

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

P. Tchoumatchenco, Kh. Khrichev

Institut géologique, Académie bulgare des sciences, 1113 Sofia

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

P. Tchoumatchenco, Kh. Khrichev — The Jurassic System in Monts de Tiaret and Western Ouarsenis (Algeria). I. Stratigraphy. The Jurassic sediments in the Monts de Tiaret of the Oranian High Plains (Tlemcenian Palaeogeographic Domain) and of the Western Ouarsenis (Tellian Palaeogeographic Domain) are divided in lithostratigraphic units. The following Formations in the Lower and Middle Jurassic rocks are distinguished: Oued Bou Loual Dolomitic Formation (Hettangian — Sinemurian); Kef Sidi Amar Limestone Formation (new unit of a Domerian — Toarcian Age); Roubia Formation of grey-dark limestones with crinoids of type "Grestener Schichten" or type "celto-swab" (new unit of a Toarcian — Aalenian Age); Senan Formation of sandstones (new unit of an Early Bajocian Age); Nador Formation of coarse-grained or clayey limestones (Domerian to Bathonian in some localities to Callovian).

In the Upper Jurassic two different lithostratigraphic successions exist. In the Tlemcenian Domain a specific feature is the development of sandy-shaly sediments of the Hauts Plateaux Detritic Group — Saïda Formation of shales with sandy intercalations (Callovian — Lower Tithonian), in which the El Gada Member of limestones and dolomites (new unit of a Late Oxfordian Age) is differentiated, and Bou Medine Sandstone Formation (Lower Tithonian). The uppermost part of the Jurassic section in this area is represented by the Tlemcen Formation of dolomites (Tithonian).

In the Tellian Domain the lithostratigraphic succession from the base to the top is as follows: Aïn Hamra Formation of red nodular limestones of "Rosso ammonitico" type (new unit of an Oxfordian — Kimmeridgian, locally Tithonian Age); Slaïm Limestone Formation (new unit of a Kimmeridgian Age); Aïn Gnega Marl Formation (new unit of a Kimmeridgian — Early Tithonian Age); Bou Rharda Formation, composed of micritic limestones in the base, of marls in the middle and of limestones and marls at the top (new Formation of an Early Tithonian Age); Oued Fodda Formation of micritic limestones and marls (new unit of a Late Tithonian — Early Cretaceous Age).

П. Чумаченко, Х. Хрисчев — Юрская система в Тيارетских горах и Западном Уарсенисе (Алжир). I. Стратиграфия. Юрские отложения в Тيارетских горах Оранских Высоких плато (Тлемсенская палеогеографическая область) и в Западном Уарсенисе (Тельская палеогеографическая область) подразделены на литостратиграфические единицы. Выделены следующие свиты в нижне- и среднеюрских породах: Доломитовая свита Уед Бу Луал (геттанж — синемюр); Известняковая свита Кеф Сиди Амар (новая единица домерско-тоарского возраста); Свита Рубия темно-серых криноидных известняков типа „Grestener Schichten" или типа „celto-swab" (новая единица тоарско-ааленского возраста); Свита Сенан песчаников (новая единица раннебайосского возраста); Свита Надор крупнозернистых или глинистых известняков (от домера до бата, а в некоторых участках до келловей).

В верхней юре устанавливаются две различные литостратиграфические последовательности. В Тлемсенской области специфическим является развитие песчано-глинистых отложений Группы Высоких плато, в которой выделяются две свиты — Свита Саида глинистых пород с прослойками песчаников (келловей — нижний титон), в которой обособлен Член Ел Гада известняков и доломитов (новая единица позднеоксфордского возраста), и Песчаниковая свита Бу Медин (нижний титон). Самая верхняя часть юрского разреза этой области представлена Свитой Тлемсен доломитов (титон).

В Тельской области литостратиграфическая последовательность снизу вверх следующая: Свита Аин Хамра красных желваковых известняков типа „Rosso ammonitico" (новая единица оксфордско-киммериджского, местами титонского возраста); Известняковая свита Слам (новая единица киммериджского возраста); Мергельная свита Аин Гнега (новая единица киммериджско-раннетитонского возраста).

та); Свита Бу Рарда, сложенная в основании микритовыми известняками, в средней части мергелями и в верхней части известняками и мергелями (новая свита раннетитонского возраста); Свита Уед Фодда микритовых известняков и мергелей (новая единица позднеитонского — раннемелового возраста).

Introduction

Les résultats exposés en cet article ont été obtenus par les auteurs, faisant partie de l'équipe bulgare qui a effectué un levé géologique au 1/50 000^e dans la région des Monts de Tiaret et de l'Ouarsenis occidental au cours des missions sur le terrain en 1970—1971 et 1972. Le levé géologique a été exécuté d'après le Contrat signé entre le Service de la Carte géologique de l'Algérie (Alger) et l'Entreprise d'Etat Technoexportstroy (Sofia, Bulgarie).

Comme il a été convenu dans le Contrat le manuscrit a été envoyé pour être publié dans le Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie en 1975, mais après plusieurs transformations et déménagement de celui-ci le manuscrit reste non-publié déjà plus de 15 ans et voilà pourquoi nous prenons la liberté, après avoir fait certaines corrections de le publier. L'article sera publié en deux parties dont la première comprendra la stratigraphie et la seconde — la paléogéographie.

Les auteurs ont participé dans l'élaboration de cet article de la manière suivante: P. Tchoumatchenco a effectué le levé géologique et a élaboré aussi le schéma lithostratigraphique et ensemble avec K. h. Khrischew ont étudié et décrit les coupes géologiques et ont dressé le texte.

Les Ammonites et les Bivalves ont été déterminées par Dr. I. G. Sapunov de l'Institut géologique de l'Académie bulgare des Sciences, Sofia. Les Brachiopodes ont été déterminées par P. Tchoumatchenco.

Nous sommes très reconnaissants au Dr. I. G. Sapunov qui a bien voulu déterminé nos collections fauniques ainsi que pour les discussions fructueuses que nous avons eu avec lui sur le terrain ainsi que lors de l'élaboration du texte de l'article.

Généralités

La région étudiée comprend deux zones différentes du point de vue morphologique — l'Atlas Tellien et la partie nord des Hauts Plateaux oranais (fig. 1), coïncidant avec le Domaine tellien et le Domain tlemcenien de El mi (1974, 1977), El mi et al. (1982), El mi, Al-méras (1984), Al méras, El mi (1984), etc., dont la différenciation s'est produite lors du Callovien et le Jurassique supérieur. Dans notre région s'effectue le passage horizontal entre ces deux unités majeures paléogéographiques différentes ayant son expression dans la lithologie des sédiments jurassiques de la région. Voilà pourquoi, dans les sédiments du Callovien et du Jurassique supérieur se présentent deux rangées de Formations lithostratigraphiques nettes dont l'une s'apparente au Domaine tellien et la seconde — au Domain tlemcenien. Les roches jurassiques forment aussi des blocs exotiques au sein de sédiments plus jeunes affleurant surtout aux environs de la ville de Rahouia.

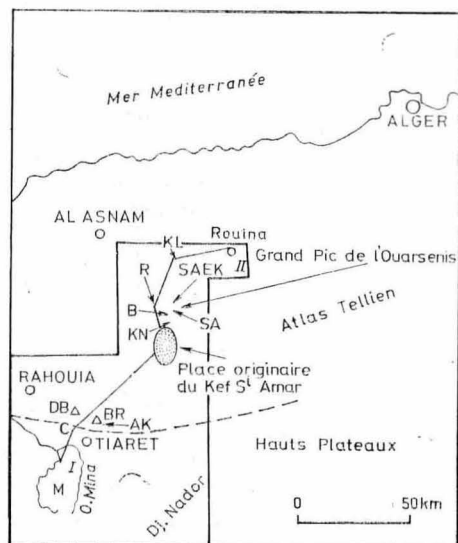
Nous trouvons des données sur le Jurassique de la région dans la carte géologique de l'Algérie au 1:1 000 000 de P o m e l (1881); une des premières études spécialisées est due à W e l s c h (1889). Dans sa thèse il accorde une place considérable à la stratigraphie du Jurassique de la vallée de l'Oued Mina, de l'O. Merz Guellal et du Djebel Bechtout. Il relève aussi les sédiments jurassiques au Nord de Tiaret. A l'époque c'était une étude fondamentale. Il a fait la corrélation entre les faciès affleurant sur les Hauts Plateaux et dans l'Atlas tellien ainsi qu'avec les Alpes françaises. En se basant sur une riche collection faunique cet auteur a édifié une stratigraphie au niveau zonal.

F i c h e u r (1889, 1891) lance ses idées sur le Jurassique du Grand Pic. S'opposant à la supposition de B e r t r a n d (1891) sur l'origine renversée des couches de la coupe jurassique (qui s'avéra plus tard la seule correcte) il explique certains effets par le jeu de failles verticales. R e p e l i n (1895) apporte peu à la stratigraphie du Jurassique. Il répète même textuellement les études de F i c h e u r sur le Grand Pic et de W e l s c h sur le Djebel Bechtout.

D a l l o n i (1936, 1952) examine le Jurassique du Grand Pic et du Koudiat Larouah (Barrage de l'Oued

Fig. 1. Localisation des principaux affleurements

AK — Ain Kebouba; B — Kef bel Kheiret; BR — massif du Bou Rheddou; DB — Djebel Bechtout; G — Guertoufa; KL — Koudiat Larouah; KN — Kef N'Hala; M — Djebel Mtaïrou; R — Rocba el Aarba; SA — Kef Sidi Amar; SAEK — Sra Abdelkader; I—II — ligne des coupes schématiques, montrées à la fig. 2



Fodda) suivant généralement la conception stratigraphique de Fichet (1889, 1891). Il dresse des conclusions sur le massif de Bechtout, de Guertoufa et de Bou Rheddou en considérant que la série rouge du Djebel Bechtout date du Lusitanien et de la base du Kimméridgien. A Guertoufa il découvre du Lusitanien au-dessus des dolomies. Aux environs de Rahouia il annonce la présence de "klippen" jurassiques sortis d'une manière extrusive et dans lesquels il prouve le Lusitanien supérieur et la base du Kimméridgien avec une faune riche.

Calembert (1937, 1952a,b) réalise des études stratigraphiques et tectoniques dans le massif du Grand Pic ainsi que des études des minéralisations, accompagnées par de cartes géologiques au 1/20 000^e et au 1/10 000^e. Gourinard (1952) et Gourinard, Lucas (1957) procèdent à une subdivision du Jurassique de Koudiat Larouah en couches et prouvent l'âge toarcien des couches que nous rangeons dans la Formation du Nador.

Ranoux (1942) fait des études du massif du Djebel Bechtout en s'arrêtant sur les sédiments jurassiques qui y affleurent. Cet auteur apporte des preuves fauniques de la position stratigraphique des sédiments. Il formule la conclusion intéressante et vraie que les roches rangées par nous dans la Formation d'Aïn el Hamra avec les grès sont des "dépôts de hauts fonds en mer relativement profond". Mais il ne nous convainc pas lorsqu'il prétend que les calcaires supérieurs (= F. de Slaïm) débutent au Portlandien et se poursuivent jusqu'à l'Aptien.

Lucas (1952) divise le Jurassique supérieur en deux types: a) Tellien — à faciès bathyal et b) Méditerranéen de plate-forme à Jurassique supérieur uniforme. Il examine les affleurements jurassiques en combinant les études des auteurs précédents et en y apportant ses conceptions nouvelles et originales. En ce qui concerne "les calcaires inférieurs" (= F. du Nador) du Djebel Bechtout il considère que ceux-ci ressemblent à ceux du "Lias moyen à faciès nérétique".

Une étude détaillée sur le Jurassique du massif de Bou Rheddou est effectuée par Arkell et Busson (1955). Ces auteurs, en se basant sur une faune riche d'Ammonites, ont élaboré le schéma biostratigraphique de cette région.

Mattauer (1958) fait des prospections dans les massifs jurassiques métamorphosés du Chélib et, malgré le métamorphisme et la particularité des faciès, il range "les schistes violacés à l'Oxfordien reposant sur des calcaires à filaments — Dogger. L'épaisse série calcaire de ce massif appartient donc là aussi au Dogger et au Lias." Ses conclusions paléotectoniques sur le massif du Grand Pic sont également très intéressantes. Il analyse les faciès du Toarcien et détermine une phase cassante anté-toarcienne et une phase post-toarcienne. Il suppose la présence d'un îlot au Sud du Grand Pic, ayant fourni le matériau qui forme les sédiments que nous rangeons dans la Formation de Roubia et la Formation de Senan.

Polvêche (1960) passe en revue le Jurassique de Bou Rheddou en se basant sur les données des auteurs précédents. Il accorde une large place au Jurassique de l'allochtone, en considérant que les "calcaires oolithiques et grumeleux" sont de l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien tandis que les "calcaires à grain fin" sont du Tithonique-Berriasien (en se basant sur la faune de Dalloni, 1952) et en complétant à celle-ci certains Calpionelles. Cet auteur donne aussi l'explication de la mise en place de ces blocs "étrangers", affleurant aux environs de la ville de Rahouia.

Auclair et Biehler (1967) et Augier (1967) posent les bases de la subdivision lithostratigraphique contemporaine du Jurassique et du Crétacé des Hauts Plateaux. Ils créent de nombreuses Formations

en les stabilisant du point de vue de la nomenclature. Caratini (1970) dans sa thèse présent de nombreuses données intéressantes sur le Jurassique dans la région des Monts de Chellala en employant, lui aussi des unités lithostratigraphiques.

En 1969 une équipe de géologues bulgares (Tchounev, Kântchev et Moev) a travaillé sur le Djebel Nador; en 1970 une autre équipe bulgare (Kolev, Khrichev, Ganev) effectua un levé géologique dans la région de Saïda-Frenda.

Lors de la dernière quinzaine d'années de géologues français travaillant dans l'Université d'Oran ont effectué des études sur le Jurassique surtout dans les Hauts Plateaux, partiellement recouvrant les parties sud de notre région. Ils ont fait des études approfondies, accompagnées par des travaux paléontologiques et biostratigraphiques; en ce qui concerne la région étudiée par nous ils ont fait des recherches très intéressantes sur les "Argiles de Saïda" (Delfaut, 1973; Elmi, 1977; Mangold, Benest, Elmi, 1974; Elmi, Benest, 1978; Elmi, Alméras, 1984; Elmi et al., 1983; Alméras, Elmi, 1984, etc.) et sur d'autres parties de la coupe du Jurassique.

Lithostratigraphie

Etant donnée que la région étudiée comprend deux zones: le Domaine tellien et le Domaine tlemcenien, possédant leurs traits spécifiques en ce qui concerne le développement du faciès des sédiments jurassiques, il s'impose de procéder à une double subdivision lithostratigraphique pour les roches d'âge callovien et jurassique supérieur.

Pour le Domaine tlemcenien un bon système lithostratigraphique du Jurassique a été élaboré par Auclair et Biehler (1967) et Augier (1967), complété plus tard par Kolev et al. (1970).

Pour le Domaine tellien les études stratigraphiques déjà faites reposent surtout sur la base chronostratigraphique. Pour cette raison l'élaboration d'un système lithostratigraphique complet du Jurassique dans cette région nécessita la création de nombreuses nouvelles unités formelles, introduites dans des cartes géologiques (Kolev et al., 1970; Ganev et al. 1972; Zidarov et al., 1973), certains employés par Tchoumatchenco (1984, 1986) mais qui possèdent le status de "nomen nudus".

A la fig. 2 est présenté le schéma des unités lithostratigraphiques utilisées par nous. Le plus bas se trouve la Formation des dolomies de l'Oued Bou Loual, surmontée par

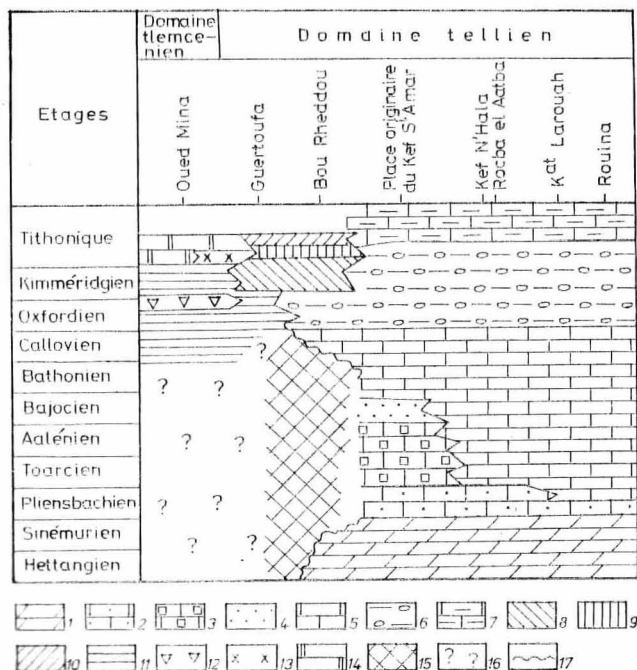


Fig. 2. Schéma corrélant les unités lithostratigraphiques

1 — Formation des dolomies de l'Oued Bou Loual; 2 — Formation des calcaires du Kef Sidi Amar; 3 — Formation de Roubia (calcaires gris-noir); 4 — Formation des grès de Senan; 5 — Formation des calcaires du Nador; 6 — Formation de l'Ain el Hamra (calcaires rognonneux); 7 — Formation des calcaires d'Oued Fodda; 8 — Formation des calcaires de Slaïm; 9 — Formation des marnes d'Ain Gnega; 10 — Formation carbonatée de Bou Rharda; 11 — Formation des argiles de Saïda; 12 — Formation de Saïda — Membre d'El Gada (calcaires et dolomies); 13 — Formation des grès de Bou Medine; 14 — Formation des dolomies de Tlemcen; 15 — hiatus sédimentaire; 16 — manque d'affleurements; 17 — limite transgressive

la Formation des calcaires du Kef Sidi Amar. Dans le massif de Kef Sidi Amar (Grand Pic de l'Ouarsenis) au-dessus vient la Formation carbonatée de Roubia, suivie par la Formation gréseuse de Senan.

Ces Formations jurassiques, à part les Formation de Roubia et de Senan qui ont un développement local dans la région de Grand Pic, connaissent une répartition vaste dans les deux domaines paléogéographiques.

La Formation des calcaires du Nador dans le massif de Kef Sidi Amar recouvre la Formation de Senan et partout ailleurs elle repose ou bien directement sur la Formation du Kef Sidi Amar, ou sur la Formation de Bou Loual (au Bou Rheddou) ou sur un substratum paléozoïque (au Djebel Bechtout). La Formation du Nador est la dernière formation jurassique commune pour le Domaine tlemcenien et les Domaine tellien. Après sa sédimentation débute le processus de différenciation de ces deux régions.

Dans le Domaine tellien, au-dessus de la Formation du Nador repose la Formation des calcaires rognonneux d'Aïn el Hamra qui dans les massifs du Djebel Bechtout et de Bou Rheddou est divisées en trois termes (inférieur — calcaires rognonneux, moyen — grès et supérieur — argiles et calcaires rognonneux). En dehors de cette région la Formation est indivisible. Dans le Djebel Bechtout et le Bou Rheddou sa couverture est composée par la Formation des calcaires de Slaïm, sur lesquels repose en superposition la Formation des marnes d'Aïn Gnega, suivie par la Formation carbonatée de Bou Rharda, la dernière subdivisée en trois termes.

Dans les parties septentrionales de la région la Formation d'Aïn el Hamra est recouverte par la Formation carbonatée de l'Oued Fodda.

Dans le Domaine tlemcenien on trouve une autre succession lithostratigraphique au-dessus de la Formation du Nador, caractérisée par le développement de roches terrigènes — le Groupe détritique des Hauts Plateaux d'Augier (1967), englobant la Formation des argiles de Saïda, dans laquelle nous individualisons le Membre d'El Gada, suivie par la Formation des grès de Bou Medine, peu épaisse dans cette région. Ces deux Formations sont le corrélat horizontal des Formation d'Aïn el Hamra, de Slaïm et d'Aïn Gnega de la région tellienne. Au-dessus vient la Formation des dolomies de Tlemcen.

Jurassique inférieur et moyen

Formation des dolomies de l'Oued Bou Loual

La Formation de l'Oued Bou Loual est d'une répartition horizontale très large. Elle affleure aussi bien dans les Hauts Plateaux que dans l'Atlas tellien. Cette Formation possède une surprenante stabilité lithologique sur de grandes surfaces. En tant que unité lithostratigraphique elle figure chez Lasnier (1965 in Caratini, 1970). Augier (1967) et plus tard Tchoumatchenco (1984, 1986) unissent ces sédiments ensemble avec les calcaires sus-jacents en une Formation de Bou Loual, subdivisée en deux Membres: Membre inférieur — dolomies et Membre supérieur — calcaires. En tant que Formation Bou Loual ces sédiments sont indiqués et par Elmi et Alméras (1984), etc.

Elle comprend les sédiments définis dans le massif de Bou Rheddou par Arkell et Bussan (1955) en tant que couche No 8 et par Augier (1967) comme "carbonate de Bou Gheddou"; pour le massif de Grand Pic c'est l'assise "A" (Ficheur, 1989, 1891) et "l'Infra-Lias" de Calembert (1952), ainsi que couche No 1 de Mattauer (1958).

Répartition. La Formation des dolomies de l'Oued Bou Loual affleure sur le versant nord de Bou Rheddou (fig. 10) et structure les versants et les parties les plus élevées du Grand Pic de l'Ouarsenis (le sommet du Kef Sidi Amar) (fig. 4), de Rocba el Aatba (fig. 3), de Belkeiret, de Kef N'Hala (fig. 9) et d'autres massifs de la région du Grand Pic.

Dans la vallée du Chélif on trouve de roches fortement métamorphosées que nous considérons arbitrairement comme représentants de la Formation de l'Oued Bou Loual. Dans la région de Rahouia et au NE de cette ville en forme de blocs se présentent des dolomies que nous attribuons également à la Formation de Bou Loual.

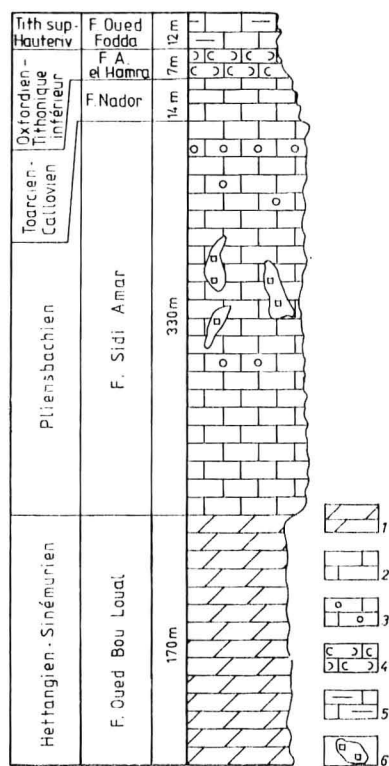


Fig. 3. Coupe du Jurassique au Rocba el Aatba

1 — dolomies; 2 — calcaires micritiques; 3 — calcaires oolithiques; 4 — calcaires rognonneux; 5 — calcaires argileux; 6 — minéralisation plombo-zincifère, de barytine, etc.

Il est probable que l'âge de la Formation n'est pas partout le même, mais à cause de la manque de preuves paléontologiques nous admettons arbitrairement que la limite supérieure coïncide partout avec la limite Sinémurien/Carixien.

Formation des calcaires du Kef Sidi Amar (nouvelle Formation)

En tant qu'éponyme géographique est choisi le nom du Kef Sidi Amar, le sommet culminant de l'Ouarsenis.

A la Formation des calcaires du Kef Sidi Amar nous rapportons pour le massif de Grand Pic de l'Ouarsenis les sédiments individualisés par Fichet (1889, 1891) comme assise "B", les sédiments décrits par Calmebert (1952) dans la rubrique "Lias moyen" et par Mattauer (1958) — comme assise No 2; pour la région de Koudiat Larouah — les sédiments indiqués comme assise No 1 et 2 par Gourinard (1952) et Gourinard, Lucas (1957). Augier (1967) et Tchoumatchenco (1986, fig. 2) les considèrent en tant que Membre supérieur de la Formation Bou Louat.

En tant que holotype nous indiquons la coupe le long du sentier menant au sommet du Kef Sidi Amar (fig. 4).

Limites. Dans la région étudiée le substratum de la Formation n'affleure que dans la région de Bou Rheddou et de Rouina. A Bou Rheddou ce sont des roches éruptives paléozoïques ainsi que des grès bigarrés du Trias inférieur. Cependant le contact immédiat, étant recouvert par des sédiments miocènes, n'est pas visible directement. Le substratum dans la région de Rouina — la Formation de Doui, est également d'âge primaire.

La Formation est recouverte par la Formation des calcaires du Kef Sidi Amar.

Composition lithologique. La Formation de l'Oued Bou Louat est constitué par des dolomies grises, gris-foncé à gris-noir ou gris-beige, micrograinues, parfois pseudoolithiques ou même oolithiques (Kef Sidi Amar). Son épaisseur varie de 20 m (Bou Rheddou) (fig. 10) à 91 m (Kef Sidi Amar) (fig. 4) jusqu'à 170 m (Rocba el Aatba) (fig. 3).

Au Djebel Bechtout les sédiments de la Formation ne sont pas représentés et des niveaux plus récents du Jurassique reposent en transgression directement sur le substratum paléozoïque.

Age. On n'a jamais trouvé de faune dans les dolomies de cette Formation et leur âge est déterminé d'une manière tout à fait arbitraire (selon la position dans la coupe) comme étant Hettangien-Sinémurien (Tchoumatchenco, 1986) — dans la région étudiée ou Hettangien-Sinémurien inférieur (Elmi, 1983; Elmi, Alméras, 1984) ou Lias inférieur (Caratini, 1970) dans le Djebel Nador.

Dans la région de l'ancienne mine de Rouina nous avons trouvé dans les dolomies silicifiées de cette unité de Brachiopodes, lesquelles ont été déterminées comme *Calcirhynchia* cf. *calcaria* Buckman et *Zeilleria darwini* (Eudes-Deslongchamps). La première de ces deux espèces est caractéristique pour l'Hettangien.

Répartition. La Formation des calcaires du Kef Sidi Amar structure les parties les plus élevées du Grand Pic de l'Ouarsenis (le sommet du Kef Sidi Amar), grandes parties de Rocba el Aatba, de Belkeiret, du Kef N'Hala et des autres massifs de la région du Grand Pic.

Limites. La limite inférieure est tracée à la première apparition de calcaires au-dessus des dolomies de la Formation de l'Oued Bou Loual.

La Formation est recouverte par la Formation carbonatée de Roubia.

Composition lithologique. La Formation du Kef Sidi Amar est structurée par des calcaires de types lithologiques suivants:

— Calcaires gris à gris foncé, à grain fin, à cassure irrégulière à semi-conchoïdale, se dillatant à l'altération en morceaux angulaires à mures lisses.

— Calcaires grumuleux gris à gris-beige, compacts, à cassures irrégulières.

— Calcaires à "pellets" — gris, à grain fin et à cassure irrégulière. Les "pellets" sont de dimensions allant de 0,04 mm à 0,40 mm en diamètre, circulaires ou ellipsoïdaux. Elles sont cimentées par de la calcite cristalline. C'est un faciès caractéristique pour les milieux marins agités.

— Calcaires à "fuseaux" — gris-noir, menugranulaires, compacts, durs, à cassure conchoïdale. Dans ces calcaires on voit des bandes blanches longues de 10 cm et épaisses de 2 cm. Par endroit elles sont groupées en nids. Ce sont les "fuseaux de calcite" de Cal em b e r t (1952), considérés par M a t t a u e r (1958) comme de grandes Lamellibranches. Ces calcaires à "fuseaux" sont repartis dans les niveaux supérieurs de la Formation dans la coupe de Kef Sidi Amar. Souvent dans les entrelits on trouve des argiles calcaires roses ou vertes à noyaux calcaires ressemblants par leurs aspect au faciès "Ammonitico rosso". Dans des lentilles isolées on observe aussi de galets de quartz bien roulés à dimension de 2—3 cm.

A côté de la coupe, suivant le sentier menant au marabout de Sidi Amar on voit un passage latéral des calcaires à "fuseaux" en calcaires à galets du type de conglomérats intraformationnels. Par une ligne presque verticale ces calcaires s'articulent au sens horizontal avec de marnes calcaires vertes à galets calcaires. Les fragments sont arrondis, atteignant 5-6 cm, C'est un effet de jeu de failles intrajurassiques, sur lesquelles accentue M a t t a u e r (1958).

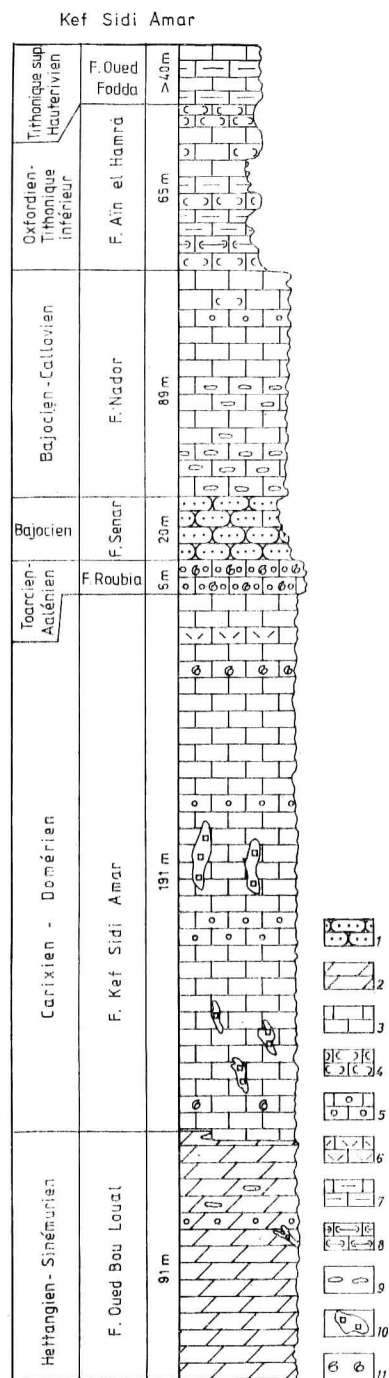


Fig. 4. Coupe du Jurassique au flanc sud du Kef Sidi Amar (Massif culminant de l'Ouarsenis) (la coupe est renversée)

1 — grès calcaires; 2 — dolomies; 3 — calcaires; 4 — calcaires rognonneux; 5 — calcaires oolithiques; 6 — calcaires à "fuseaux"; 7 — marnes; 8 — marnes rognonneuses; 9 — rognons de silex; 10 — minéralisation plomb-bo-zincifère, de barytine, etc.; 11 — faune

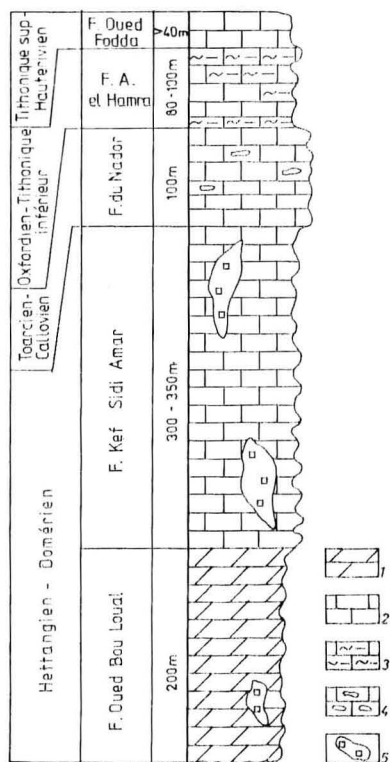


Fig. 5. Coupe du Jurassique aux environs de l'ancienne mine de fer du village de Rouïna

1 — dolomies; 2 — calcaires micritiques; 3 — calcaires argileux lie-de-vin silicifiés; 4 — calcaires à silex; 5 — minéralisation ferrière

avons recolté une faune abondante (*Tchoumatchenko*, 1984, 1986): *Sinocosta* sp., *Rhynchonelloidea* cf. *delmensis* (Haas), *Gibbirhynchia orsinii* (Gemmellaro), *Lobothyris* cf. *sphenoidalis* (Meneghini in Gemmellaro), *Lobothyris subpunctata* (Davidson), *Zeilleria* cf. *indentata* (J. de C. Sowerby), *Z. cornuta* (J. de C. Sowerby), *Tauromenia polymorpha* (Seguenza), *Eopecten velatus* (Goldfuss).

Les Brachiopodes recoltées appartiennent à une même zone — la zone à *Z. cornuta* d'après Tchoumatchenko (1984), englobant la partie supérieure du Carixien et la partie inférieure du Domérien.

Du même niveau fossilifère nos prédécesseurs ont recolté aussi une riche faune. Cette faune selon Fichet (1889, 1891) est du Lias moyen, selon Dalloni (1936, 1952) est du Pliensbachien — Domérien et selon Dubarin Mattauier (1958) du "Pliensbachien, c'est-à-dire la base du Lias moyen".

Se basant sur nos données paléontologiques nous acceptons que la limite inférieure de la Formation dans le massif de Kef Sidi Amar coïncide d'une manière arbitraire avec la limite Sinémurien/Carixien et la limite supérieure — avec la limite Domérien/Toarcien.

Dans les autres massifs jurassiques de la région de Grand Pic nous n'avons pas trouvé de faune, sauf dans le massif de Rocba el Aatba d'où proviennent des fragments de Brachiopodes déterminés comme *Tauromenia* aff. *polymorpha* (Seguenza). Du massif

En autres endroits les argiles entre les couches calcaires dans les parties supérieures de la Formation sont noires. Elles reposent sur la surface inégale de la couche sous-jacente (très souvent ce sont des calcaires à "fuseaux"). Ces argiles contiennent des fragments calcaires. Probablement il s'agit d'un phénomène d'érosion sous-marine. Ce fait est indiqué par Calembert (1952, p. 35, fig. 1, 2).

Les calcaires à grain fin, les calcaires à "pellets" et les calcaires grumuleux se trouvent en une alternance irrégulière, structurant les parties inférieures et moyennes de la Formation où une minéralisation de smithsonite est développée. Les calcaires "à fuseaux" et à entrelits marneux occupent les parties supérieures de cette unité au Kef Sidi Amar. Dans les autres massifs jurassiques de la région de Grand Pic les calcaires à "fuseaux" font défaut.

Dans la région du barrage de l'Oued Fodda (fig. 6) cette Formation est représentée par des calcaires gris à gris-noir microgranulaires; aux environs de l'ancienne mine de fer de Rouïna (fig. 5) — par des calcaires gris à gris-violâtre, dans lesquels est localisée la minéralisation ferrière, tandis qu'au Djebel Temoulga à la Formation nous rapportons des calcaires marmorisés.

Age. Dans les sédiments de la Formation des calcaires du Kef Sidi Amar on a trouvé relativement peu de faune. En général c'est une faune à extension verticale plus large. Nos trouvailles fauniques proviennent principalement de la coupe de Kef Sidi Amar et plus rarement de Rocba el Aatba et de Koudiat Larouah.

De la coupe suivant le sentier qui mène au marabout Sidi Amar à environ 150—155 m de la base de la Formation ainsi que de la partie supérieure de la corniche qui prolonge cette assise à l'Ouest nous

Sra Sidi Abdelkader Farès (1969) décrit une Dasycladacée — *Uragiella liasica* Leboche & Lemoine, indiquant le "Lias inférieur moyen".

Dans la région du barrage de l'Oued Fodda dans les calcaires de la Formation nous avons recolté de fossiles de quelques niveaux. A environ 100 m de la base des affleurements de la Formation (fig. 6) nous avons trouvé *Gibbirhynchia* aff. *curviceps* (Quenstedt) et à 6 m au-dessous de la limite supérieure de la Formation — *Tropidoceras masseanum* (d'Orbigny) et *Gibbirhynchia* sp. indet. L'Ammonite indique la zone à *Ibex* du Carixien, c'est-à-dire que nous pouvons adopter que la limite entre le Carixien et le Domérien coïncide avec la limite entre la Formation du Kef Sidi Amar et la Formation sus-jacente du Nador, tant plus que dans la Formation du Nador à cet endroit est prouvée la zone à *Bertrandi* du Domérien.

En corrélat les affleurements de la région de Grand Pic avec celui de Koudiat Larouah (le barrage de l'Oued Fodda) on voit que la position chronostratigraphique de la limite est constante (au moins nous ne possédons pas de données paléontologiques pouvant rectifier cette proposition), tandis que la limite supérieure est nettement sécante. Dans la région de Grand Pic, de Rocba el Aatba, etc. elle coïncide avec la limite Domérien/Toarcien, tandis qu'au Koudiat Larouah — avec la limite entre le Carixien et le Domérien. Au Djebel Nador d'après Caratini (1970) elle passe dans le Domérien et d'après Elmi et Alméras (1984) elle coïncide avec la limite Carixien/Domérien.

Formation carbonatée de Roubia (nouvelle Formation)

En tant qu'éponyme géographique est choisi le massif de Roubia, situé au flanc sud du Kef Sidi Amar.

Par nos prédécesseurs ces sédiments ont été séparés de la manière suivante: Fichœur (1989) les a décrit comme étant "niveau fossilifère "3" des calcaires compacts "B" du Lias moyen", repris textuellement par Replin (1895); ce sont les sédiments décrits par Dalloni (1936) comme "Lias supérieur" et par Calembert (1952) comme "Transition Aalénien-Bajocien"; c'est le niveau No 5 — calcaires et marno-calcaires du Lias supérieur de Mattauer (1958).

La coupe-type de la Formation est située sur le sentier qui mène au sommet du Kef Sidi Amar (X=287,10 et Y=403,50) (fig. 4).

Répartition. La Formation carbonatée de Roubia affleure sur les flancs septentrional-occidental et méridional de Kef Sidi Amar (Grand Pic), tandis que sur le flanc oriental elle est recouverte par des éboulis. Dans les massifs environant le Kef Sidi Amar cette Formation n'est pas développée originairement à cause de la différente situation paléogéographique.

Limites. La limite inférieure de la Formation est bien nette et exprimé sur le terrain. On la trace entre les calcaires gris de la Formation du Kef Sidi Amar, laquelle se termine par une corniche bien expressive et l'alternance entre calcaires et marnes de la Formation de Roubia, formant un relief tendre.

La Formation est recouverte par la Formation gréseuse de Senan.

Composition lithologique. La Formation est structurée par une alternance entre calcaires et marnes. Les calcaires y sont gris-foncé à gris-bleuâtre, rarement rougeâtres, organogènes, faiblement gréseux dans les parties supérieures de la Formation. Ils forment de lits d'une épaisseur de 0,30, à 0,40 m avec des entrelits de marnes grises à gris foncé, fortement organogènes, fétides.

Les calcaires sont structurés presque entièrement par du détritit zoogène, lequel sert souvent en tant que noyau aux oolites ou aux pseudoolites. Du quartz en grains à dimensions aleurithiques ou psamithiques y est aussi présent.

Epaisseur: 6 m.

Age. Ces sédiments sont rapportés par Fichœur (1889) au Lias moyen. Dubar a déterminé de la collection de Calembert (1952) une riche faune, laquelle selon lui est "d'âge nettement toarcien moyen pour la plus grande partie; quelques éléments plus

rares seraient du Toarcien inférieur. De la collection recoltée par Mattauer (1958) Dubar a déterminé une faune de Brachiopodes également du Toarcien inférieur-moyen. Du même niveau mais un peu plus au Sud, de la base de la Formation Mattauer (1958) à trouvé *Hildaites subserpentinum* "du Toarcien inférieur ce qui confirme les indications d'âge données par les Brachiopodes" (loc. cit.).

Nos trouvailles fauniques (Tchoumatchenco, 1984, 1986) proviennent de trois niveaux. De la base de la Formation, dans le niveau inférieur nous avons trouvé *Stolmorhynchia bouchardi* (Davidson).

A 4,0 m au-dessus de la limite inférieure, dans le niveau moyen nous avons recolté une riche collection constituée par *Tetrarhynchia subconcinna* (Davidson), *Quadratarhynchia quadrata* S. Buckman, *Homoeorhynchia delancei* Tchoumatchenco, *Sphaeroidothyris decipiens* (Eudes-Deslongchamps), *Zeilleria lycetti* (Davidson), *Telothyris jauberti* (Eudes-Deslongchamps).

Dans la couche suivante, représentant le niveau supérieur fossilifère nous avons trouvé *Zeilleria lycetti* (Davidson) et *Sphaeroidothyris sphaeroidalis* (J. de C. Sowerby).

La faune des niveaux inférieur et moyen est nettement toarcienne et du niveau supérieur — aalénienne.

Formation gréseuse de Senan (nouvelle Formation)

Tant qu'éponyme géographique est choisi le col de Senan, séparant le massif de Kef Sidi Amar du massif de Sra Abdelkader.

Par nos prédécesseurs ces sédiments ont été notés comme "Grès et poudingues quartzeux (Corallien)" par Fichet (1889), "Assise gréseuse" — couche No 4 de la section du Dogger (Calembert, 1952), "Assise No 1 du Jurassique moyen — Bajocien" (Dalloni, 1936), "Banc de grès calcaires" — couche No 6 de la coupe de Grand Pic (Mattauer, 1958), Formation des grès de Senan (Tchoumatchenco, 1984, 1986) — nomen nudum. La coupe-type de la Formation suit le sentier qui mène au marabout de Sidi Amar (en X=403,60 et Y=287,40) (fig. 4).

Répartition. La Formation a un développement local et on ne l'observe que sur le massif du Kef Sidi Amar du Grand Pic de l'Ouarsenis. Elle y affleure sous la forme d'une bande au flanc septentrional, occidental et méridional et atteint parfois une épaisseur allant de 20 à 30 m. Sur le flanc oriental elle n'est pas exposée à cause des éboulis de pente.

Limites. Les sédiments de la Formation de Senan reposent en concordance sur la Formation de Roubia. Le passage est graduel et est bien marqué au terrain — les sédiments de la Formation de Senan structurent une corniche expressive. Le passage s'effectue par l'augmentation brusque des grains terrigènes dans les calcaires. La Formation est recouverte par la Formation des calcaires du Nador.

Composition lithologique. Les sédiments de la Formation de Senan sont représentés par de grès calcaires, passant parfois en calcaires gréseux. Ils sont à grain fin, durs, à lits massifs, de couleur gris, gris-cendre à brunâtre à l'altération. Ils sont constitués par de grains terrigènes et de la calcite, presque en quantité égale avec la prédominance tantôt d'une, tantôt d'autre des composantes. A l'altération le carbonate se dissout plus vite et la roche obtient un aspect plus granulaire. Sous la forme de lentilles isolées on observe des conglomérats à fragments quartzeux, bien arrondis, atteignant 1—2 cm.

Parmi les grès calcaires de la partie inférieure de la coupe on rencontre de corps de calcaires gris cryptocristallins à contours irréguliers mais à contacts brusques.

Par endroits, surtout dans les parties inférieures de la Formation il y a de nombreux débris de plantes.

Age. Sans avoir recolté de fossiles mais embrassant l'idée de la présence d'une coupe normale (non renversée) au Kef Sidi Amar Fichet (1889) considère ces grès comme étant "supra-oxfordiens" et plus justement comme étant coralliens. Il fait une analogie avec des grès pareils au Djurdjura, reposant tantôt sur le Lias moyen, tantôt sur le Lias supérieur et considérés comme Callovo-Oxfordiens.

A Dallon i (1936, 1952) ces grès lui ressemblent aux grès à charbon de l'Héttan-gien-Sunémurien. Plus tard ils sont décrits par Cal e m b e r t (1952) comme appartenant au Bajocien; comme tels sont donnés également par M a t t a u e r (1958) et T c h o u m a t c h e n c o (1986).

Dans les sédiments de la Formation de Senan nous n'avons trouvé qu'une ammonite lisse indéterminable. Voilà pourquoi nous déterminons l'appartenance chronostratigraphique de la Formation en se basant seulement sur sa position dans la coupe géologique. Elle repose sur des sédiments aaléniens et est recouverte par les sédiments du Bajocien supérieur (Formation du Nador). De cette manière la position chronostratigraphique de la Formation est fixée d'une manière indirecte comme étant du Bajocien.

Formation des calcaires du Nador

Cette unité lithostratigraphique est bien connue dans la littérature géologique algérienne et beaucoup d'auteurs y font recours. Elle fait partie du tableau recapitulatif des Formations des Hauts Plateaux, élaboré par Aug i e r (1967). Cet auteur élargie avec raison sa répartition également dans la région du Grand Pic de l'Ouarsenis.

Des sédiments déterminés sous différentes dénominations par les auteurs plus anciens peuvent être rattachés à la Formation du Nador: ce sont les couches "D" (pro parte), "E" et "F" de F i c h e u r (1889); Assise No 2 du Jurassique moyen (D a l l o n i, 1936); les couches No 5 et 6 du Dogger de Cal e m b e r t (1952); la couche No 7 du profil du Grand Pic tracé par M a t t a u e r (1958). Pour la région du Koudiat Larouah les couches No 3 et 4 de G o u r i n a r d (1952) et de G o u r i n a r d et L u c a s (1957) peuvent être mises parmi celle de la Formation en question.

Dans la région de Bou Rheddou ces sédiments ont été individualisés par A r k e l l et B u s s o n (1955) comme "couche No 8" et cités de nouveau par P o l v ê c h e (1960).

A Djebel Bechtout les couches A_1 — A_3 de W e l s h (1890) peuvent être rapporter vers la Formation du Nador. L'auteur signale dans la couche " A_1 " de traces de cailloux et fragments rocheux intercalés dans la masse. C'est la couche la plus inférieure sans faune de R e p e l i n (1895).

Les sédiments de la Formation sont décrits par R a n o u x (1952) comme pudding comportant des morceaux de microgranites à la base, bancs de calcaire foncé aux lentilles de dolomies et au sommet des calcaires oolitiques foncés. Au Djebel Nador C a r a t i n i (1970) l'indique en tant que Formation des calcaires à filaments du Nador et E l m i & A l m é r a s (1984) — "Nador Limestons F. (Upper Cherty Lst.)".

Répartition. Cette Formation affleure dans les massifs de Bou Rheddou, du Djebel Bechtout, dans les massifs de la région de Grand Pic et aux environs de Koudiat Larouah.

A titre conditionnel à la Formation du Nador pourrait être rattachées également une partie des roches métamorphosées dans les environs des Attafs (Djebel Temoulga), de Rouina et du Djebel Doui.

Limites. Dans différentes régions la limite inférieure de la Formation du Nador varie. En certains endroits la Formation est liée avec les roches sous-jacentes par une transition graduelle, en d'autres — elle repose transgressivement sur un substratum hétérogène.

Dans la région des Attafs, où le Jurassique est métamorphosé, la limite inférieure n'est pas nette. Il s'agit probablement d'une transition graduelle des sédiments sous-jacents de la Formation de Sidi Amar. La situation est identique dans les massifs de Rouina et du Djebel Doui.

Dans la région du barrage d'Oued Fodda, le long de la route sur la rive septentrionale on observe le contact biotubé entre la Formation du Kef Sidi Amar et la Formation du Nador: la homogénéité des calcaires de la Formation de Sidi Amar dans les 40—50 cm supérieurs est perturbée et du matériau à texture plus granuleuse de la Formation du Nador qui y est introduit sous la forme de secteurs irréguliers (fig. 6, détail).

La situation est analogue avec la limite inférieure de la Formation dans les massifs environnants — le Kef Sidi Amar. Là aussi existe une transition rapide mais graduelle entre

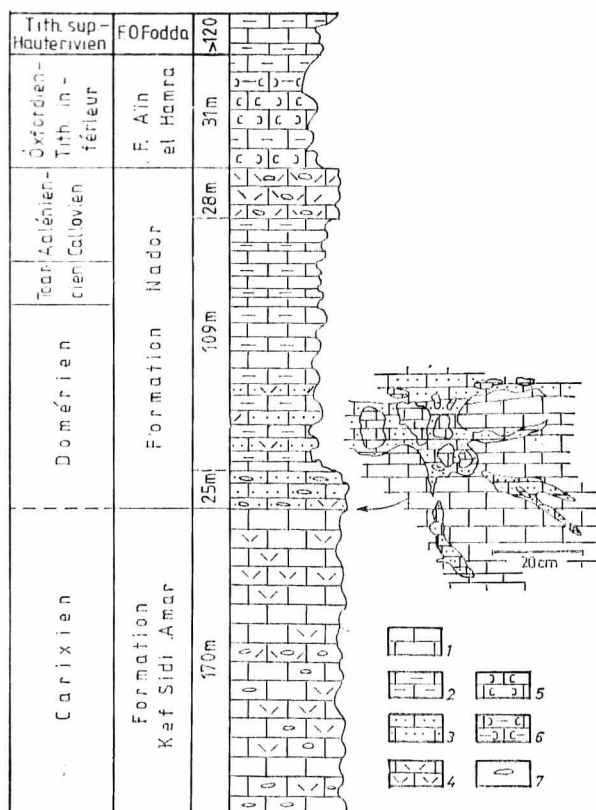


Fig. 6. Coupe du Jurassique au Koudiat Larouah (barrage de l'Oued Fodda)

1 — calcaires micritiques; 2 — marnes; 3 — calcaires aleuritiques; 4 — calcaires biodétritiques; 5 — calcaires rognonneux; 6 — marnes rognonneuses; 7 — rognons de silex

gréseux aux fragments bréchiques plus rares et à oncolithes. Cette "purification" des calcaires s'effectue dans un intervalle de 4,50—5,00 m.

Dans la région étudiée cette Formation est recouverte par la Formation des calcaires rognonneux d'Aïn el Hamra.

Composition lithologique. Les composants essentiels de la Formation du Nador sont les calcaires bien lités, habituellement à lamination interne nette.

Dans la plupart des affleurements de la région du Grand Pic les calcaires sont gris, aphanitiques, à lamination fine. Une différence est constatée dans la région du Koudiat Larouah où la Formation du Nador peut être subdivisée en trois termes: terme inférieur — calcaires, terme moyen — calcaires et marnes et terme supérieur — calcaires. Dans cette région la coupe de la Formation y est la plus complète du point de vue extension stratigraphique, aussi bien que de nombre de variétés de roches.

Dans le massif du Kef Sidi Amar la Formation du Nador est édifée exclusivement de calcaires. Parmi eux on peut constater une forte augmentation du silex dans les 30—40 m inférieurs tandis que plus haut il n'existe plus pratiquement. L'épaisseur y est de 75 à 80 m.

Dans le massif de Rocba el Aatba, ainsi que de ceux de Sra Abdelkader et du Kef N'Hala la Formation du Nador est également structurée par de calcaires — gris, denses, finement lités et contenant du silex dispersé dont la quantité habituellement diminue fortement dans les parties supérieures de la Formation.

les calcaires de la partie supérieure de la Formation du Kef Sidi Amar et les calcaires sus-jacents de la Formation du Nador. Ce phénomène est documenté par Cal embert (1952, p. 35, fig. 3, 4). Pratiquement la limite inférieure est fixée à l'apparition des premiers calcaires finement lités, contenant du silex.

Dans le massif du Grand Pic (le Kef Sidi Amar) (fig. 4) s'effectue aussi une transition graduelle, mais rapide entre la Formation de Senan et la Formation du Nador, s'exprimant à l'aide de la forte augmentation de la substance calcaire. Pratiquement la limite est tracée à la première apparition des calcaires finement lités ayant un contenu abondant de silex.

Dans la région de Bou Rheddou (fig. 10) la Formation du Nador repose en transgression et avec une discordance angulaire sur les dolomies de la Formation de l'Oued Bou Loual.

Dans le massif du Djebel Bechtout (fig. 8) la Formation du Nador est aussi transgressive et discordante — elle repose directement sur les roches éruptives du Paléozoïque et débute par des calcaires conglomératiques, contenant de fragments angulaires de roches éruptives, de grès, etc., d'une épaisseur de 0,5 m. Plus haut dans la coupe les calcaires deviennent

L'élément commun dans la structure des calcaires de la Formation du Nador, dans les environs du Koudiat Larouah, du Kef Sidi Amar, de Rocba el Aatba, de Sra Abdelkader et du Kef N'Hala c'est que dans leurs parties inférieures ils sont granulés, souvent à Entroques, tandis que dans leurs parties supérieures s'imposent des calcaires phytogènes — à Algues.

La Formation du Nador, dans les massifs de Bou Rheddou et du Djebel Bechtout est représentée également par de calcaires gris. A Bou Rheddou est développée une dolomitisation épigénétique tardive, contrôlée par des cassures; les grains de la dolomite étant situés également sur les fillons des calcites.

A Djebel Bechtout (fig. 8) dans les parties les plus inférieures de la coupe les calcaires contiennent en abondance des fragments angulaires de roches éruptives, de grès, etc. Dans la plupart des cas les calcaires représentent une brèche sédimentaire d'une puissance de 0,5 m. Plus haut la coupe est constituée par de calcaires fortement gréseux, épais de 4,50 à 5,00 m où les apports terrigènes (quartz, fragments de grès et de roches éruptives) atteignent 30—40% de la roche. On rencontre aussi des oncolithes. Au-dessus les calcaires sont gris, faiblement argileux, microgranulaires, à oncolithes et à stromatolithes isolés. En certains secteurs dans les calcaires est développée une silicification de sorte que les calcaires sont transformés en quartzolithes.

A Djebel Bechtout la Formation est d'une épaisseur de 22 m.

Dans la région des Attafs (au Djebel Temoulga) à la Formation du Nador peuvent être rattachés à titre conditionnel, des calcaires marmorisés à marbres gris-argenté, blanchâtres, finement stratifiés, souvent plisés en plis spéciaux et contenant des fragments de roches fortement modifiées. La stratification plis autour de ces fragments exotiques. Dans ce cas les sédiments présentent l'aspect oëillé. Leur épaisseur est de 120 m.

Dans la région de Rouina (fig. 5) à cette Formation nous rapportons de calcaires de couleur grise à crème, contenant de rognons isolés de silex.

En conclusion on peut dire que malgré certaines variations lithologiques la Formation du Nador conserve partout son indice essentiel — la domination des calcaires.

Age. Dans les massifs de Chelif personne n'a pu trouvé de faune. Dans les environs du Koudiat Larouah Gourinard et Lucas (1957) ont trouvé dans les 150 m supérieures de la Formation du Nador des Ammonites mal conservées d'âge toarcien. Dans cette région nous avons trouvé trois niveaux fossilifères: à la base — 1) *Arietoceras* (*Arietoceras*) *schroederi* Fucini, *A. (A.) accuratum* Fucini, *A. (A.) cf. fucini* (del Campana), *Ugdullenia* spp. indet., *Protogrammoceras* subgen. & sp. indet.; plus haut — 2) *Dactylioceras* (*Dactylioceras*) *pseudocommune* Fucini, *Naxensiceras* (*Toarminia*) sp., *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) *polymorphum* Fucini, *Dactylioceras* (*Dactylioceras*) *simplex* Fucini, *Lioceratoides* (*Neolioceratoides*) ex gr. *koffmani* (Gemellaro), *Dactylioceras* (*Orthodactylites*) cf. *mirabile*; au sommet — 3) *Hildoceras sublevisoni* Fucini et *Phymatoceras* subgen. & sp. indet., *Sectylioceras* gen. & sp. ind. Les deux premiers niveaux fossilifères indiquent les parties terminales du Domérien tandis que le troisième — le Toarcien. Ainsi la Formation du Nador englobe du Domérien au Callovien. Nous élargissons à titre conditionnel jusqu'à l'Oxfordien à cause de l'âge la Formation d'Aïn el de Hamra, la recouvrant directement.

Dans les massifs environant le Grand Pic (à l'exception du Kef Sidi Amar, lui même), nous n'avons pas trouvé de faune dans les sédiments de la Formation. Dans le substratum de la Formation du Nador à Rocba el Aatba est prouvé le Domérien. La présence de l'Oxfordien est indiqué dans la couverture de la Formation. Voilà pourquoi pour la Formation du Nador nous acceptons une extension stratigraphique allant du Toarcien jusqu'au Callovien en considérant que sa limite supérieure coïncide arbitrairement avec celle du Callovien/Oxfordien.

Dans le massif du Kef Sidi Amar nous n'avons pas constaté de la faune. Fichet (1889), admettant que ces sédiments reposent normalement sur les calcaires rognonneux d'âge oxfordien les rapporte aussi à l'Oxfordien. Ce n'est que Calembert (1952) qui signale que dans l'assise No 6 a trouvé à part des Bélemnites indéterminable et *Garantia*

bifurcata var. *zieten*, d'après lui, indiquant le Bajocien supérieur. D'autre part, le substratum de la Formation du Nador est d'âge supposé bajocien, tandis que la couverture est oxfordienne. De cette manière la Formation englobe le Bajocien et le Callovien (fig. 4).

Dans la Formation du Nador dans le massif de Bou Rheddou nous n'avons rencontré que d'Ammonites indéterminables. De telles Ammonites ont été trouvées également par Arkell et Bussan (1955). F. Coumes (in Caratini, 1970) a constaté dans les parties basales de la Formation une microfaune mal conservée qui peut être interprétée "soit comme Domérien, soit comme Bathonien supérieur". Du fait que la Formation du Nador est liée avec un passage progressif avec la Formation sus-jacente de l'Aïn el Hamra dans la base de laquelle a été prouvé l'Oxfordien inférieur — zone à *Cordatium* — et ayant en vue l'indication de Coumes qu'il s'agit probablement d'un âge bathonien, pour la Formation du Nador dans le massif de Bou Rheddou nous admettons l'âge du Bathonien jusqu'aux plus basses parties de l'Oxfordien (fig. 10).

Au Djebel Bechtout dans les sédiments que nous rapportons à la Formation du Nador, ce fut Ranoix (1952) qui a constaté *Ochetoceras canaliculatum* var. *hispidum* qui indique selon lui la zone à *Transversarium*. Nos trouvailles ici proviennent du sommet de cette unité. A trois mètres au-dessous de la limite supérieure de la Formation, nous avons constaté les Ammonites oxfordiennes — *Tarameliceras bukowski* (Siemiradzki) et *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orbigny), dont *T. bukowski* caractérise l'Oxfordien inférieur. Par analogie avec le massif de Bou Rheddou nous admettons dans ce cas également une extension stratigraphique allant du Bathonien aux parties basales de l'Oxfordien. Pour ces sédiments Elmi (1977) indique un âge de "Lias moyen".

Ainsi la limite inférieure de la Formation du Nador est sécante — dans la région du Koudiat Larouah elle coïncide avec la limite Carixien/Domérien; dans les massifs de la région du Grand Pic — à l'exception de Kef Sidi Amar — elle coïncide avec la limite Domérien/Toarcien; à Kef Sidi Amar elle se trouve dans le Bajocien (inférieur, probablement), tandis qu'au Bou Rheddou et au Djebel Bechtout elle passe à l'intérieur du Bathonien.

Dans la plupart des cas nous considérons arbitrairement que la limite supérieure coïncide avec celle entre le Callovien et l'Oxfordien et seulement dans les massifs de Bou Rheddou et de Djebel Bechtout elle passe à l'intérieur de l'Oxfordien inférieur.

Dans le Djebel Nador d'après Caratini (1970) elle est d'âge allant d'Aalénien au Callovien moyen inclus et d'après Elmi et Alméras (1984) — Bajocien et Bathonien.

Callovien et Jurassique supérieur

A cause de la différenciation des deux grandes régions paléogéographiques — le Domaine tlemcenien et le Domaine tellien lors du Callovien et du Jurassique supérieur les sédiments en ces zones possèdent différents caractères lithologiques et seront examinés à part en des rangées lithostratigraphiques différentes.

Dans le Domain tlemcenien nous subdivisons les Formations des argiles de Saïda, des grès de Bou Medine (lesquelles forment le Groupe détritique des Hauts Plateaux) et des dolomies de Tlemcen; elles affleurent dans les parties septentrionales des Monts de Tiaret. Dans le Domain tellien nous décrivons les Formations des calcaires rognonneux d'Aïn el Hamra, des calcaires de Slaïm, des marnes d'Aïn Gnega, carbonatées de Bou Rheddou et partiellement la Formation carbonatée de l'Oued Fodda.

Groupe détritique des Hauts Plateaux

Le Groupe détritique des Hauts Plateaux est introduit par Augier (1967) et est constitué dans la région prospectée par la Formation des argiles de Saïda (avec le Membre d'El Gada) et la Formation de Bou Medine (=Formation de Franchetti).

Les sédiments du Groupe des Hauts Plateaux sont formés dans des conditions pro-deltaïques. Le chenal distributeur a été marqué par la répartition du Banc gréseux (dans les parties inférieures de la Formation des argiles de Saïda) et de la Formation de Bou Me-

dine. C'est également dans la région du chenal distributeur qu'a "trangressé" le Membre d'El Gada de la Formation de Saïda. Nous partageons l'opinion exprimé par Delfaut (1973) que cette Formation appartient "aux faciès pro-deltaïques de plate-forme" et représente "une formation périphérique du Continental intercalaire". Cette pro-delta lors du Callovien et le Jurassique supérieur structure presque entièrement le Domaine tlemcenien de Elmi (1971, 1977, etc.). Les sédiments de la pro-delta passent latéralement aux sédiments de plate-forme aux environs de Chellala-Reibel (décrits par Caratini, 1970). Ces sédiments carbonatés structurent le Domaine préatlasique de Alméras et Elmi (1984, fig. 1). En ce qui concerne les sédiments du "Crétacé inférieur de l'autochtone de l'Ouarsenis" nous pensons qu'il s'agit non pas de "séquence pro-deltaïque typiques" (Delfaut, loc. cit., p. 1126), mais de séquences de flysch, formés dans les conditions d'une fan-delta d'eaux profondes, s'articulant avec les sédiments pélagiques dans la région de Chouala. Ils contrastent nettement avec les sédiments néritiques du Domaine tlemcenien des Hauts Plateaux.

Formation des argiles de Saïda

Cette Formation a été définie par M. Atger et Verdier dans la région de Cachrou, au Sud-Est de Mascara (cf. Auclair, Biehler, 1967) comme englobant le Callovien et l'Oxfordien inférieur. Plus tard Elmi et Benest (1978) ont prouvé que le terme "Marnes de Slib" de J. Pouyanne utilisé par lui en 1877 a la priorité mais en raison du large emploi ils retiennent l'appellation "Argiles de Saïda".

La Formation de Saïda connaît une large répartition en Algérie depuis les confins algéro-marocains à l'Ouest, jusqu'à la ville de Tiaret à l'Est et a été l'objet de plusieurs études en différents endroits depuis J. Pouyanne en 1877 (voir Elmi, Benest, 1978) jusqu'aux nos jours. Une étude systématique et très approfondie sur ces sédiments a été reprise par les groupe de l'Université d'Oran (Delfaut, 1973; Mangold et al., 1974; Elmi, Benest, 1978, etc.) après la période de nos travaux sur le terrain et qui englobe également la région de nos travaux. Etant donné qu'ils ont travaillé sur une large territoire, ils ont pu obtenir de données supplémentaires leur permettant de faire des conclusions larges, mais qui n'ont pas changé les nôtres.

La Formation de Saïda est représentée surtout par des argiles gréseuses à intercalations de grès et de calcaires (fig. 7). Deux niveaux de ces intercalations sont bien exprimés et peuvent être suivis à une distance latérale importante. Le niveau inférieur est individualisé en tant que Bancs gréseux, formé par une alternance de grès et d'argiles avec la prédominance des grès. Peut-être il est l'analogue de "grès de Bou Beker" de L. Lohest (voir Elmi, Benest, 1978). A l'Est se produit un biseautage complet de ce niveau. Dans les parties supérieures des argiles on constate le deuxième niveau, constitué de dolomies, de calcaires dolomitisés et de calcaires, intercalés parfois par de couches d'argiles d'apaisseur différente. C'est le Membre d'El Gada (Ganev et al., 1972). Une subdivision tripartite — Membre inférieur (argiles), Membre moyen (calcaires et dolomies) et Membre supérieur (argiles) est adoptée par Tchoumatchenco (1984, 1986).

Au Sud-Est, dans la région du Djebel Nador et ailleurs, on a défini la Formation des argiles de Faïdja (Augier, 1967; Caratini, 1970) qui, selon toute probabilité, est équivalente à la Formation de Saïda. Il s'agit d'une synonymie dans la nomenclature lithostratigraphique. C'est l'opinion également de Elmi, Benest (1978), Elmi, Alméras (1984, fig. 1), etc. Par nos données la Formation des argiles de Saïda est d'âge allant du Callovien au Tithonique inférieur.

Répartition. La Formation des argiles de Saïda dans notre région n'est développé que dans la moitié Sud de la feuille Mechra Sfa (ex Prévost-Paradol).

Limites. La limite inférieure de la Formation n'a pas été atteinte dans la région prospectée. La Formation est recouverte soit par la Formation des grès de Bou Medine, soit

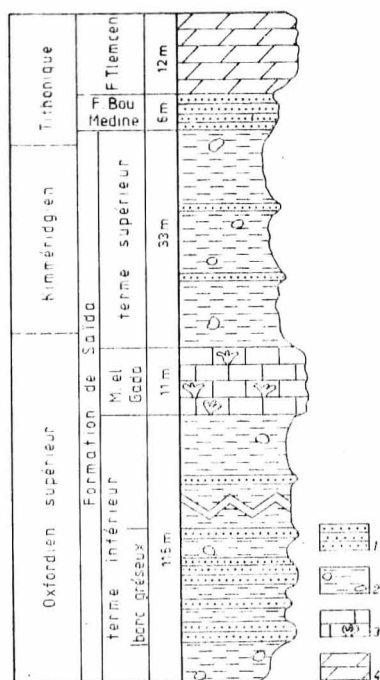


Fig. 7. Coupe du Jurassique au flanc sud du Djebel Mtaïrou (dans la vallée de l'Oued Mina, au Sud de la vallée de Tiaret)

1 — grès; 2 — argiles verdâtres à concrétions sidéritiques; 3 — calcaires et dolomies à Madréporaires; 4 — dolomies

arisphinctes) *uptamoides*. Dans la région de la station balnéaire Eaux Chaudes près Saïda nous avons trouvé à la base de la Formation le Brachiopode *Tegulithyris bentley* (Morrison Davidson) qui confirme l'âge callovien donné encore par Welsch (1890) pour les parties basales de la Formation dans la région, plus tard prouvé également par Elmi et Benest (1978).

Les parties supérieures de la Formation de Saïda dans la région de la vallée de l'Oued Mina sont azoïques.

Dans la région au Nord-Ouest de Guertoufa affleurent des marnes et des argiles verdâtres, dans les parties supérieures desquelles nous avons trouvé des Ammonites indiquant le Tithonique inférieur: *Parapallasiceras* (*Danubisphinctes*) cf. *palatinum* Zeiss. Nous estimons que Welsch (1890) a eu complètement raison en comparant ces sédiments à ceux de la vallée de l'Oued Mina. Les marnes et les argiles de la région de Guertoufa servent de maillon transitoire entre les parties supérieures de la Formation de Saïda et les unités lithostratigraphiques de la région de l'Atlas tellien, dans le cas avec la Formation des marnes d'Aïn Gnega.

Voilà pourquoi nous considérons que les parties supérieures de la Formation des argiles de Saïda sont d'âge Tithonique inférieur.

En conclusion, la Formation de Saïda est d'une extension stratigraphique allant du Callovien au Tithonique inférieur.

Ces données ne correspondent pas aux conceptions de certains des géologues qui ont

par la Formation des dolomies de Tlemcen; dans les deux cas le contact est brusque, mais sans hiatus.

Composition lithologique. La Formation de Saïda se compose d'argiles à intercalations de grès. Les argiles sont de couleur verdâtre à verte, ça et là colorées en violet. Souvent dans les argiles il y a des concrétions sidéritiques, transformées en limonite, très abondantes en certains endroits.

Les grès sont de couleur gris-clair à reflets jaunâtres ou verdâtres, souvent colorés par des hydroxydes de fer, de granulation fine à moyenne. Leurs surfaces supérieures comportent souvent des ripples-marks ou des convolutions, tandis que leurs surfaces inférieures sont très riches en mécanoglyphes; ces grès sont de provenance turbiditique.

Le niveau des bancs gréseux, à l'épaisseur jusqu'à 10—12 m, est représenté par une alternance de grès et d'argiles, analogiques à ceux que nous venons de décrire, où les grès prédominent. L'épaisseur affleurant des parties situées au-dessous du Membre d'El Gada est de 30 à 130 m et de ceux, le recouvrant — est d'environ 33—40 m.

Age. Welsch (1890) attribut les sédiments que nous rapportons actuellement à la Formation de Saïda (marqués par lui avec l'index "A") au Callovien-Oxfordien.

Nous n'avons trouvé de fossiles dans la région que dans les bancs gréseux: *Ochetoceras* cf. *semifalcatum* (Oppel), *Perisphinctes* (*Pseudoarisphinctes*) *uptamoides* Enay et *Sowerbiceria* cf. *tortisulcatum* (d'Orbigny) (en X=360,0 et Y=225,15). Cette faune indique l'Oxfordien supérieur — condensation des zones à *Bimammatum* (établie à l'aide de *Ochetoceras* cf. *semifalcatum*) et à *Bifurcatus* (établie à l'aide de *Perisphinctes* (*Pseudo-*

travaillé sur la Formation de Saïda — Augier (1967), Kolev et al. (1970); Ganev et al. (1972), Elmi, Benest (1978), Elmi, Alméras (1984) qui admettent un âge allant jusqu'à l'Oxfordien moyen seulement au Djebel Nador (d'après des données de Sapunov, 1973), et jusqu'à l'Oxfordien inférieur — dans les autres régions. En même temps elles sont en concordance avec les données obtenues par Caratini (1970) qui rapporte des sédiments correspondant (d'après nous) à la Formation sus-jacente de Tlemcen au Tithonique et non pas au Kimméridgien comme le faisaient ses prédécesseurs. Il s'avère que la limite supérieure de la Formation est nettement hétérochrone et devient de plus en plus jeune en allant de l'Ouest — des confins algéro-marocains vers l'Est (Tiaret).

Membre d'El Gada

Ce Membre est introduit dans la littérature algérienne par Ganev et al., 1972 dans la carte géologique au 50 000^e "Frenda" en tant que "Membre des dolomies d'El Gada", représentant une lentille de deux couches carbonatées, séparées par une couche de "grès et d'argiles" parmi la Formation des argiles de Saïda. La coupe-type (ici désignée) est la coupe du Djebel Mtaïrou au Sud de la ville de Tiaret (fig. 7).

C'est le repère carbonaté d'Augier (1967). Probablement il représente une langue de la Formation du Nador venant du Domaine tellien et s'intercallant parmi les sédiments de la Formation de Saïda en la coupant en deux parties. En tant que Membre moyen de la Formation de Saïda il est marqué par Tchoumatchenco (1984, 1986). Probablement il est l'homologue de la "méga-séquence VIII" de Elmi et Benest (1974).

La limite inférieure du Membre d'El Gada est brusque et bien définie du point de vue morphologie. La limite est fixée à la base des carbonates compactes (dolomies ou calcaires), structurant une corniche marquante.

Composition lithologique. Cette unité est constituée de calcaires, souvent dolomités, au sein desquels s'intercalent deux-trois couches de dolomies.

Les calcaires sont de couleur gris-bleuâtre, nettement stratifiés, allant jusqu'à massifs. On y rencontre une multitude de Madréporaires coloniaux ainsi que de Lamellibranches, de Brachiopodes et de radiales d'Echinides.

Les dolomies sont de couleur gris-bleuâtre à blanchâtre, homogènes, à grain fin à moyen.

Les sédiments du Membre subissent des variations considérables au sens horizontal. Tandis que dans la région de l'Oued Tafraoua et dans la région de confluent de cette rivière avec l'Oued Mina ces sédiments sont des calcaires et des dolomies à grain fin à nombreuses Madréporaires, dans la région de la cascade de l'Oued Mina le Membre d'El Gada est structuré par deux barres calcaires, séparées par des argiles verdâtres. Les calcaires sont gris-brunâtre, à grain grossier, oolithiques, contenant une quantité considérable de biodétritus et de gros Brachiopodes, de fragments d'Echinides et de rares Madréporaires isolés. Ce changement dans les calcaires reflète la différence du dynamisme du milieu marin. Dans les environs de la cascade de l'Oued Mina les calcaires sont "délavés", constitués par des éléments arrondis, formés dans un milieu fortement mobile; à l'Ouest les calcaires sont micro-granulés, bioconstruits, à une quantité considérable de Madréporaires coloniaux, formés dans un milieu marin moins mobile à fond peuplé de tufs de Madréporaires. Cette différence dans la composition des calcaires du Membre d'El Gada est reflétée de manière adéquate dans la composition de la faune des deux régions.

L'épaisseur est de 10 à 26 m.

Age. Dans les sédiments du Membre d'El Gada Welsh (1890) a trouvé une riche faune non caractéristique. Augier (1967) sans parler de faune, attribue ces sédiments ("repère carbonaté") à l'Oxfordien supérieur. Le même âge est admis aussi par Ganev et al. (1972).

Dans les dépôts de ce Membre nous avons trouvé une faune riche en individus, surtout en Brachiopodes. A l'Ouest de la cascade de l'Oued Mina dans les calcaires à grain fin et dans les calcaires dolomités furent trouvés (Tchoumatchenco, 1986) *Sep-taliphoria arduenensis* (Oppel), "*Rhynchonella*" *ordinaria* Childs, *Lacunosella bla-*

nowicensis Wissniewska, *Trigonellina trimedia* Rollier, *Chlamys* cf. *subarticulata* (d'Orbigny) en association avec de Madréporaires coloniaux et des radioles d'Echinides. Les Madréporaires coloniales prédominent dans cette faune, la quantité des autres organismes étant presque égale.

Aux environs de la cascade de l'Oued Mina, dans les calcaires oolitiques furent collectionnés une grande quantité de gros individus de Brachiopodes: *Somalirhynchia moravica* (Uhlig) et *Sellithyris subsella* (Leymerie), *Aequiptecten laure* Ettalon, *Modiola tulipae* Lamarck, *Lima renevieri* Ettalon. On trouve également des fragments d'Echinides réguliers ensembles avec de rares radioles.

La faune constatée dans les sédiments du Membre d'El Gada est de répartition Oxfordien supérieur.

Formation des grès de Bou Medine

La Formation des grès de Bou Medine a été définie pour la première fois par J. Pouyane (voir Elmi, Benest, 1978). Elle est bien connue dans la littérature géologique algérienne en tant que grès de Franchetti, introduit par Atger et Verdier (in Auclair et Biehler, 1967) dans la région de Franchetti, au Nord de Saïda. Mais le dernier nom est un synonyme plus jeune de la Formation de Bou Medine. En tant que Formation de grès de Franchetti elle est citée également par Ganév et al. (1972), par Tchoumatchenco (1984, 1986) et dans les rapports inédits de Kolev et al. (1970) et Zidarov et al. (1972). Ce n'est que Elmy et Benest (1978) qui rendent le nom originaire aux sédiments de cette Formation.

Répartition. A cause du caractère des roches qui composent cette Formation (grès friables) elle est mal exposée, souvent recouverte par du sol ou des éboulis.

La Formation des grès de Bou Medine affleure dans la vallée de l'Oued Louou, au flanc sud du Djebel Mtaïrou (fig. 7) et se biseaute dans la région de la cascade de l'Oued Mina. C'est pour cela que Welsh (1890) ne signale pas l'existence de pareils sédiments en décrivant la coupe de la cascade de l'Oued Mina.

Limites. La limite inférieure se situe à la première apparition de grès massifs et tendres. La Formation est recouverte par la Formation des dolomies de Tlemcen.

Composition lithologique. La Formation de Bou Medine est constituée par de grès de couleur blanchâtre allant jusqu'à jaunâtre, souvent coloré plus tard par des hydroxydes de fer en brun. Les grès sont à grain fin à moyen, habituellement à cimentation faible.

La Formation atteint à peine 6 m (dans la vallée de l'Oued Louou).

Age. Selon Auclair et Biehler (1967), dans la région de Saïda cette Formation est d'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur, déterminé à la base de *Pseudocyclamine jaccardi*. Ganév et al. (1972) admettent que dans la région de Frenda la limite supérieure de la Formation coïncide avec la limite Oxfordien/Kimméridgien.

Dans les sédiments de cette Formation nous n'avons pas trouvé de faune mais en se basant à des données indirectes (position dans la coupe) nous la considérons comme appartenante au Tithonique inférieur.

Formation des dolomies de Tlemcen

C'est une Formation bien développée, typique pour la région des Hauts Plateaux (du Domaine tlemcenien de point de vue paléogéographique). Welsh (1890) a marqué avec l'indice "B" les sédiments que nous rapportons à cette Formation. C'est F. Doumerge qui a donné le nom de la Formation en 1910 (voir Auclair et Biehler, 1967). Elle correspond partiellement au Groupe carbonaté supérieur de Caratini (1970).

Répartition. Les dolomies de la Formation de Tlemcen affleurent dans la région dans la vallée de l'Oued Mina et de l'Oued Louou (fig. 7).

Limites. La limite inférieure est bien nette mais il n'existe pas une interruption dans la sédimentation. Elle passe le long de la première couche de dolomies qui sépare la Formation

de Tlemcen des unités lithostratigraphiques sous-jacentes: la Formation de Saïda et la Formation de Bou Medine. La Formation de Tlemcen est recouverte transgressivement par des dépôts crétacés inférieurs.

Composition lithologique. Dans la région étudiée la Formation de Tlemcen est constituée exclusivement par des dolomies. Elles sont de couleur gris-clair, gris-bleuâtre, souvent tachetées, à grain fin à grossier, assez homogènes. On y rencontre rarement du biodétritus dispersé. Les dolomies ont souvent des cavernes remplies de calcite secondaire ou de minéraux poussiéreux (probablement de l'ocre). Elles forment des couches de 0,30—0,50 m, souvent massives. La Formation est très homogène, les dolomies étant la seule composante. Les variations latérales et verticales sont dans le cadre de la grosseur des grains dolomitiques et du litage.

Beaucoup plus grandes sont les variations de l'épaisseur (de 10 à 70 m), dues à la position transgressive des sédiments de la couverture.

Age. Lors de nos prospections dans les parties les plus basses de la Formation nous avons trouvé la faune suivante: *Torquirhynchia* aff. *speciosa* (M ü n s t e r), *Sellithyris subsella* (L e y m e r i e), *Lima* sp. ind. ($X=368,22$ et $Y=224,44$), ainsi que des fragments indéterminables d'Echinides. Les fossiles les plus caractéristiques de cette collection sont les *Torquirhynchia speciosa*, se rencontrant dans les parties supérieures du Kimméridgien et dans le Tithonique inférieur.

Dans le massif de Bou Rheddou nous avons trouvé *Torquirhynchia speciosa* dans les sédiments du Membre moyen de la Formation de Bou Rheddou dont l'âge, c'est la partie inférieure du Tithonique inférieur.

Dans la région de Guertoufa, dans les couches de transitions entre la Formation d'Aïn Gnega (que nous corrélons avec la Formation de Saïda) et la Formation de Bou Rharda, laquelle s'articule à l'aide de ses parties dolomitisées avec la Formation de Tlemcen, nous avons constaté l'existence d'une faune dont la composition est analogue de celle de la base de la Formation de Tlemcen — des Brachiopodes, des Echinides, etc. et en plus des Ammonites d'âge nettement Tithonique inférieur.

Nous estimons que dans la région prospectée la Formation des dolomies de Tlemcen débute du Tithonique inférieur, probablement dans sa partie supérieure.

Cette thèse contredit celle des autres qui admettent l'âge kimméridgien de la Formation de Tlemcen (Augier, 1967; Auclair et Biehler, 1967; Ganév et al., 1972). Ce n'est que Caratini (1970) qui rapporte des sédiments analogiques au Tithonique inférieur.

Il est impossible de fixer l'extension complète verticale de la Formation de Tlemcen car elle est recouverte en transgression par les dolomies de la Formation de Remahilia qui est d'âge Berriasien-Hauterivien.

Formation des calcaires rognonneux d'Aïn el Hamra (nouvelle Formation)

Dans le Jurassique de la région Méditerranéenne un développement très large connaît le faciès "Rosso ammonitico supérieure", représenté principalement par des calcaires et des marnes lie-de-vin, rognonneux à Ammonites.

Des sédiments analogiques affleurent aussi dans la région prospectée. Ici nous avons un cas très rare, où on peut suivre le passage progressif latérale entre des sédiments du type "Rosso ammonitico" vers les sédiments argileux, déposés en mer peu profonde.

Nous désignons ces sédiments comme Formation des calcaires rognonneux d'Aïn el Hamra. Pour éponyme géographique nous avons choisi la source bien connue dans la littérature géologique algérienne d'Aïn el Hamra, située dans le massif du Djebel Bechtout, aux environs de laquelle est située la coupe-type de la Formation. (fig. 8).

Répartition. La Formation d'Aïn el Hamra affleure dans les massifs du Djebel Bechtout (fig. 8), de Bou Rheddou (fig. 10), dans les massifs de la région du Grand Pic de l'Ouarsenis (fig. 4, 9, 3), au Koudiat Larouah (fig. 6), au Djebel Temoulga et aux environs de la mine de fer de Rouina (fig. 5); sous la forme d'olistolithes elle affleure également aux environs de Rahouia.

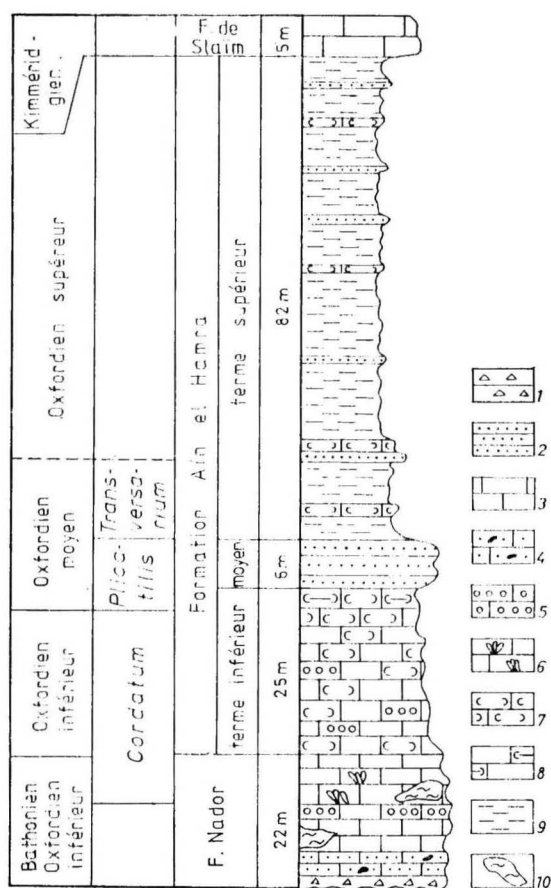


Fig. 8. Coupe du Jurassique aux environs de l'Aïn el Hamra (Djebel Bechtout)

1 — brèches sédimentaires; 2 — grès; 3 — calcaires micritiques; 4 — calcaires gréseux à rares galets conglomératiques; 5 — calcaires à "pellets"; 6 — calcaires à stromatolithes; 7 — calcaires rognonneux et à intraclastes; 8 — calcaires argileux rognonneux; 9 — argiles et argiles calcaires violettes ou verdâtres; 10 — calcaires transformés en quartzolites secondaires

Gourinard (1952), ainsi que les assises No 6 de la coupe de Rouina — Attafs, assise "B" de la coupe de Koudiat Larouah et l'assise No 6 de la coupe du Grand Pic séparées par Mattauer (1958).

La Formation d'Aïn el Hamra coïncide avec le Membre médian de la Formation de Bou Gheddou (Augier, 1967).

Le holostratotype de la Formation est situé au Djebel Bechtout, aux environs de la source Aïn el Hamra (en $X=358,30$ et $Y=251,75$ et $X_1=357,65$ et $Y_1=251,60$) (fig. 8).

Limites. La limite inférieure de la Formation est tracée à la première apparition des calcaires lie-de-vin rognonneux et plus tendres au-dessus des calcaires clairs, compacts de la Formation du Nador. Les sédiments de la Formation d'Aïn el Hamra sont liés avec eux par un passage graduel, qui s'effectue en peu de distance.

Subdivision lithostratigraphique. Dans les massifs du Djebel Bechtout (fig. 8) et de Bou Rheddou (fig. 10), dans la zone de transition vers les faciès mesetiens du Domain tlemcenien, dans les calcaires et marnes de la Formation s'introduisent des grès. Cela permet dans ces massifs de subdiviser cette Formation en trois termes: inférieur — calcaires rognonneux lie-de-vin; moyen — grès et supérieur — marnes et calcaires rognonneux à intercalations de grès avec la prédominance des marnes (passant parfois en argiles). Dans les parties septentrionales de la région prospectée une telle subdivision lithostratigraphique de la Formation est impossible à cause de l'absence des grès du terme moyen.

Le terme inférieur a été séparé en Djebel Bechtout comme assises "A_{4,5,6}" par Welsh (1890); comme "premiers calcaires lie-de-vin fossilifères" par Repelin (1895). En Bou Rheddou c'est l'assise No 7 de la coupe du Jurassique, décrite par Arkell et Busson (1959).

Le terme moyen a été séparé comme "Dolomie (?) B₁" (Welsh, 1890) au Djebel Bechtout et comme assise No 6 (Arkell et Busson, 1955) au Bou Rheddou.

Le terme supérieur englobe au Djebel Bechtout les assises "B₂—B₇" (Welsh, 1890) et au Bou Rheddou — l'assise No 5 (Arkell, Busson, 1955).

Dans les parties septentrionales de la région prospectée à la Formation indivisible nous rapportons les sédiments indiqué par Ficheur (1889, 1891) comme "Assise inférieure", "C" et "D" de l'assise supérieure" (p. p.); les assises décrites par Calembert (1952) dans la rubrique "Malme"; l'assise No 5 de la coupe du Koudiat Larouah étudié par

La limite inférieure du terme moyen est marquée par la première apparition de grès dans la coupe de la Formation, tandis que la limite supérieure est tracée à la disparition des grès massifs et la réapparition des marnes lie-de-vin.

La Formation est recouverte par la Formation des calcaires de Slaïm.

Composition lithologique. La Formation d'Aïn el Hamra est structurée par les types lithologiques suivants: a) calcaires rognonneux; b) marnes, argilites calcaires à argiles; c) grès.

Les plus caractéristiques pour la Formation s'avèrent les calcaires rognonneux qui sans être le type lithologique prédominant donnent l'aspect spécifique de cette unité. Les calcaires sont habituellement colorés en couleurs vives gris-verdâtre et rouge-violet et cela leur donne un aspect tacheté. La structure rognonneuse est très bien exprimée. Le calcaire dans les rognons est aphanitique à microgranulaire, très hétérogène. Parfois pour noyau des rognons servent des Ammonites. Entre les rognons on observe une gangue argileuse, pareille à celle des surfaces de stylolites.

Les calcaires à structure rognonneuse mal exprimée sont aussi représentés. En général ils sont verdâtres à violets, aphanitiques à grain fin.

Le composant principal de la Formation sont les marnes, passant en argilites calcaires et par endroits en argiles. Elles sont bariolées avec la prédominance de lie-de-vin avec des taches gris-verdâtres. Les marnes structurent des couches mal exprimées; à l'altération se dilatent en baguettes fines.

Le type lithologique le plus local ce sont les grès. Ils sont faiblement calcaréo-argileux à purs, gris-clair à jaunâtres, à grain moyen, en général tendres. On y voit souvent une stratification oblique.

Répartition des types lithologiques. Dans le massif du Djebel Bechtout ainsi que dans celui de Bou Rheddou la Formation est subdivisée en trois termes:

— Le terme inférieur est constitué en général par de calcaires rognonneux à entrelits de marnes à argiles calcaires. Son épaisseur est de 25 m au Djebel Bechtout et de 13 m au Bou Rheddou.

— Le terme moyen est structuré par de grès massifs. Son épaisseur est de 6 m au Djebel Bechtout et de 14 m au Bou Rheddou.

— Le terme supérieur est constitué par des argiles à argilites, colorées en couleurs vives rouges-violâtre à lie-de-vin, par endroits vertes. Elles contiennent des passées de calcaires rognonneux caractéristiques pour la Formation. Dans la région de passage vers les faciès du Domaine tlemcenien représentés par la Formation de Saïda on y constate des variations importantes tant dans la composition lithologique (augmentation des argiles et des argilites, ainsi que l'apparition des passés gréseux) que dans l'épaisseur — elle atteint 12 m au Bou Rheddou, même 82 m au Djebel Bechtout (fig. 8).

Dans le massif du Kef Sidi Amar dans la coupe de la Formation d'Aïn el Hamra peuvent être séparées trois parties: a) partie inférieure — avec la prédominance de calcaires lie-de-vin rognonneux; b) partie moyenne — marneuse à rares intercalations de calcaires rognonneux; c) partie supérieure — constituée par de calcaires gris microgranulaires à rognons mal déterminés.

Une subdivision pareille en trois parties plus ou moins nettes peut être faite au Kef N'Hala (fig. 9) et au Koudiat Aïn el Hadjela.

Au Sra Abdelkader on trouve une partie inférieure plus calcaires, constituée par de calcaires rognonneux, superposée d'une partie marneuse, contactant tectoniquement avec les roches crétacées.

Aux environs du Koudiat Larouah (fig. 6) la Formation de l'Aïn el Hamra devient moins épaisse, avec une partie inférieure plus calcaire et une partie supérieure avec la prédominance des marnes.

Dans le massif de Djebel Temoulga, aux environs des Attafs vers la Formation d'Aïn el Hamra nous rapportons d'une manière tout à fait arbitraire de calcaires à couches minces, gris-beige, dans la partie supérieure — lie-de-vin, à argilites grises, nacrées sur les surfaces des couches. Dans la région de Rouina (fig. 5) la Formation est représentée par une

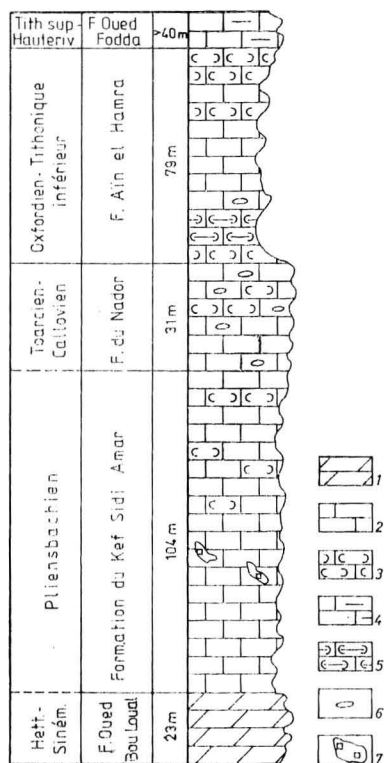


Fig. 9. Coupe du Jurassique au Kef N' Hala

1 — dolomies; 2 — calcaires micritiques; 3 — calcaires rognonneux; 4 — calcaires argileux; 5 — marnes lie-de-vin rognonneuses; 6 — rognons de silex; 7 — minéralisation plombo-zincifère, de barytine, etc.

ser, *P. bodeni* Prieser, *Proterisphinctes* aff. *bernensis* (de Lorient). A 4,80 m de la base est indiquée la zone à *Plicatilis* (Oxfordien moyen) par *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) *tenuis* Enay. A 10,50 m de la base est établie la zone à *Transversarium* de l'Oxfordien moyen par *Holcophylloceras manfredi* (Oppel), *Ochetoceras* cf. *canaliculatum* (v. Buch), *Trimarginites trimarginatus* (Oppel), *Gregoriceras fouquei* (Kilian), *G. toucasi* (d'Orbigny), *Glochiceras* (*Glochiceras*) *nimbatus* (Oppel), *Lissaceratoides* aff. *erato* (d'Orbigny).

Nos données montrent qu'au Bou Rheddou le terme inférieur englobe l'intervalle stratigraphique de la zone à *Cordatum* (Oxfordien inférieur), à la zone à *Bifurcatus* (Oxfordien supérieur), tandis que Arkell et Busson (1955) n'ont prouvé que la zone à *Transversarium*.

En comparant l'extension stratigraphique du terme inférieur de Bechtout et de Bou Rheddou on voit qu'il existe une différence dans la position de la limite supérieure: au Bou Rheddou elle se situe dans la partie inférieure de l'Oxfordien supérieur — la zone à *Bifurcatus*, tandis qu'au Djebel Bechtout elle n'atteint que jusqu'à la zone à *Plicatilis* (la zone inférieure de l'Oxfordien moyen).

alternance de calcaires gris à roses et des calcaires argileux li-de-vin, siliceux en degré différent.

L'épaisseur de la Formation d'Ain el Hamra atteint 40 m au Bou Rheddou, 100—110 m au Djebel Bechtout, 140 m au Koudiat el Hadjela, 80 m au Kef N' Hala, 65 m au Kef Sidi Amar et 31 m au Koudiat Larouah. Par de causes tectoniques l'épaisseur est réduite à Rocba et Aatba à 7 m et au Sra Abdelkader — à 10 m.

Age. Welsch (1890) indique au Djebel Bechtout dans l'assise "A₄" (=le terme inférieur de notre subdivision) la zone à *Transversarium*, en "A₅" (=le terme moyen) — la zone à *Bimammatum* et dans l'assise "A₆" (=le terme supérieur) — la zone à *Tenuilobatus*, en les accompagnant d'une longue liste de faune. La corrélation exacte entre ces zones et les zones actuelles n'est pas toujours possible à cause des différences dans les opinions de leurs contenu et de leur extension stratigraphique.

Repelin (1895) et Ranoux (1952) indiquent dans les sédiments du terme inférieur au Djebel Bechtout la zone à *Transversarium*. Le même est prouvé pour le massif de Bou Rheddou par Arkell et Busson (1955). Elmi (1977) indique un âge oxfordien moyen.

Lors de nos recherches au Djebel Bechtout (fig. 8) dans les sédiments du terme inférieur, entre le 17^e et le 22^e mètre de la base est prouvé la zone à *Cordatum* de l'Oxfordien inférieur par *Euspidoceras* cf. *nikitini* (Borisjak), *Peltoceratoides* cf. *oculatum* (Phillips), *Trimarginites arolicus* (Oppel) et *Lissaceratoides rollei* (Lorient). Au 24^e m de la base est indiquée la sous-zone à *Antecedens* de la zone à *Plicatilis* de l'Oxfordien par *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) *plicatilis* (Sowerby), *P. (A.) kingstonensis*.

Dans la région de Bou Rheddou (fig. 10), au 2 mètre de la base du terme inférieur est prouvée la zone à *Cordatum* par *Peltoceratoides gerberi* Prieser.

Dans les grès du terme moyen personne n'a trouvé de fossiles. Au Bou Rheddou Arkell et Bussan (1955) les incluent entre les zones à *Transversarium* et à *Bimammatum*.

Au Djebel Bechtout Welsch (1890) les situe au-dessus de la zone à *Tenuilobatum*.

Selon nos données au Bou Rheddou (fig. 10), à travers les grès du terme moyen passe la limite entre les zones à *Bifurcatus* et à *Bimammatum* de l'Oxfordien supérieur, tandis qu'au Djebel Bechtout à travers ce Membre passe la limite entre les zones à *Plicatilis* et à *Transversarium* de l'Oxfordien moyen. Immédiatement au-dessus du terme moyen est indiquée la zone à *Transversarium*. De cette manière est prouvée un rajeunissement de ce terme de l'Ouest à l'Est de l'Oxfordien moyen au Djebel Bechtout jusqu'à l'Oxfordien supérieur au Bou Rheddou.

Dans les sédiments que nous rapportons au terme supérieur au Djebel Bechtout Rappelin (1895), à environs 40 m au-dessus des grès a trouvé *A. virgulatus*, situé, d'après cet auteur, au-dessus de la zone à *Transversarium*. Au cours de nos recherches, à la base du terme supérieur a été indiquée la zone à *Transversarium* par *Ochetoceras canaliculatum* (v. Buch). Dans les parties inférieures de la Formation sus-jacente (la Formation) de Slaïm est indiquée la zone la plus basse du Kimméridgien — la zone à *Plicatilis* à l'aide de *Lythacoceras (Progeronia) sp.*

Ces trouvailles déterminent l'extension stratigraphique du terme supérieur au Djebel Bechtout comme allant de la zone à *Transversarium* de l'Oxfordien moyen jusqu'au sommet de l'Oxfordien supérieur (y compris).

Dans le massif de Bou Rheddou Arkell et Bussan (1955) ont trouvé une riche faune dans l'assise No 5 (=terme supérieur), laquelle indique, d'après ces auteurs, la zone à *Bimammatum*. Au cours de nos recherches nous avons établi à 3,20 m de la base du terme la zone à *Bimammatum* à l'aide de l'espèce-indice de la zone — *Epipeltoceras bimammatum*. A 6,50 m de la base a été indiquée la zone à *Divisum* du Kimméridgien par *Nebroditas (Nebroditas) rhodenensis* Ziegler, N. (N.) cf. *agregentinus* (Gemmelaro), *Taramelliceras trachinotum* (Oppel), *Sowerbyceras silenus* (Fontannes).

Ainsi, de cette manière, nous avons prouvé que l'extension stratigraphique du terme supérieur est différente au Bou Rheddou (Oxfordien supérieur) et la partie inférieure du Kimméridgien et au Djebel Bechtout (Oxfordien moyen et supérieur).

Dans le massif du Kef Sidi Amar Fichet (1889) a prouvé l'Oxfordien supérieur. Dalloni (1936, 1952) de son côté a signalé la zone à *Transversarium*. Calmberg (1952) a collectionné une faune, laquelle selon lui prouve le Lusitanien mais prédomine celle qu'indique l'Argovien. Malgré que le Kimméridgien n'est prouvé paléontologiquement cet auteur a supposé sa présence car immédiatement au-dessus est établi le Titonique inférieur.

Lors de nos prospections dans la région du Grand Pic dans la Formation des calcaires rognonneux d'Aïn el Hamra est prouvé l'Oxfordien inférieur par *Peltomorphites bodeni* Prieser, *Pseudogregoriceras* sp. ind., *Alligaticeras* sp. ind., *Euaspidoceras* cf. *perarmatum* (Sowerby), *Proterisphinctes* sp., *Microsphinctes* sp. ind., *Peltoceratoides* sp. ind., *Proterisphinctes* sp. ind., *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orbigny), *Lytoceras* sp. ind., *Phylloceras* sp. ind.

Aux environs du Koudiat Larouah est indiqué la présence du Kimméridgien à l'aide de *Katrolliceras* sp. ind.

La faune recoltée dans la région du Grand Pic et du Koudiat Larouah prouve l'Oxfordien inférieur et contient des indications du Kimméridgien. Dans les parties basales des sédiments sus-jacents (Formation de l'Oued Fodda) est indiqué la présence du Titonique supérieur. Ces données montrent que la Formation d'Aïn el Hamra dans la région du Grand Pic et du Koudiat Larouah a une extension stratigraphique allant de l'Oxfordien au Titonique inférieur y compris. Nous supposons d'une manière tout à fait arbitraire (défaut de données paléontologiques) que la limite inférieure de la Formation coïncide avec la limite entre le Callovien et l'Oxfordien.

Nous acceptons conditionnellement le même âge pour les sédiments que nous rapportons à la Formation d'Aïn el Hamra dans les massifs de la vallée de Chelif.

Formation d'Aïn el Hamra en *olistolithes*. Aux environs de Rahouia sous la forme

d'olistolithes dans les sédiments crétacés et sous la forme de blocs, associés avec des diapirs "triassiques" on trouve aussi des sédiments d'âge jurassique. A la Formation d'Aïn el Hamra nous rapportons des calcaires gris, gris-blanchâtre à gris-violet à grain fin et à intercalations de calcaires rognonneux.

Dans ces calcaires a été prouvée la présence de la zone à *Plicatilis* de l'Oxfordien moyen ($X=341,18$; $Y=253,46$) par *Aspidoceras* (*Euaspidoceras*) cf. *catena* (J. Sowerby) et la zone à *Bimammatum* de l'Oxfordien supérieur par *Aspidoceras treptense* Enay, avec lequel nous avons trouvé aussi *Sowerbyceras tortisulcatum* (d'Orbigny). Dans ces calcaires rognonneux a été trouvé aussi *Lacunosella* sp., cf. *L. selliformis* (Lewinski, 1908).

Dalloni (1952) signale le large développement de blocs jurassiques dans cette région. La faune d'Ammonites recoltée par lui provient de blocs dispersés et pour cette raison il est impossible de corréler ses données avec les nôtres.

En conclusion nous pouvons constater que l'extension stratigraphique de la Formation d'Aïn el Hamra est différente dans les différentes régions de sa répartition. Tandis que la limite inférieure de cette unité est partout à peu près constante, la limite supérieure est nettement sécante. Dans le massif de Bou Rheddou l'âge de la Formation d'Aïn el Hamra est de la zone à *Cordatum* (Oxfordien inférieur) à la zone à *Divisum* y compris (Kimméridgien); au Djebel Bechtout — de la zone à *Cordatum* (Oxfordien inférieur) jusqu'à le sommet de l'Oxfordien supérieur (y compris). Aux environs de Rahouia en olistolithes est prouvé l'Oxfordien moyen-supérieur. Dans la région du Grand Pic et les massifs dans la vallée de Chelif la Formation englobe l'intervalle stratigraphique allant de l'Oxfordien au Tithonique inférieur.

Parmi la faune, comme l'ont montré déjà nos prédécesseurs — Dalloni (1936, 1952), Polvéche (1960) fortement prédominants sont les représentants de Phylloceratina et de Lytoceratina. Le même a été prouvé par nous lors de nos recherches. Ce caractère démontre un biotope aux eaux profondes (ou même bathiales).

Formation des calcaires de Slaïm (nouvelle Formation)

Son éponyme géographique c'est la petite agglomération de Slaïm dans le massif de Bou Rheddou.

Les sédiments de cette Formation coïncident avec l'assise No 4 de la coupe généralisée du Jurassique dans le massif de Bou Rheddou, donnée par Arkell et Bussan (1955). Au Djebel Bechtout cette Formation correspond aux assises "BC", séparées par Welsh (1890). Elle coïncide partiellement aussi avec le Membre supérieur de la Formation carbonatée de Bou Gheddou (Augier, 1967).

Répartition. La Formation est développée dans les massifs de Bou Rheddou (fig. 10) et du Djebel Bechtout (fig. 8), ainsi que dans la vallée de Merz Guellal au NW de Guertoufa.

L'holostatotype de la Formation est situé au versant N de Bou Rheddou ($X=379,35$; $Y=242,60$ et $X_1=379,75$; $Y_1=242,30$) (fig. 10).

Limites. La limite inférieure est bien marquée sur le terrain. Elle est tracée à la base de la première couche calcaire de la corniche qui surmonte les argiles et marnes du terme supérieur de la Formation d'Aïn el Hamra. La Formation est recouverte par la Formation des marnes d'Aïn Gnega.

Composition lithologique. La Formation de Slaïm est structurée par de calcaires gris-foncé, bien lités — l'épaisseur d'une couche varie de 15 à 30 cm. De loin ce litage leur donne un aspect de ruines d'une construction de briques. Dans la texture des calcaires existent certaines variations, liées avec la présence d'interclastes ou d'oncolithes, qu'on peu observer à l'œil nu. En certains niveaux ces allochèmes sont en quantité considérable, en autres — sont rares et les calcaires deviennent très homogènes, à grain fin ou même porcelanés.

Les deux couches sommitales de la Formation au Bou Rheddou font exception de l'aspect général monotone des calcaires. Elles sont structurées par de calcaires massifs, bioconstruits, les Algues étant les organismes constructeurs principaux. Une indice lithostratigraphique très caractéristique est la présence de faune en grande quantité — en général ce

sont des Brachiopodes et moins — des petites Ammonites souvent indéterminables et des Bélemnites. Ces calcaires ressemblent aux calcaires zoogènes qu'on trouve dans les olistolithes aux environs de Rahouia.

Dans les parties méridionales du massif de Bou Rheddou les calcaires de la Formation de Slaïm deviennent plus argileux et contiennent des entrelits de marnes argileuses, colorées en vert ou même en rouge. Ces changements faciaux sont liés probablement avec la proximité du Domaine tlemcenien.

Au Djebel Bechtout (fig. 8) la Formation possède ses caractères typiques mais la partie supérieure de la coupe n'est pas préservée à cause du recouvrement transgressif par les sédiments du Crétacé supérieur et du Miocène inférieur.

L'épaisseur de la Formation de Slaïm au Bou Rheddou est de 75 m. Au Djebel Bechtout, à cause de la position transgressive des sédiments plus jeunes l'épaisseur est réduite à 5 m.

Age. Au Bou Rheddou Arkell et Busson (1952) datent les sédiments de cette unité comme étant du Kimméridgien et à leur base ils tracent la limite entre l'Oxfordien et le Kimméridgien.

Selon nos données le Kimméridgien (zone à *Divisum*) est indiqué aussi au sommet de la formation sous-jacente (Formation d'Aïn el Hamra). Dans les parties basales de la Formation de Slaïm au Bou Rheddou nous avons prouvé la zone à *Divisum* à l'aide de *Ataxioceras* sp. ind. Dans les parties méridionales de Bou Rheddou (X=374,89 et Y=236,96) nous avons trouvé une faune qui appartient à la sous-zone supérieure à *Uhlandi-Balderum* de la zone à *Divisum*: *Idoceras balderum* (Oppel), *Nebroditites* (*Nebroditites*) *kospes* (Neumayr), *N. (N.) argentinum* (Gemellaro), *Aspidoceras uhlandi* (Oppel), *Taramelliceras trachinotum* (Oppel).

A part les Ammonites dans les parties supérieures de la Formation nous avons recollé les Brachiopodes: *Monticlairella striocincta* (Quenstedt), *M. strioplicata* (Quenstedt), etc. De cette manière dans le massif de Bou Rheddou la Formation de Slaïm n'englobe que la zone à *Divisum* du Kimméridgien.

Au Djebel Bechtout Ranoix (1952), en se basant d'une part sur la présence de *Calpionella alpina* dans les couches de la base de cette unité et d'autre part — sur une trouvaille d'*Orbitolina* faite par Lucas dans les calcaires de la Formation considère ces matériaux comme ayant une extension stratigraphique allant de Portlandien jusqu'au l'Ap-tien y compris. Ces données ne sont plus confirmées.

A la base de la Formation au Djebel Bechtout (en X=357,65 et Y=251,85) nous avons trouvé *Lytacoceras* (*Progeronia*) sp. Cette Ammonite, selon Dr. I. Sapunov qui la déterminée, indique les parties les plus basses du Kimméridgien (la zone à *Platinota*).

Bou Rheddou

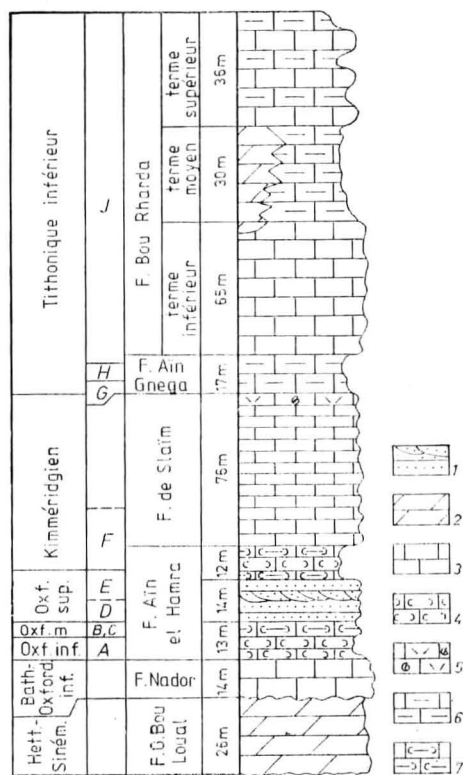


Fig. 10. Coupe du Jurassique au flanc nord du massif du Bou Rheddou

1 — grès; 2 — dolomies; 3 — calcaires micritiques; 4 — calcaires lie-de-vin rognonneux; 5 — calcaires bioconstruits organogènes; 6 — marnes; 7 — marnes lie-de-vin rognonneuses.

Zones d'Ammonites:

A — zone à *Cordatum*; B — zone à *Plicatilis*; C — zone à *Transversarium*; D — zone à *Bifurcatus*; E — zone à *Bimatum*; F — zone à *Divisum*; G — zone à *Hybonotum*/*Zithographicum*; H — zone à *Triplicatus*; I — zone à *Vimineus*

Dans la région de Guertoufa, dans la vallée de l'Oued Merz Guellal on peut observer des calcaires à grain fin, lesquels nous rapportons aussi à la Formation de Slaïm. Dans ces calcaires nous n'avons pas trouvé de faune mais dans les sédiments de la Formation d'Aïn Gnega les recouvrant immédiatement, nous avons trouvé de faune, indiquant la zone à *Divisum* du Kimméridgien.

Les données dont nous disposons indiquent que la Formation de Slaïm est partout d'âge Kimméridgien et plus exactement appartient à la zone à *Divisum* et ce n'est qu'au Djebel Bechtout que la base de cette unité appartient à la zone à *Platinota*.

La Formation des calcaires de Slaïm en olistolithes. Aux environs de la ville de Rahouia, sous la forme d'olistolithes dans des sédiments du Crétacé supérieur on trouve des calcaires jurassique, une partie desquels nous rapportons à la Formation de Slaïm. Ce sont des calcaires gris denses, constitués par oolithes et pisolithes. Très caractéristique s'avère la présence de calcaires zoogènes bondés de Brachiopodes, parmi lesquelles *Monticlairella triloboides* (Q u e n s t e d t), *Lacunosella makridini* T c h o u m a t c h e n c o, *L. sparsicosta* (Q u e n s t e d t), *Rahouiarhynchia zidarovi* T c h o u m a t c h e n c o, *Caucasella trigonella* (R o t h p l e t z), *Septocrurella sanctaeclarae* (R o e m e r), *Falciferula stoycevi* T c h o u m a t c h e n c o, *Selliithyris engeli engeli* (R o l l i e r), *Tiaretithyris tiaretensis* T c h o u m a t c h e n c o, *Antiptychina inversa* (Q u e n s t e d t).

Dalloni (1952) des mêmes calcaires cite une riche faune d'Ammonites indiquant un âge Lusitanien supérieur et la base du Kimméridgien; en plus d'autres "klippen" — "accidents qui entrent dans la catégorie des "diapirs" de la région au Sud de Rahouia il cite une faune surtout de brachiopodes "ayant les plus grandes affinités avec des formes bathoniennes et calloviennes" — non retrouvé par nous.

Des calcaires de la Formation de Slaïm en olistolithes nous avons recolté *Metagraesia* sp. ind., ce qui prouve leur appartenance au Kimméridgien.

En conclusion, nous considérons que la Formation des calcaires de Slaïm est d'âge Kimméridgien, autant dans les affleurements autochtones (Djebel Bechtout, Bou Rheddou et Guertoufa) que dans les olistolithes (aux environs de Rahouia).

Formation des marnes d'Aïn Gnega (nouvelle Formation)

En tant qu'éponyme géographique nous avons choisi Aïn Gnega, source dans le massif de Bou Rheddou. Arkell et Busson (1955) ont individualisé ces sédiments comme couches No 3. Cette unité coïncide partiellement avec le Membre supérieur de la Formation carbonatée de Bou Gheddou, introduite par Augier, 1967.

Le coupe-type de la Formation est située au flanc nord de Bou Rheddou ($X=379,35$ et $Y=242,60$; $X_1=379,75$ et $Y_1=242,30$) (fig. 10).

Répartition. La Formation affleure dans le massif de Bou Rheddou ainsi qu'au Nord-Ouest de Guertoufa (dans la vallée de l'Oued Merz Guellal).

Limites. La limite inférieure est brusque et bien marquée au terrain. Elle est tracée à la première apparition de marnes, reposant sans interruption de la sédimentation au-dessus des calcaires de la Formation de Slaïm. La Formation est recouverte par la Formation de Bou Rharda.

Composition lithologique. La Formation est constituée par de marnes gris-verdâtre à argiles calcaires. Les marnes sont intercalées par de calcaires gris à grain fin, d'un aspect noduleux, souvent dolomitisés. On y observe des bioturbations. Ces calcaires deviennent plus nombreux dans les parties supérieures de la Formation. La présence de petites Ammonites pyriteuses est une particularité très caractéristique pour cette unité.

Dans la région de Guertoufa la Formation d'Aïn Gnega est représentée comme dans la région type par de marnes à marnes argileuses. Ces sédiments ont la couleur caractéristique de la Formation — gris-verdâtre mais à part ça il y a aussi de taches colorées en rouge. Ces colorations l'approchent à la Formation de Saïda.

L'épaisseur de la Formation varie de 17 à 32 m.

Age. Arkell et Busson (1955) considèrent ces sédiments comme "probablement Kimméridgien inférieur".

Dans la région de Bou Rheddou sont prouvées les zones suivantes du Tithonique inférieur: la zone à *Hybonotum*/*Lithographicum* par *Hybonoticerus mundulum mundulum* (O p p e l), *H. cf. hybonotum* (O p p e l) (en $X=377,96$; $Y=240,68$ et $X=371,54$; $Y=242,72$); la zone à *Triplicatum* par *Usseliceras* (*Usseliceras*) cf. *franconicum* Zei s s, *U. (Subplanitoides)* sp. ind. ($X=377,96$; $Y=240,68$ et $X=372,23$; $Y=242,83$); la zone à *Vimineus* par *Franconites pectinatiformis* Zei s s, *Aspidoceras pipini* (O p p e l) ($X=373,10$; $Y=239,35$).

Dans les sédiments de la zone à *Hybonotum*/*Lithographicum* nous avons trouvé aussi les Brachiopodes *Monticlarella striocincta* (Q u e n s t e d t), *M. strioplicata* (Q u e n s t e d t), *Tiaretithyris rectimarginata* T c h o u m a t c h e n c o, *T. tiaretensis* T c h o u m a t c h e n c o, ainsi que des Echinides irrégulières.

Dans la vallée de l'Oued Merz Guellal au NW de Guertoufa est prouvée la zone à *Divisum* de Kimméridgien par *Nebrodites* (*Nebrodites*) *macerimus* (Q u e n s t e d t), *N. (Mesosimoceras)* cf. *herbichi* (v. H a u e r), *Idoceras* sp. ind. ($X=366,95$; $Y=235,75$), tandis qu'au sommet de la Formation est prouvée la zone à *Vimineus* par *Dorsoplanitoides* (*Dorsoplanitoides*) cf. *bavaricum* Zei s s ($X=367,30$; $Y=236,05$). Ainsi dans cette région, en liaison probablement avec le passage latéral vers les faciès de la plate-forme du Domaine tlemcenien — la Formation de Saïda, la Formation de Gnega change aussi son diapason stratigraphique — elle englobe du Kimméridgien inférieur au Tithonique inférieur.

En résumé l'âge de la Formation d'Aïn Gnega est Tithonique inférieur dans le massif de Bou Rheddou et Kimméridgien et Tithonique inférieur aux environs de Guertoufa.

Formation carbonatée de Bou Rharda (nouvelle Formation)

Pour éponyme géographique est choisi le sommet de massif de Bou Rheddou — Bou Rharda (fig. 10). La coupe-type de la Formation est située aux environs de l'Aïn Zit dans le massif de Bou Rheddou ($X=375,40$; $Y=240,90$ et $X_1=374,70$; $Y_1=240,18$).

La Formation est subdivisée en trois termes: a) terme inférieur — calcaires ou dolomies; b) terme moyen — marnes et c) terme supérieur — alternance entre marnes et calcaires.

Les sédiments du terme inférieur coïncident partiellement avec l'assise No 2 de A r k e l l et B u s s o n (1955) et avec les assises "B₁—B₅" de W e l s c h (1890) au NW de Guertoufa. Le terme moyen correspond partiellement à l'assise No 2 et le terme supérieur — à l'assise No 1 de A r k e l l et B u s s o n (1955). La Formation coïncide partiellement avec le Membre supérieur de la Formation carbonatée de Bou Gheddou introduite par A u g i e r (1967).

Les sédiments de cette unité n'affleurent que dans les massifs de Bou Rheddou et au NW de Guertoufa, où est conservé seulement le terme inférieur.

Terme inférieur. La limite inférieure du terme inférieur est exprimé par deux manières différentes: en certains cas elle est brusque, sans être transgressive; en autres cas il existe un passage progressif vers les marnes sous-jacentes de la Formation d'Aïn Gnega. En ces cas l'intervalle transitoire est constitué par une alternance de calcaires et de marnes et nous fixons la limite inférieure à l'apparition des calcaires massifs.

Composition lithologique. Le terme inférieur est structuré par de calcaires à silex, transformés en dolomies dans les parties méridionales du massif de Bou Rheddou.

Les calcaires sont gris, par endroits brunâtre-pâle, micro- ou finement granulaires. Ils contiennent des rognons de silex gris ou blanc allant de 2—6 à 10—15 cm. Le front de la dolomitisation est une ligne sinueuse et coïncide, en traits généraux, avec la limite entre le Domaine tlemcenien et le Domaine tellien au temps du Tithonique inférieur. Les dolomies sont grises à beiges, à grain menu à moyen, très cavernueuses, massives. Par endroits dans les dolomies on peut observer de corps calcaires atteignant une longueur de 30 m et épaisseur de 2 à 4 m.

L'épaisseur du terme inférieur est de 60—65 m mais dans les parties méridionales ne sont conservées que les 15—40 mètres inférieurs.

Age. Nos prédécesseurs n'ont pas trouvé de fossils dans ces sédiments. Lors de nos recherches a été prouvée la partie supérieure du Tithonique inférieur, coïncidant avec la zone à *Vimineus* par *Franconites* (*Parakeratinites*) cf. *communis* Zeiss ensemble avec lesquelles nous avons recolté *Epithyris haasi* (Rollier) et *E. aff. rollieri* (Haas).

Au Nord-Ouest de Guertoufa a été prouvée aussi la zone à *Vimineus* par *Parapallasiceras* (*Danubisphinctes*) cf. *palatinum* Zeiss avec laquelle viennent *Diceras* cf. *luci communis* Böhm, *Lima* (*Acesta*) *strambergensis* Büm, *Cidaris* cf. *glandifera* Goldfuss ($X=367,85$; $Y=236,25$).

L'âge du terme inférieur de la Formation de Bou Rharda englobe les parties supérieures du Tithonique inférieur, coïncidant partiellement avec la zone à *Vimineus*.

Terme moyen. La limite inférieure du terme moyen est nette. Elle est tracée à la première apparition de marnes au-dessus des calcaires du terme inférieur. Il existe aussi un passage horizontal des marnes aux dolomies du terme inférieur ($X=374,70$; $Y=240,18$), c.-à-d. il n'existe pas une simple superposition entre les deux unités mais aussi une articulation latérale entre eux. Dans le cas où s'effectue un passage horizontal entre les deux termes, les dolomies sont cavernueuses, d'une origine primaire récifale.

Composition lithologique. Le terme moyen est structuré par des argiles calcaires à marnes gris-verdâtre, en certains niveaux plus aleuritiques et à détritiques végétal carbonisé. En certains endroits (dans la région de l'articulation latérale avec les récifs du terme inférieur) dans les parties sommitales des marnes existent de passées de calcaires biodétritiques.

L'épaisseur du terme moyen est d'environ 30 m.

Age. Nos prédécesseurs n'ont pas trouvé de fossiles dans les matériaux de cette unité. Au cours de nos recherches nous avons recolté une association faunique qui indique les parties supérieures du Tithonique inférieur — coïncidant avec la zone à *Vimineus* (pro parte). Ce sont: *Parapallasiceras* (*Parapallasiceras*) sp. ind., *Franconites* (*Parakeratinites*) sp. ind., *Berriassella* cf. *vichteri* (Oppel), *Virgatosphinctes* sp. ind., ainsi que les Brachiopodes *Zeillerina slaimensis* Tchoumatchenco, *Sellithyris engeli krzyzanowici* Barczyk, *Epithyris bauchini* (Etallon), *Torquirhynchia* sp. indet., *Turmanella* aff. *acuticosta* Childs, *Nucleata euthymi* (Pictet).

Terme supérieur. La limite inférieure du terme supérieur est tracée à la base de la première couche calcaire au-dessus des marnes du terme moyen. En général cette limite est nette et bien visible.

Dans la région de prospection le terme supérieur n'est pas recouvert par de sédiments mésozoïques plus jeunes et voilà pourquoi le problème de la limite supérieure reste ouvert.

Composition lithologique. Le terme supérieur est constitué par une alternance de calcaires et d'argiles calcaires à marnes. Les calcaires structurent trois barres bien exprimées sur le terrain; la barre inférieure est épaisse de 12 m, la médiane — 2—3 m et la supérieure — environ 2 m. Elles sont séparées par de roches argileuses, épaisses respectivement de 18—20 m et 2,50 m.

Les calcaires sont aphanitiques, bien lités. Dans les parties supérieures ils deviennent oolithiques avec une grande quantité de biodétritiques. Dans le faisceau inférieur, parmi les calcaires bien lités il y a de petits corps lenticulaires de calcaires algaires, bioconstruits.

Les argiles calcaires sont faiblement aleuritiques, gris-verdâtre, homogènes. Elles contiennent de lentilles (épaisseur environ 10 cm) de calcaires gris sablonneux organogènes à nombreux Madréporaires, Brachiopodes, Lamellibranches et Crinoïdes. Malheureusement cette faune est mal préservée.

L'épaisseur du terme supérieur varie de 20 à 40 m.

Age. Les sédiments que nous rapportons au terme supérieur sont considérés par Arkell et Busson (1955) comme étant du Tithonique moyen ou supérieur (sans preuves paléontologiques).

Nous avons trouvé seulement des Ammonites indéterminables avec des Brachiopodes *Weberithyris moravica* (Glocker), *Torquirhynchia speciosa* (Münster), *Septaliphoria pinguis* (Römer). Cette association faunique indique le Tithonique en général sans pouvoir préciser de quelle partie de cet étage s'agit-il. Le Tithonique supérieur est prouvé

paléontologiquement en autres unités lithostratigraphiques, situées plus haut dans la coupe synthétique des terrains mésozoïques de la région (Formation carbonatée de l'Oued Fodda). En prenant en considération ce fait nous acceptons que le terme supérieur de la Formation de Bou Rharda reste dans les limites du Tithonique inférieur.

Formation carbonatée de l'Oued Fodda (nouvelle Formation)

L'éponyme géographique est l'Oued Fodda, qui traverse les affleurements de cette unité dans la région-type — Koudiat Larouah. La coupe-type est située sur la rive gauche du barrage d'Oued Fodda (X=401,05; Y=305,17).

L'extension essentielle de la Formation englobe le Crétacé inférieur (Berriasien-Aptien) et ce n'est que la base qui appartient au Tithonique supérieur. Pour cette raison elle ne sera que brièvement caractérisée ici.

La Formation de l'Oued Fodda affleure largement dans la région de Grand Pic de l'Ouarsenis et au Nord de celle-ci. Les sédiments de cette Formation reposent en concordance sur ceux de la Formation d'Aïn el Hamra et y sont liés avec un passage graduel.

La Formation de l'Oued Fodda est constituée par une alternance de calcaires gris, micritiques à la base et argileux plus haut, bien lités et de marnes gris-verdâtre. Dans les parties inférieures on observe parfois de rares passées de calcaires rognonneux lie-de-vin, ressemblant aux calcaires rognonneux de la Formation d'Aïn el Hamra, ou des dolomies gris à gris-foncé.

L'âge de la Formation de l'Oued Fodda est prouvé à la base de riches collections d'Ammonites, appartenant au Crétacé inférieur. Ces trouvailles proviennent des parties moyennes et supérieures de la Formation. Les parties inférieures sont pauvres en fossiles déterminables. En lames minces ont été déterminé *Calpionella alpina* L o r e n t z, *Crassicolaria parvula* R e m a n e, *Lombardia arachnoidea* B r o n n et *Globochaete alpina* L o m b a r d.

Ces données paléontologiques montrent que les parties inférieures d'épaisseur de 10—20 m (d'une épaisseur totale de 500—550 m) de la Formation appartiennent au Tithonique supérieur.

Dans les parties sud-est de la région prospectée aux environs de Rahouia on a trouvé des olistolithes marno-calcaires que nous attribuons également à la Formation de l'Oued Fodda, inclus parmi des sédiments du Crétacé supérieur. Dans ces olistolithes nous avons trouvé *Neocomites beneckeii* (J a c o b), indiquant selon Dr. I. S a p u n o v le Tithonique supérieur.

Références

- Alm é r a s, Y., El m i, S. 1982. Fluctuations des peuplements d'ammonites et 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. Relations spatio-temporelles entre "Ammonitico-Rosso", Calcaires à "Zoo-phycos" et récifs coralliens dans le Toarcien et la base du Jurassique moyen (Monts des Tratras, Djebel Fillaoussène, Algérie NW). — In: F a r i n a c c i, A., El m i, S., (Edits.) *Rosso Ammonitico Symp. Proc.*; Roma, Tecnoscienza; 9—25.
- A r k e l l, W. J., B u s s o n, G. 1955. Le Jurassique du massif de Bou Rheddou (Nord de Tiaret, Algérie). — *C. R. Ac. Sci.*, Paris, 241, 4; 422—425.
- A u c l a i r, D., B i e h l e r, J. 1967. Etude géologique des Hauts Plaines Oranaises entre Tlemcen et Saïda. — *Publ. Serv. Géol. Algérie*, N. S., Bull. 34; 3—45.
- A u g i e r, C. 1967. Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. — *Publ. Serv. Géol. Algérie*, N. S., Bull., 34; 47—80.
- B e r n o u l l i, D., L e m o i n e, M. 1980. Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. — *Mém. BRGM*, 115; 168-179.
- B e r t r a n d, M. 1891. Sur la coupe du sommet de l'Ouarsenis. — *C. R. somm. S. G. Fr.*, 10.

- Burollet, P.-F., Busson, G. 1983. Plantes-formes et bassins. Danger d'un actualisme exagéré. — *Notes et Mémoires*, Total, 18; 9—16.
- Calembert, L. 1937. Contribution à l'étude géologique du Massif Culminant de l'Ouarsenis (Algérie). — *C. R. Ac. Sci.*, Paris, 205.
- Calembert, M. 1951. Recherches sur le rôle des masses calcaires dans la tectonique de l'Atlas algéro-tunisien. — *Mém. Ac. R. Belge, cl. Sciences*, 12, 25.
- Calembert, L. 1952a. Etude géologique du massif Culminant de l'Ouarsenis. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2 sér., 23. 184 p.
- Calembert, L. 1952b. Massif culminant de l'Ouarsenis. *XIX Congr. Géol. Intern.*, 1ère sér., Algérie, 2.
- Caratini, C. 1965. Age de l'orogénèse du Djebel Nador (Dépt. Tiaret) et des Monts de Chellala-Reibel (Dépt. Médéa), Algérie. — *C. R. somm. S. G. Fr.*; 324—325.
- Caratini, C. 1967. Evolution paléogéographique et structurale de la région de Chellala-Reibel. — *Bull. S. G. Fr.*, 9; 850—858.
- Caratini, C. Etude géologique de la région de Chellala-Reibel. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, N. S., 40. 320 p.
- Carte géologique de l'Algérie, 1951, Ech. 500 000e, 2ème ed., Alger.
- Dalloni, M. 1923. Rapport sur l'alimentation en eau potable du centre Montgolfier. — *Bull. Serv. Carte géol. Algérie, Hydrogéologie souterraine*, 1 fasc.
- Dalloni, M. 1930. Le Jurassique des environs de Montgolfier (Tell Oranais). — *C. R. Congr. Soc. savantes de France à Alger*.
- Dalloni, M. 1936. Matériaux pour l'étude géologique du Massif de l'Ouarsenis. I. Esquisse générale. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 7e sér., Strat., Descriptions rég., 13; 41 p.
- Dalloni, M. 1952. L'Atlas tellien occidental. *XIXe Congr. Géol. Intern.*, 1ère sér., Algérie, 24. 95 p.
- Dalloni, M. 1954. La géologie de la région d'Orléansville et les séismes récents. — *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 5.
- Deleau, P. 1948. Le Djebel Nador. Etudes stratigraphiques et paléontologiques. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2 sér., 17. 126 p.
- Delfaud, J. 1973. Sur l'appartenance de certains "pseudoflyschs" aux faciès prodeltaïques de la plate-forme. — *C. R. Ac. Sci. Paris, sér. D*, 277; 1125—1128.
- Durand Delga, M. 1969. *Lexique stratigraphique Internationale*, vol. IV, Afrique, fasc. 1 b — Algérie. 132 p.
- Elmi, S. 1971. Les faunes à *Prohectioceras* (Ammonitina, Oppeliidae) du Bathonien inférieur et moyen des confins algéro-marocains. — *Geobios*, 4; 243—264.
- Elmi, S. 1977. Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). — *Ann. S. G. Nord*, 97; 315—323.
- Elmi, S. 1981. Sédimentation rythmique et organisation séquentielle dans les Ammonitico-Rosso et les faciès associés du Jurassique de la Méditerranée Occidentale. Interprétation des grumeaux et des nodules. — In: Farinacci, A., Elmi, S. (Edits.) *Rosso Ammonitico Symp. Proc.*, Roma, Tecnoscienza; 251—299.
- Elmi, S. 1983. L'évolution des Monts de Rhar-Roubane (Algérie occidentale) au début du Jurassique. — In: *Livre jubilaire G. Lucas. Mém. Géol. Univ. Dijon*, 7; 401—412.
- Elmi, S., A meur, M. 1976. Précisions sur la tectonique jurassique dans le secteur oriental du Djebel Fillaoussem (Oranie occidentale). — *4e Réun. ann. Sci. Terre, Paris. Soc. Géol. Fr.*, p. 161.
- Elmi, S., Benest, M. 1978. Les "Argiles de Saïda" faciès flyschoides du Callovo-Oxfordien du sillon Tlemcenien (Ouest Algérien). Stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. — *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon, H. B. 4. Livre jubilaire Jacques Flandrin*; 203—261.
- Elmi, S., Alméras, 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., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 47; 347—360.
- Elmi, S., Alméras, Y., A meur, M., Benhamou, M. 1985. Précisions biostratigraphiques et paléocéologiques sur le Lias des environs de Tifrit (Saïda, Algérie occidentale). — *Cahiers Inst. Cathol. Lyon*, 14; 15—41.
- Elmi, S., Alméras, Y., A meur, M., Atrops, F., Benhamou, M., Moulan, G. 1983. La dislocation des plates-formes carbonatées liasiques en Méditerranée Occidentale et ses implications sur les échanges fauniques. — *Bull. S. G. Fr.*, 24, 5/6; 1007—1016.
- Elmi, S., Atrops, F., Mangold, C. 1974. Les zones d'ammonites du Domérien-Callovien de l'Algérie occidentale. Première partie: Domérien-Toarcien. — *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 61; 1—83.
- Fares, F. 1969. Présence de *Uragiella*, Dasycladaceae du Lias moyen dans le massif de l'Ouarsenis (Sra Sidi Abdelkader). — *Publ. Serv. géol. Algérie, N. S., Bull.*, 39; 141—144.
- Ficheur, E. 1889. Géologie de l'Ouarsenis: sur la présence de *Terebratula diphy* dans l'Oxfordien supérieur. — *A. F. A. S.*, Paris; 1—16.
- Ficheur, M. 1891. Sur la situation des couches à *Terebratula diphy* de l'Oxfordien supérieur à l'Ouarsenis. — *Bull. S. G. Fr.* (3), 19; 556—564.
- Flamand, G. 1911. *Recherches géologiques et géographiques sur "le Haut-Pays de l'Oranie" et sur le Sahara (Algérie et territoires du Sud)*. Thèse Univ. Lyon, 1001 p.
- Ganev, M., Khristchev, Kh., Kolev, I. 1972 a. Carte géologique de l'Algérie au 50 000e. Feuille No 277 Frenda. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*.

- Ganev, M., Khristchev, Kh., Koley, I. 1972 b. *Carte géologique de l'Algérie au 50 000^e. Feuille No 306, Ain Dez. Publ. Serv. Carte géol. Algérie.*
- Ganev, M., Kristchev, Kh., Koley, I., Moev, M. 1972. *Carte géologique de l'Algérie au 50 000. Feuille No 305, Djebel Sidi Youssef. Publ. Ser. Carte géol. Algérie.*
- Gourinard, Y. 1952. Le barrage de l'Oued Fodda. Etude géologique. — *XIX Congr. Intern., 1^{ère} sér., Algérie, 1*; 155—181.
- Gourinard, Y., Lucas, G. 1957. Précisions sur l'âge des Formations jurassiques du Koudiat Larouah (Oued Fodda, Orléansville). — *C. R. somm. S. G. Fr., 11*; 224—228.
- Karpoff, R. 1950. Le Jurassique au SW du Djebel Nador du Trezel (Dépt. d'Oran). — *C. R. somm. S. G. Fr., 13*; 235—237.
- Koley, I., Ganev, M., Khristchev, Kh. 1970. *Etude géologique de la région de Saïda — Frenda. Rapport inédit, Serv. Carte Géol. Algérie, Alger.*
- Lucas, G. 1952. *Bordure nord des Hauts Plaines dans l'Algérie occidentale. Primaire. Jurassique. Analyse structurale. XIX Congr. Géol. Intern., 1^{ère} sér., 21*; 139 p.
- Lucas, G. 1955. Le chaînon jurassique de Berchih (Irguil Ali). Retouche au schéma paléogéographique et structural de l'Algérie tellienne. — *Bull. S. G. Fr., (6), 5*; 631—644.
- Lucas, G. 1955. Caractère pétrographique des calcaires noduleux à faciès ammonitico rosso de la région méditerranéenne. — *C. R. Ac. Sci., Paris, 240*; 1909—1911.
- Lucas, G. 1955. Caractère géochimique et mécanique du milieu générateur des calcaires noduleux à faciès ammonitico rosso. — *C. R. Ac. Sci., Paris, 240*; 2000—2002.
- Lucas, G. 1955. Signification paléocéanographique des calcaires noduleux à faciès ammonitico rosso. — *C. R. Ac. Sci., Paris, 240*; 2342—2344.
- Lucas, G. 1957. Comparaison des séries jurassiques de Kef Larouah (Oued Fodda) et de Lalla Khedidja (Djurdjura méridional). Conséquences structurales. — *C. R. somm. S. G. Fr., 11—12*; 226—228.
- Mangold, C., Benest, M., Elmi, S. 1974. Les "Argiles de Saïda" (Callovooxfordien d'Oranie, Algérie): âge et milieu de dépôt. — *C. R. Ac. Sci., Paris, 279*; 137—140.
- Mattauer, M. 1958. *Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S., Bull. 17*; 534 p.
- Nicaise, C. 1869. Géologie de l'Ouarsenis. — *Bull. Soc. Sci. natur. et climat., Alger*; 1.
- Polvêche, J. 1960. *Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis Oranais. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S., 24*. 577 p.
- Ranoux, J. 1952. Etudes géologiques du Djebel Bechtout. — *Bull. Serv. Carte géol. Algérie, Travaux récents des collaborateurs, 3*; 175—188.
- Repelin, J. 1895. Considérations stratigraphiques sur les plissements de l'Ouarsenis. — *Bull. S. G. Fr., (3)*, 23.
- Repelin, J. 1895. *Etudes géologiques des environs d'Orléansville. Thèse. Marseille, Fac. Sc. Paris, vol. 1*. 198 p.
- Roman, F., Russo, P. 1948. Essai de paléogéographie du Lias en Berberie. — *Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 2^e série, Stratigraphie, Descriptions régionales, 18*; 7—32.
- Sapunov, I. 1973. Ammonites de l'Oxfordien de la partie occidentale des Hauts-Plateaux (Algérie). — *Publ. Serv. géol. Algérie, N. S., 44*; 101—137.
- Savornin, J. 1914. *La géologie et les grands barrages en Algérie. Bull. Serv. Carte géol. Algérie, 3^e sér., Géologie appliquée. Documents sur l'hydrologie des différentes régions de l'Algérie, 8*.
- Tchoumatchenco, P. 1971. Notes sur la répartition stratigraphique des Brachiopodes du Jurassique, inférieur dans les Balkanides centrales et occidentales (Bulgarie). — *Coll. Jurassique, Luxembourg, 1967. Mém. B. R. G. M., 75*; 183—187.
- Tchoumatchenco, P. 1984. Les zones de Brachiopodes du Jurassique d'Algérie du Nord et leur corrélation avec les zones de brachiopodes en Bulgarie. — *Intern. Symp. Jurassic Stratigr., Erlangen, September, 1—8, 1984 (Michelsen, O. & Zeiss, A., Edits.), Symp. vol. III, Geol. Surv. Denmark, Copenhagen*; 863—882.
- Tchoumatchenco, P. 1986 a. Répartition paléocéologique des Brachiopodes jurassiques dans les Monts de Tiaret et l'Ouarsenis occidental (Algérie). — In: *Les Brachiopodes fossiles et actuels (Racheboeuf, P. & Emig, C. édit.). Biostratigraphie du Paléozoïque, 4*; 389—398.
- Tchoumatchenco, P. 1986 b. *Tiaretithyris* gen. n. (Dallinidae, Brachiopoda) du Jurassique supérieur des environs de Tiaret (Algérie du Nord). — *Geologica Balc., 16, 6*; 113—121.
- Tchoumatchenco, P. 1987. Nouveaux taxa brachiopodes du Jurassique de l'Ouarsenis occidental (Algérie du Nord). — *Geologica Balc., 17, 1*; 47—62.
- Tchounev, D., Kantchev, I., Moev, M. 1969. *Etude géologique du Djebel Nador. Rapport inédit., Serv. Carte géol. Algérie, Alger.*
- Zidarov, N., Khristchev, Kh., Gočev, P., Benev, B., Katzkov, N., Kojouharov, D., Moev, M., Nicolov, Z., Slavov, I., Stoitchev, D., Tchoumatchenco, P., Tzanakov, Tz. 1973. *Etudes géologiques des parties occidentales de l'Ouarsenis et du Plateau du Sersou. Rapport inédit., Serv. Carte géol. Algérie, Alger.*
- Welsch, J. 1889. Sur les terrains jurassiques des environs de Tiaret (Dép. d'Oran, Algérie). — *C. R. Ac. Sci., Paris*.
- Welsch, J. 1890. *Les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Frenda (Dép. Oran, Algérie). Lille, Thèse Sciences. 195 p.*