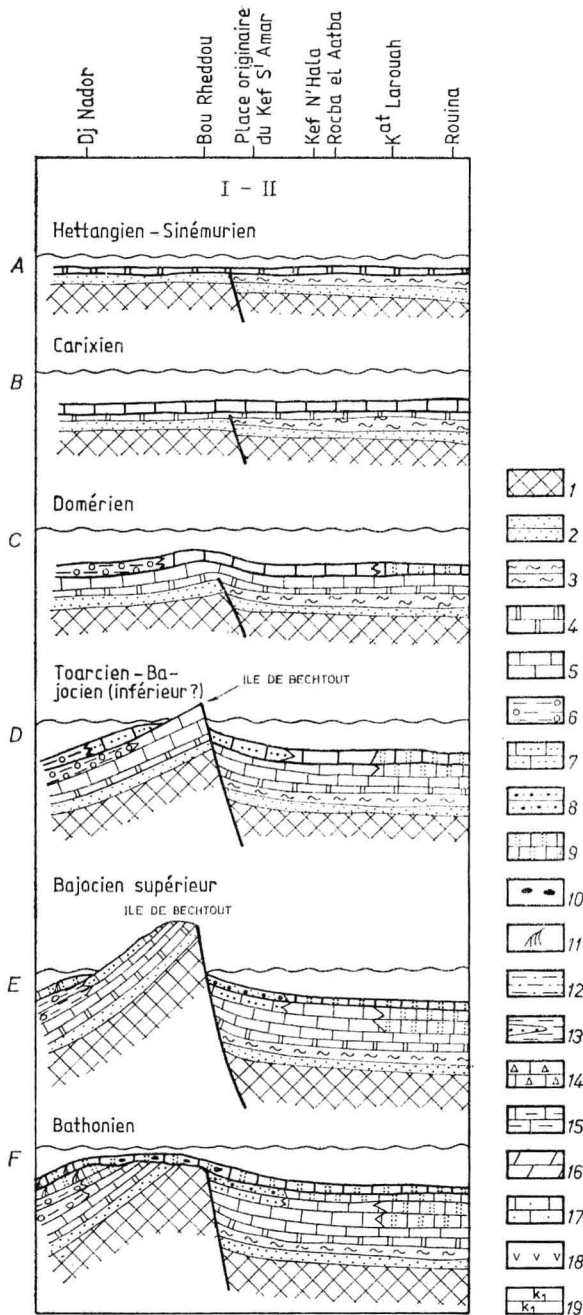


Fig. 1. Coupes schématiques à travers le fond marin lors du Jurassique inférieur et moyen (Hettangien—Bathonien)
Explication des symboles des figures 1, 2 et 3:

1 — Paléozoïque; 2 — grès bigarrés (Trias inférieur); 3 — dolomies, calcaires et sédiments gypsifères (Trias moyen et supérieur); 4 — dolomie (Formation de l'Oued Bou Loual); 5 — calcaires gris-clair (Formation du Kef Sidi Amar); 6 — marnes rognonneuses lie-de-vin de type „Rosso ammonitico inferiore“ (Formation d'Es Safeh); 7 — calcaires encrinétiques fetides de type „Gresten“ (Formation de Roubia); 8 — grès et grès calcaires (Formation de Senan); 9 — calcaires gris-clair (Formation du Nador); 10 — galets conglomératiques; 11 — *Zoophycos*; 12 — argiles et grès (Formation de Saïda); 13 — calcaires et marnes rognonneux à intercalations gréseuses de type „Rosso ammonitico superiore“ (Formation d'Aïn el Hamra); 14 — calcaires zoogènes (Membre El Gada de la Formation de Saïda); 15 — calcaires micritiques (Formation de Slaïm); 16 — marnes à petites Ammonites pyritisées (Formation d'Aïn Gnega); 17 — calcaires et marnes (Formation de Bou Rharda); 18 — dolomies (Formation de Tlemcen); 19 — calcaires et marnes et argilites à passées turbiditiques (Crétacé inférieur)

La mer jurassique inférieur a envahi les parties basses du relief anté-jurassique (fig. 1 A). Son substratum a été constitué par des roches détritiques de type „grès bigarrés“, épaisses de 350 m dans le forrage de Bourlier (A u g i e r, 1967; C a r a t i n i, 1970) et d'une trentaine de mètres au Bou Rheddou (la vallée de l'Oued Zeldja). Le troisième affleurement de substratum anté-jurassique se trouve dans le massif du Djebel Bechtout. Ici les roches volcaniques d'un âge probablement viséen sont recouvertes par des sédiments bathoniens (?) ou jurassiques supérieurs, ce qui ne nous permet pas

de juger directement de l'envergure de la dénudation anté-jurassique, parce que l'effet de la dénudation anté-bathonienne s'est superposé sur l'effet de la dénudation anté-jurassique.

Ces indications de substratum anté-jurassique sont situées sur une ligne orientée SSW-NNE. Cela nous permet de juger qu'il s'agit d'un soulèvement du relief en direction allant des Hauts Plateaux vers le Bou Rheddou et le Djebel Bechtout. Au Nord de Bou Rheddou et du Djebel Bechtout il paraît que le relief est devenu de nouveau plus bas et le substratum est moins fortement érodé et est formé par des calcaires et de dolomies d'âge Trias moyen-supérieur. De ça nous jugeons d'une manière indirecte — du fait que dans les diapirs de gypse triassique les roches du Trias moyen-supérieur viennent ensemble avec des dolomies jurassiques inférieures.

Au début du Jurassique inférieur il n'y a pas eu de différences dans la paléogéographie des régions des Hauts Plateaux et de l'Atlas tellien, c. à d. entre le Domaine tlemcenien et le Domaine tellien, domaines paléogéographiques créés beaucoup plus tard. Toute la région englobante les terrains entre Djebel Nador et la vallée de Chelif a été le domaine d'une mer épicontinentale unifiée à sédimentation carbonatée où se sont formés les sédiments de la Formation de Bou Loual et de la Formation du Kef Sidi Amar (fig. 1 A, B). Ce n'est que dans la région du Djebel Nador qu'ont régné les conditions d'un biotope pélagique avec la sédimentation de dépôts de type "Rosso ammonitico inferiore" (=Formation des marnes d'Es Safeh — A u g i e r, 1967) pendant le Domérien (fig. 1 C).

Lors du Toarcien a eu lieu un soulèvement qui a conservé la tendance des mouvements anté-jurassiques, c. à d. leur maximum a été de nouveau dans la région de Djebel Bechtout — Bou Rheddou (fig. 1 D) constituée par de roches volcaniques. Cela a provoqué une grande diversité de biotope et de faciès dans le domaine de la région prospectée. Au Sud, dans le Djebel Nador, s'est conservé le biotope pélagique avec la déposition de sédiments du type "Rosso ammonitico". Au Nord dans la région comprise entre Bou Rheddou et Bordj Bounaama (la "patrie" présumée de Kef Sidi Amar) ont régné les conditions d'un biotope sublittoral aux eaux agitées et au fond sableux, conditionné par le voisinage immédiat de l'île de Bechtout. Le fond a été peuplé par une multitude de Brachiopodes et se sont déposés les sédiments marno-calcaires de la Formation de Roubia (fig. 1 D). Ses sédiments sont, de par leur aspect et leur contenu faunique, tout à fait pareils aux sédiments de faciès "Gresten" ou "Cello-souabe". Ce faciès en général est développé aux proximités du littoral où les conditions ont été les mêmes qu'autour de l'île de Bechtout. Plus au Nord, dans la région des massifs de Rocba el Aatba, de Sra Abdelkader, du Djebel Belkeiret, du Kef N'Hala, c. à d. dans la région actuelle du Grand Pic, les eaux devenaient relativement plus profondes et plus calmes et s'est effectuée la sédimentation des calcaires purs de la Formation du Nador. Plus au Nord, cette tendance d'approfondissement de la mer continuait de se manifester dans la région du Koudiat Larouah où les sédiments de la Formation du Nador sont plus marneux, avec l'individualisation d'un terme riche en Ammonites. Il paraît que plus au Nord dans la région actuelle des massifs métamorphosés de la vallée de Chelif était situé le bord septentrional de cette dépression jurassique — s'y sont sédimentés des calcaires conglomératiques — à nombreux fragments, transformés en rognons.

Il y a eu une unification relative dans le bassin au cours de l'Aalénien-Callovien. Dans les plus grandes parties de la région prospectée se sont installées les conditions du biotope sublittoral aux eaux agitées avec la sédimentation des dépôts de la Formation du Nador. Une exception de cette uniformité faisant seulement la région du Djebel Bechtout-Bou Rheddou. L'île de Bechtout était au moins partiellement recouverte par des eaux, mais influençait, tout de même, la sédimentation dans la région de la "patrie" du Kef Sidi Amar, où se sont formés les grès de la Formation de Senan dans un biotope sublittoral aux eaux agitées, microbiotope aux eaux très agitées (fig. 1 E). La Formation du Nador repose en cette région en transgression et discordance angu-

laire sur le substratum. Au Djebel Bechtout un conglomérat basal est développé (fig. 1 F). Le substratum est formé par des roches éruptives paléozoïques au Djebel Bechtout et par les dolomies de la Formation de Bou Loual au Bou Rheddou.

Au début du Callovien c'est produit une certaine inversion dans le développement tectonique de la région du Domaine tlemcenien et du Domaine tellien. Jusqu'à le Bathonien c'était une partie de la région de l'Atlas tellien qui émergeait — dans le secteur de Bou Rheddou-Djebel Bechtout et dans laquelle les mouvements épirogéniques étaient en sens positif. Pendant le Jurassique supérieur le Domaine tlemcenien a été affectés par des mouvements de soulèvement, tandis que la région du Domaine tellien s'abaissait. Avant l'Oxfordien inférieur partout ont régné les conditions du biotope sublittoral aux eaux agitées. Dès l'Oxfordien inférieur l'image paléogéographique est différente au Sud et au Nord de la ligne Tiaret-Guertoufa. Au Sud se sont installées les conditions d'un biotope littoral — Domaine tlemcenien à sédimentation prodeltaïque et se sont sédimentés les dépôts de la Formation de Saïda. Les mesures faites dans la région du Djebel Mfairou montrent une orientation des paléocourants vers NE: 60° à partir des turboglyphes et 35° — selon la direction des ripple-marks asymétriques. Cette direction coïncide en général avec les résultats de Augier (1967) pour l'orientation de son "Chenal gréseux" et ceux de Caratini (1970) pour l'orientation du transport dans la région de Chellala.

Au Nord de la ligne Tiaret-Guertoufa le fond marin est devenu plus profond — y ont régné les conditions d'un biotope bathyal avec la sédimentation de type "Rosso ammonitico" (la Formation d'Aïn el Hamra) (fig. 2 B). Ce biotope a envahi également la région de Bou Rheddou-Djebel Bechtout pendant le temps de la zone à *Cordatum* et a régné là jusqu'aux parties inférieures de la zone à *Divisum* du Kimméridgien. En liaison avec la proximité de la région du Domaine tlemcenien avec sa sédimentation prodeltaïque, dans les sédiments de la Formation d'Aïn el Hamra sur le rebord du talus continental s'intercalent des grès (le terme gréseux) (fig. 2 B).

Ce faciès de "Rosso ammonitico" avec son biotope bathyal est développé plus au Nord, englobant toute la région prospectée de l'Atlas tellien. Ces conditions ont durées en différents endroits jusqu'à un temps varié: au Bou Rheddou et Djebel Bechtout — de la zone à *Cordatum* à la zone à *Divisum* et dans le Nord de la région (Grand Pic, Belkeiret, Koudiat Larouah, etc.) — jusqu'au Tithonique inférieur (fig. 2, 3).

Lors de l'Oxfordien supérieur a eu une invasion de la mer sur le territoire du Domaine tlemcenien en s'y formant les calcaires et les dolomies du Membre d'El Gada de la Formation de Saïda. Y ont régné les conditions d'un biotope épircifal à Madréporaires (fig. 2 C).

Pendant le Kimméridgien se produit un retour des conditions prodeltaïques dans le Domaine tlemcenien. La limite avec le Domaine tellien à conditions bathyales, passait quelque part sur la ligne Guertoufa-Aïn Kebouba, d'une direction générale SW-NE. Probablement cela représentait une faille profonde, exprimée à la surface par la flexure du talus continental.

Lors du temps des parties élevées de la zone à *Divisum* du Kimméridgien dans la région du Domaine tellien se sont formés les sédiments calcaires de la Formation de Slaïm, déposés dans les conditions d'un biotope sublittoral aux eaux agitées (fig. 2 D). En allant de Bou Rheddou en direction de Djebel Bechtout et au-delà de celui-ci (dans la région de Rahouia, selon les données fournies par les calcaires jurassiques en olistolithes) les eaux devenaient de plus en plus agitées et le fond se peuplait par une multitude de Brachiopodes, formant parfois de véritables brèches à Brachiopodes.

Dans la région comprise entre Bou Rheddou et Rahouia s'est formée en ce temps une sorte de gradin avec une sédimentation calcaire, tandis que plus au Nord, dans les environs de Bordj Bounaama, Koudiat Larouah, Rouina a continué de régner le biotope bathyal avec la sédimentation de la Formation d'Aïn el Hamra (le faciès "Rosso ammonitico" — sans passées gréseuses).

Pendant une partie du Tithonique inférieur (zones à *Hybonotum*, *Triplicatus* et

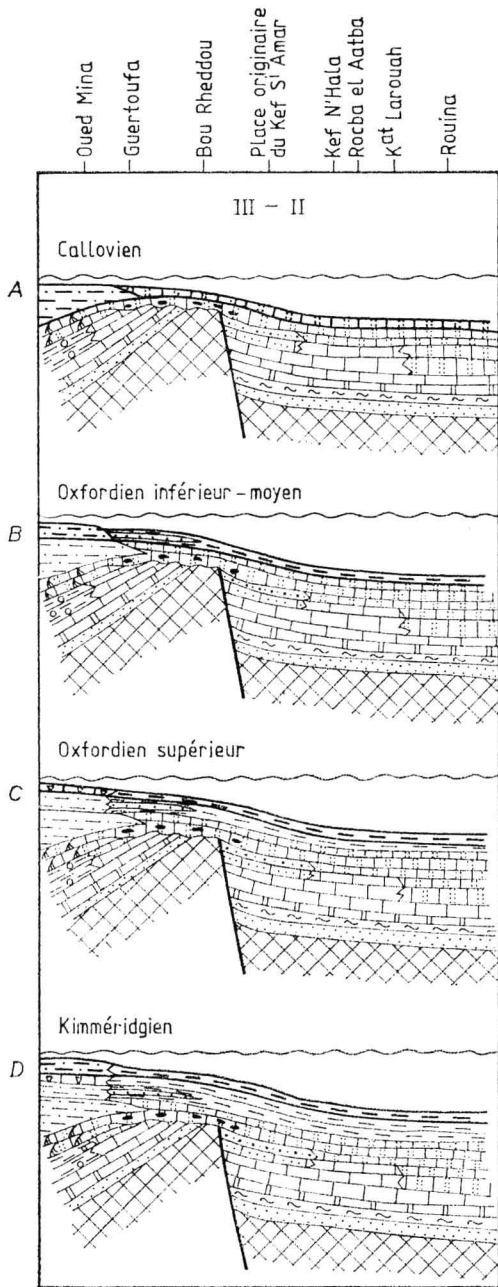


Fig. 2. Coupes schématiques à travers le fond marin lors du Jurassique moyen (Callovien) et supérieur (Oxfordien et Kimméridgien)

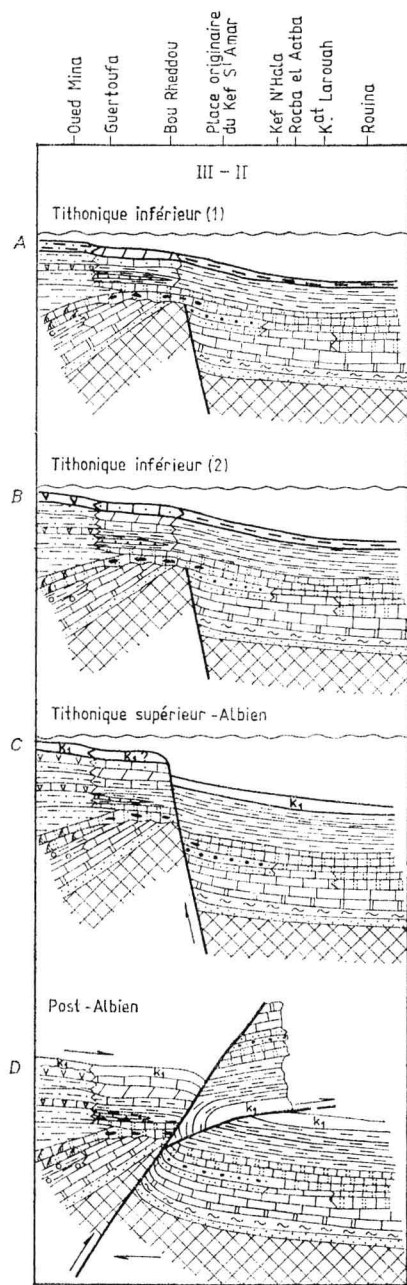


Fig. 3. Coupes schématiques à travers le fond marin lors du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur et la mise en place de la nappe du Kef Sidi Amar (le Massif culminant de l'Ouarsenis)

une partie de la zone à *Vimineus*) dans la région comprise entre le massif de Bou Rheddou et Guertoufa (les dépôts synchrones du Djebel Bechtout sont errodés avant le Miocène

inférieur et pour cette raison on ne peut pas juger de sa position paléogéographique) se sont déposés les marnes de la Formation d'Aïn Gnega (fig. 3 A). Elles se sont formées dans les conditions d'un biotope sublittoral aux eaux calmes et fond vaseux dans une baie où les eaux avaient été très mal aérées. Cette baie, pendant le Kimméridgien, a commencé à s'installer dans la région de Guertoufa et s'élargit vers Bou Rheddou lors du Tithonique inférieur, s'articulant avec la région à sédimentation prodeltaïque du Domaine tlemcenien par la ligne Guertoufa-Aïn Kebouba.

L'existence d'une faible aération des eaux de cette baie et l'enrichissement des eaux en H_2S , nous est indiqué par le caractère de la faune. L'infaune est présentée par le genre *Cuculea*, par des Echinides irréguliers du genre *Collyrites*. L'épifaune est représentée par une multitude de Brachiopodes (surtout du genre *Tiaretithyris*) en général dans les passées calcaires, c. à d. l'épifaune a peuplé le fond aux moments quand les eaux ont été plus agitées. Le necton est représenté par de petites Ammonites pyriformes (2 à 2,5 cm de diamètre). Il paraît que dans ces conditions (eaux calmes et mal aérées) les Ammonites conservent leurs dimensions juveniles durant tout leur cycle ontogénétique. Une analogie avec les conditions superhalines s'impose (sans que les conditions ont été superhalines).

La sédimentation prodeltaïque a pris fin dans le Domaine tlemcenien avec la Formation des grès de Bou Medine, laquelle n'est pas développée sur tout le territoire de ce Domaine, mais marque la position du chenal distributeur.

Pendant le Tithonique inférieur (ses parties élevées, correspondant à la zone à *Vimineus*) sur les Hauts Plateaux s'est installé un biotope sublittoral aux eaux agitées et à fond sableux, à sédimentation carbonatée. Actuellement ce sont les dolomies de Tlemcen (fig. 3 B).

Dans les parties sud du Tell (Bou Rheddou) le terme inférieur de la Formation de Bou Rharda est structuré par de calcaires à silex dans lesquels on trouve des Brachiopodes, témoins de la présence du biotope sublittoral aux eaux agitées. Dans la région d'Aïn Zit on peut observer le contact latéral entre les marnes du terme moyen et les dolomies cavernueuses de la Formation de Tlemcen. Les mêmes conditions ont régné lors de la sédimentation des calcaires et marnes du terme supérieur.

La limite entre les deux grandes régions paléogéographiques — le Domaine tlemcenien et le Domaine tellien lors de ce temps a passée quelque part sur la ligne Guertoufa-Aïn Zit-Djebel Bou Rharda et était marquée par le contact entre les dolomies et les marnes, ainsi que par la limite de la dolomitisation.

Au Nord du gradin calcaire de Bou Rheddou, dans la région de Kef Sidi Amar, Sra Abdelkader, Koudiat Larouah, etc. a continué l'existence du biotope bathyal à cause de la continuation de la subsidence avec la sédimentation de la Formation des calcaires rognonneux d'Aïn el Hamra.

Lors du Tithonique supérieur et le début du Crétacé inférieur a eu lieu une unification des conditions dans le Domaine tellien — avec la sédimentation de marnes et de calcaires (la Formation de l'Oued Fodda). Pendant le Crétacé inférieur le procès de subsidence dans le Domaine tellien se poursuivit et ont régné des conditions bathyales à sédimentation turbiditique (fig. 3 C). En résultat de cette subsidence continue dans le Domaine tellien et le soulèvement du Domaine tlemcenien dans la région étudiée se produisit probablement une subduction partielle du Domaine tellien au-dessous du Domaine tlemcenien suivant la ligne de contact entre eux, qui a joué le rôle de délimitation paléogéographique lors du Jurassique. Cette subduction a été suivit par la formation d'un rétrocharriage lors duquel la zone intermédiaire entre les Domaines tlemcenien et tellien, située au Nord de Djebel Bechtout-Bou Rheddou, chevaucha le Domaine tellien en formant le phénomène unique de la nappe du Kef Sidi Amar (fig. 3 D), dans lequel le Jurassique, faisant partie d'une plie renversée, possède une coupe inverse et dont la partie jurassique inférieure (la Formation de Roubia) et moyenne (la Formation de Senan) diffèrent de la coupe du Jurassique autochtone, structurant les massifs en-

vironnants de Sra Abdelkader, de Rocba el Aatba, de Belkeiret et du Kef N'Hala, sorties à la surface en tant que horsts autochtones.

Du point de vue tectonique globale la limite entre le Domaine tlemcenien et le Domaine tellien coïncidait avec la limite entre la plaque des Hauts Plateaux (dont le Domaine tlemcenien faisait la partie septentrionale) et le bassin tellien, partie sud de la suture de la Tethys méridionale.

R é f é r e n c e s

- Alm é r a s, Y., El m i, S. 1982. Fluctuations des peuplements d'ammonites et de brachiopodes en liaison avec les variations bathymétriques pendant le Jurassique inférieur et moyen en Méditerranée Occidentale. — *Boll. Soc. Paleont. Italiana*, 21, 2/3; 169-188.
- Alm é r a s, Y., El m i, S. 1984. Le contrôle des peuplements de brachiopodes: comparaison des données du Jurassique et de l'Actuel. — *Ann. Soc. Géol. Nord.*, 104; 127-140.
- A m e u r, M., El m i, S. 1981. Relation spatio-temporelles entre "Ammonitico-Rosso", Calcaires à "Zoophycos" et récifs coralliens dans le Toarcien et la base du Jurassique moyen (Monts des Traras, Djebel Fillaoussène, Algérie NW). — In: A. F a r i n a c c i et S. El m i (edit.) "Rosso Ammonitico" *Symp. Proc. Roma, Tecnoscienza*; 9-25.
- A u g i e r, C. 1967. Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. — *Publ. Serv. Géol. Algérie (N^{lle} série), Bulletin*, 34; 47-80.
- C a r a t i n i, C. 1967. Evolution paléogéographique et structurale de la région de Chellala-Reibel. — *Bull. Soc. géol. Fr.* 9; 850-858.
- C a r a t i n i, C. 1970. Étude géologique de la région de Chellala-Reibel. — *Bull. Serv. Carte géol. Algérie, N. S.*, 40; 320 p.
- D e l f a u d, J. 1973. Sur l'appartenance de certains "pseudoflyschs" aux faciès prodeltaïques de plate-forme. — *C. R. Acad. Sci. Paris, sér. D*, 277; 1125-1128.
- El m i, S., B e n e s t, M. 1978. Les "Argiles de Saïda" faciès flyschoides du Callovo-Oxfordien du sillon Tlemcenien (Ouest Algérien). Stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. — *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon — H. S.* 4, "Livre jubilaire Jacques Flandrin"; 203-261.
- El m i, S., Alm é r a s, Y. 1984. Physiography, palaeotectonics and palaeoenvironments as controls of changes in ammonite and brachiopod communities (an example from the Early and Middle Jurassic of Western Algeria). — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 47; 347-360.
- L u c a s, G. 1952. *Bordure nord des Hauts Plaines dans l'Algérie occidentale. Primaire. Jurassique. Analyse structurale. Publ. XIX Congr. géol. Intern., Alger, Monogr. rég. 1^{ère} série*, 21, 139 p.
- M a n g o l d, C., B e n e s t, M., El m i, S. 1974. Les "Argiles de Saïda" (Callovo-Oxfordien d'Oranie, Algérie): âge et milieu de dépôt. — *C. R. Acad. Sc. Paris*, 279; 137-140.
- M a t t a u e r, M. 1958. *Étude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). Publ. Serv. Carte géol. Algérie, (N^{lle} série), Bulletin*, 17, 534 p.
- P o l v ê c h e, J. 1960. *Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis Oranais. Publ. Serv. Carte géol. Algérie (N^{lle} série), Bulletin*, 24, 577 p.
- T c h o u m a t c h e n c o, P. 1986. Répartition paléocéologique des Brachiopodes jurassiques dans les Monts de Tiaret et l'Ouarsenis occidental (Algérie). — In: *Les Brachiopodes fossiles et actuels* (P. R a c h e b o e u f, C. E m i g, édit.) — *Biostratigraphie du Paléozoïque*, 4; 389-398.
- T c h o u m a t c h e n c o, P., K h r i s c h e y, K h. 1992. Le Jurassique dans les Monts de Tiaret et de l'Ouarsenis occidental (Algérie). I. Stratigraphie. — *Geologica Balc.*, 22, 5; 29-59.
- Z i d a r o v, N., K h r i s c h e y, K h., G o č e v, P., B e n e v, B., K a t z k o v, N., K o j o u h a r o v, D., M o e v, M., N i c o l o v, Z., S l a v o v, I., S t o i t c h e v, D., T c h o u m a t c h e n c o, P., T z a n k o v, T z. 1973. *Études géologiques des parties occidentales de l'Ouarsenis et du Plateau du Sersou. Rapport inéd.*; Serv. Carte géol. Algérie, Alger.