

Modalités de l'apparition de la sédimentation carbonatée de plate-forme interne sur la frange méridionale du domaine tlemcénien pendant l'Aalénien et le Bajocien : les « Dolomies du Tenouchfi » (Algérie nord-occidentale)

Michel Benest, Claude Dubel, Serge Elmi

Citer ce document / Cite this document :

Benest Michel, Dubel Claude, Elmi Serge. Modalités de l'apparition de la sédimentation carbonatée de plate-forme interne sur la frange méridionale du domaine tlemcénien pendant l'Aalénien et le Bajocien : les « Dolomies du Tenouchfi » (Algérie nord-occidentale). In: Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon. Hors série n°4, 1978. Les sédiments, leur histoire, leur environnement et leur devenir. Livre jubilaire Jacques Flandrin. pp. 29-69;

https://www.persee.fr/doc/geoly_0245-9817_1978_hos_4_1_1464

Fichier pdf généré le 24/01/2022

Résumé

Aux confins algéro-marocains, dans les Monts de Tlemcen, avant-pays immédiat du domaine alpin (tellien), le Massif du Tenouchfi (Dj. Rhar, Dj. Tenouchfi, Dj. Dourdaz et Dj. M'derba) ménage une transition avec les Hautes-plaines oranaises, secteur nettement plus stable. Au SW (Dj. M'derba), une sédimentation carbonatée de plate-forme interne, très subsidente et soumise à des émerSIONS temporaires (zone intertidale) s'installe au début du Jurassique moyen et correspond au dépôt de l'ensemble compréhensif des « *Dolomies du Tenouchfi* ». Le milieu est d'abord très agité (barrière hydraulique oolitique), puis beaucoup plus calme et, même, confiné. Par comparaison, dans le secteur NE (Dj. Tenouchfi-Ain Tagertila), les caractéristiques sédimentaires traduisent une liaison plus aisée et plus marquée vers la mer ouverte ; en outre, les épaisseurs bien plus faibles (170 m au lieu de près de 500 m) sont liées à une subsidence nettement moins forte. Ce secteur NE occupe alors une position paléogéographique plus externe. Les différences de subsidence avec la région du M'derba sont sous la dépendance de l'activité précoce de failles jouant continuellement dans le temps mais affectant probablement des zones étroites. Dans le secteur du M'derba on note alors l'extension vers le Nord des faciès de plate-forme des Hautes-Plaines par suite du comblement local et momentané de la bordure méridionale du sillon tlemcenien qui devient un haut-fond subsident.

Chronologiquement, de nouvelles découvertes d'ammonites permettent de préciser l'extension verticale des « *Dolomies du Tenouchfi* » (Aalénien-Bajocien moyen *pro parte*). En conséquence, l'âge des types de *Dictyoconus cayeuxi* Lucas, décrits dans cette formation, est nettement mieux établi.

La présence de *Sarfatiella dubari* Conrad et Peybernès permet d'étendre aux Monts de Tlemcen l'extension géographique de cette Dasycladale déjà connue sur le pourtour méditerranéen.

MODALITÉS DE L'APPARITION DE LA
SÉDIMENTATION CARBONATÉE DE PLATE-FORME
INTERNE SUR LA FRANGE MÉRIDIONALE
DU DOMAINE TLEMCENIEN
PENDANT L'AALÉNIEN ET LE BAJOCIEN :
" LES DOLOMIES DU TENOUCHFI "
(ALGÉRIE NORD - OCCIDENTALE)

par

MICHEL BENEST *, CLAUDE DUBEL ** et SERGE ELMI *

RÉSUMÉ

Aux confins algéro-marocains, dans les Monts de Tlemcen, avant-pays immédiat du domaine alpin (tellien), le Massif du Tenouchfi (Dj. Rhar, Dj. Tenouchfi, Dj. Dourdaz et Dj. M'derba) ménage une transition avec les Hautes-plaines oranaises, secteur nettement plus stable. Au SW (Dj. M'derba), une sédimentation carbonatée de plate-forme interne, très subsidente et soumise à des émergences temporaires (zone intertidale) s'installe au début du Jurassique moyen et correspond au dépôt de l'ensemble compréhensif des « *Dolomies du Tenouchfi* ». Le milieu est d'abord très agité (barrière hydraulique oolitique), puis beaucoup plus calme et, même, confiné. Par comparaison, dans le secteur NE (Dj. Tenouchfi-Ain Tagertila), les caractéristiques sédimentaires traduisent une liaison plus aisée et plus marquée vers la mer ouverte ; en outre, les épaisseurs bien plus faibles (170 m au lieu de près de 500 m) sont liées à une subsidence nettement moins forte. Ce secteur NE occupe alors une position paléogéographique plus externe. Les différences de subsidence avec la région du M'derba sont sous la dépendance de l'activité précoce de failles jouant continuellement dans le temps mais affectant probablement des zones étroites. Dans le secteur du M'derba on note alors l'extension vers le Nord des faciès de plate-forme des Hautes-Plaines par suite du comblement local et momentané de la bordure méridionale du sillon tlemcenien qui devient un haut-fond subsident.

Chronologiquement, de nouvelles découvertes d'ammonites permettent de préciser l'extension verticale des « *Dolomies du Tenouchfi* » (Aalénien-Bajocien moyen *pro parte*). En conséquence, l'âge des types de *Dictyoconus cayeuxi* LUCAS, décrits dans cette formation, est nettement mieux établi.

La présence de *Sarfatiella dubari* CONRAD et PEYBERNES permet d'étendre aux Monts de Tlemcen l'extension géographique de cette Dasycladale déjà connue sur le pourtour méditerranéen.

* Département des Sciences de la Terre et « Centre de Paléontologie stratigraphique », LA n° 11 associé au C.N.R.S. ; Université Claude-Bernard, 15-43, bd du 11-novembre, 69621 Villeurbanne.

** Institut des Sciences de la Terre, Université d'Oran, B.P. 16, Es-Senia (Oran).

Pendant l'Aalénien et le Bajocien, les Monts de Rhar-Roubane¹ (partie occidentale des Monts de Tlemcen) subissent une différenciation paléogéographique, héritage de tendances déjà bien esquissées pendant le Lias : zones résistantes à sédimentation réduite ou lacuneuse de type haut-fond et zones subsidentes, où s'accumulent des dépôts argilo-carbonatés parfois assez épais (« faciès de vasière »). Mais sur la bordure SW, le Massif du Tenouchfi (avec les Djebel Rhar, Tenouchfi, Dourdaz et M'derba, fig. 1 et 2) tend à se séparer du domaine tlemcenien (« sillon ») pour s'intégrer momentanément aux « Hautes-Plaines » (plate-forme). Alors que pendant le Lias moyen et supérieur s'y développait une sédimentation qui dénote l'appartenance à un bassin ouvert (Elmi *et al.*, 1974), à l'Aalénien et au Bajocien s'y dépose un important complexe carbonaté, les « *Dolomies du Tenouchfi* » (Lucas, 1942 ; Dubel, 1971). Ces dernières se comparent, épisodiquement au moins, aux sédiments connus sur les Hautes-Plaines (« *Dalle des Hauts Plateaux* » des géologues marocains ; cf. du Dresnay, 1971).

G. Lucas (1942, p. 446 et pl. 31) avait déjà souligné l'évolution particulière du Massif du Tenouchfi. Dans une optique « océanographique » qui en fait un précurseur, il l'expliquait par le déplacement d'une flexure continentale (au sens de Bourcart) qui migrerait du Sud vers le Nord et par une accentuation de sa pente. Par ailleurs, cet auteur rapportait les « *Dolomies du Tenouchfi* » à toute l'époque Aalénien-Bajocien-Bathonien.

Nous avons repris l'étude du secteur (fig. 1 et 2) dans le cadre d'un travail consacré à l'évolution tectono-sédimentaire du domaine tlemcenien (Dubel, 1971 ; Elmi, 1972, 1976). Nous avons, en particulier, essayé de comprendre les mécanismes qui ont amené l'installation d'une telle plate-forme carbonatée.

Dans ce but, nous avons réalisé une analyse des milieux de dépôts et de leurs variations verticales et horizontales. Les comparaisons avec les « faciès tlemceniens » (« prételliens » d'après Lucas, 1952) ont été effectuées grâce aux affleurements de la région de Sidi-Yahia-ben-Sefia au NE (Lucas, 1942, 1952 ; Benest et Elmi, 1969). Pour reconstituer la dynamique paléogéographique, il était nécessaire de l'inscrire dans un cadre chronologique aussi précis que possible ; il a pu être établi grâce à la découverte de plusieurs gisements d'ammonites. Ainsi, les « *Dolomies du Tenouchfi* » sont attribuables à l'Aalénien et au Bajocien inférieur ; elles débordent peut-être dans le Bajocien moyen, mais il est exclu qu'elles puissent être plus récentes. En effet, les premiers niveaux de la formation directement superposée (« Marnes de Zahra ») sont datés par des Ammonites du Bajocien supérieur. Cela a pour corollaire de restreindre considérablement l'extension verticale du foraminifère « *Dictyoconus* » *cayeuxi* LUCAS dans sa localité-type (Lucas, 1938).

Les séries seront décrites de l'WSW à l'ENE, depuis les faciès les plus littoraux (Dj M'derba) jusqu'aux dépôts de mer franchement ouverte (Sidi-Yahia-ben-Sefia) en passant par les zones de transition (Aïn Tagertila).

1. En ce qui concerne l'orthographe, nous nous référons à la toponymie de la carte au 50 000^e (feuille Sidi-Aïssa, n° 356) ou, plus rarement, au 25 000^e. Rappelons que Rhar-Roubane a aussi été écrit Gar Rouban ou Ghar Rouban.

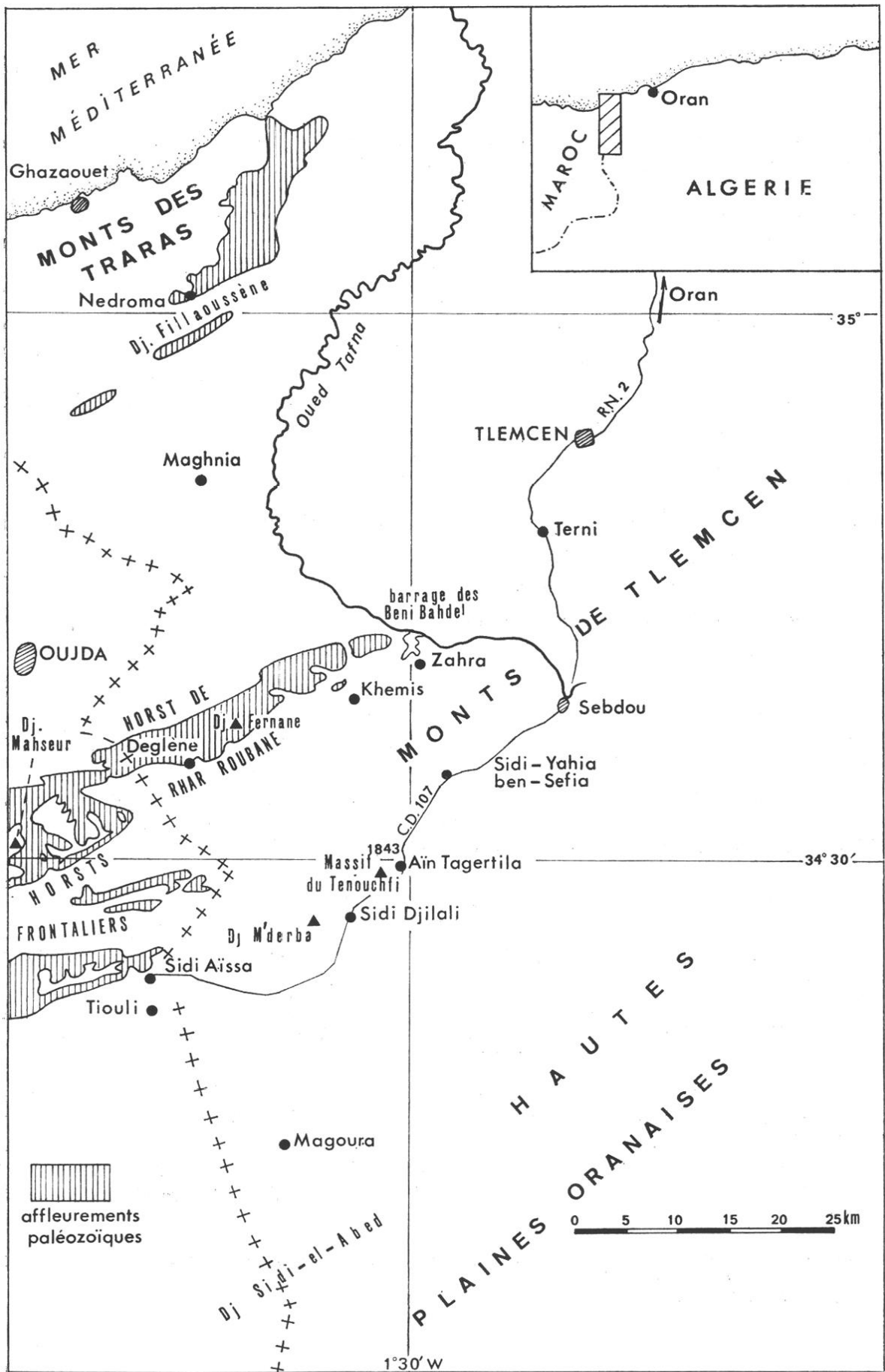


Fig. 1. — Situation du secteur étudié dans la région frontalière algéro-marocaine

I. — DONNEES STRATIGRAPHIQUES ET SEDIMENTOLOGIQUES

A. - Influences intertidales marquées dans un environnement de plate-forme interne : coupe de la bordure orientale du Djebel M'derba (fig. 2, 3 et 4)

Orientée de NNW au SSE, elle débute à 140 m au SSE du Chabet-el-Djîr (x : 107,06 ; y : 137,00) et s'achève sur le revers méridional du M'derba à proximité du bourg de Sidi Djilali (x : 107,28 ; y : 135,65). Elle montre la série occidentale dolomitisée de G. Lucas (1942).

Les couches carbonatées qui la constituent ont une épaisseur mesurable de 475 m. Le sommet n'est pas visible, masqué par les alluvions et les « conglomérats des Hauts-Plateaux » plio-villafranchiens de la dépression de Sidi-Djilali. La base des « *Dolomies du Tenouchfi* » est marquée conventionnellement par des calcaires indiquant un accroissement de l'énergie du milieu tant rapproché (accumulation d'oolites) que plus lointain (arrivée de graviers terrigènes). Les dolomies reposent directement sur des marnes et des marno-calcaires gris-sombres rapportés au Toarcien par comparaison avec le reste de la région (Aïoun-ben-Mira ; flanc SE du Tenouchfi ; Aïn Tagertila), mais qui n'ont pas encore livré d'ammonites dans ce secteur.

Le complexe des « *Dolomies du Tenouchfi* » peut être ici divisé en trois termes (fig. 4)² :

- un terme basal (1) (calcaires détritiques à *Cancellophycus*) ;
- un terme médian (2) (oosparite dolomitique) ;
- un terme supérieur (3) (dolomies pisolitiques).

1. - *Terme basal* (Mde 3 à 43 ; 65 m ; fig. 3 et 4). Ce sont des calcaires, fétides à la cassure et contenant quelques *Cancellophycus*, des filaments, des spicules et quelques brachiopodes. Ils admettent de nombreux bancs (0,30 à 0,40 en moyenne) de calcaires détritiques contenant des éléments bioclastiques et, aussi, des graviers terrigènes. Ils alternent avec des marnes feuilletées, assez indurées, de moins en moins abondantes vers le haut.

Nous ferons débiter la formation des « *Dolomies du Tenouchfi* » par ces calcaires à *Cancellophycus* qui, latéralement, sont fréquemment dolomitisés. Le long de la coupe étudiée ici, la répétition d'alternances marnes-calcaires s'organise en séquences binaires.

— *La séquence-type* (épaisse de 0,50 à 1 m en moyenne) débute par des marnes souvent feuilletées renfermant parfois des *Cancellophycus* à leur base. Elle se termine par un banc de calcaire (de texture « wackestone » à « grainstone ») dont les constituants détritiques sont des oolites radiées (de 150 à 700 μ de diamètre), parfois brisées [(Mde 13 et 26 (pl. 1, fig. 3), (Mde 32 et 34)], des pisolites micritiques³ de 0,6 à 15 mm de diamètre (pl. 1, fig. 7 et pl. 4, fig. 1 et 4), des lithoclastes, des pellesoïdes, de rares agrégats composés de petites oolites radiées et enfin des débris squelettiques variés, souvent roulés. La structure interne de nombreuses particules est oblitérée par « micritisation ».

On note dans certains bancs calcaires la présence de passées de grains ou graviers de quartz et de fragments roulés de schiste cristallin dont la dimension varie de 0,6 à 20 mm. La fréquence et la taille de ces éléments terrigènes et même des pisolites et les lithoclastes, augmentent statistiquement vers le haut à l'intérieur d'un même banc (calcirudite des niveaux Mde 17, 18 et 21) ; leur répartition étant souvent irrégulière, lenticulaire ou en « nids ». A l'intérieur d'un même

2. La numérotation des termes est la même dans le texte et sur les figures. Les chiffres précédés de « Mde » renvoient aux repérages des échantillons.

3. Ils sont équivalents aux oncolites pour beaucoup d'auteurs.

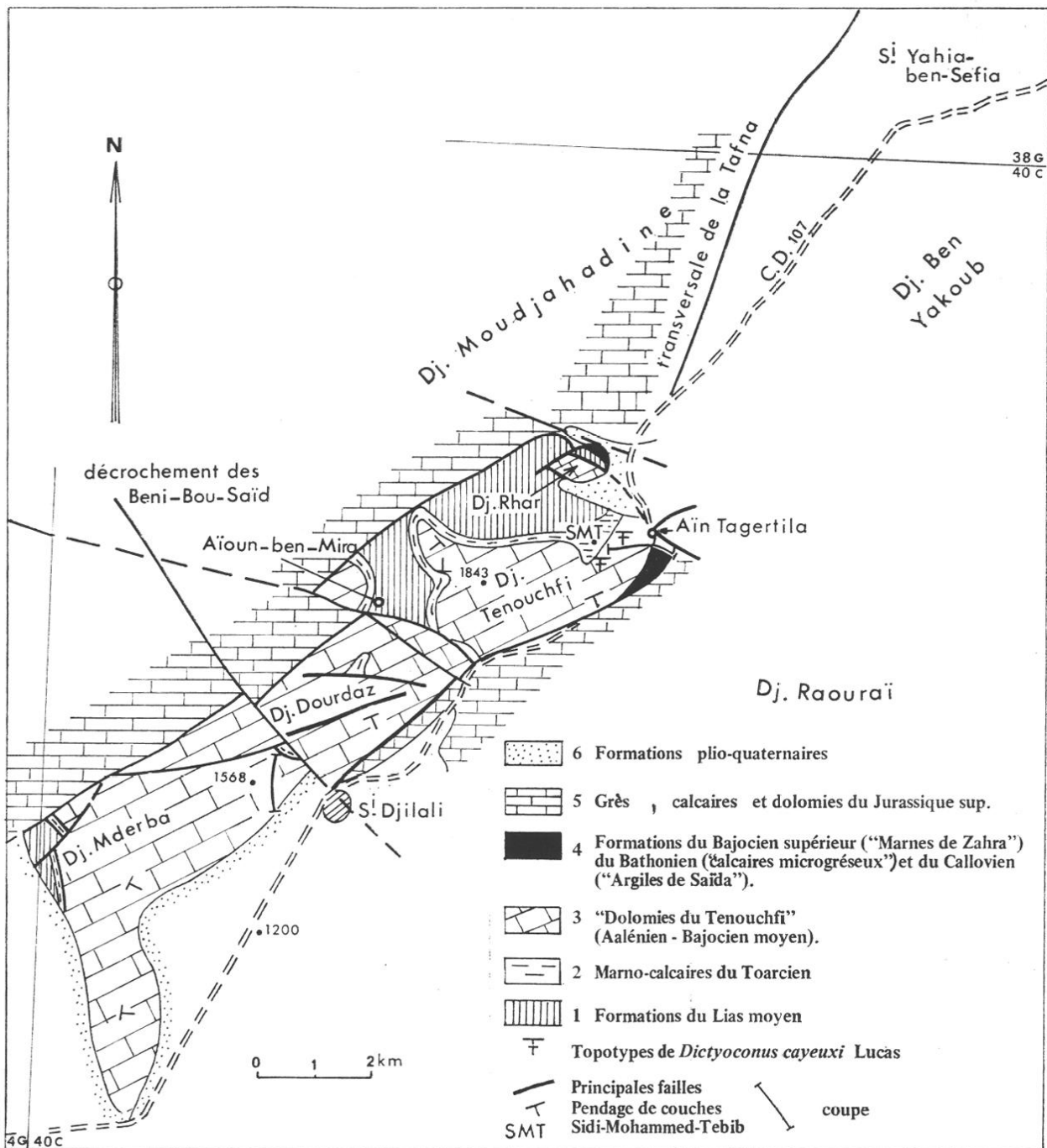


Fig. 2. — Carte géologique simplifiée du massif du Tenouchfi, d'après les cartes au 100 000° de G. Lucas (1942) et au 25 000° de C. Dubel (1971) ; situation des coupes

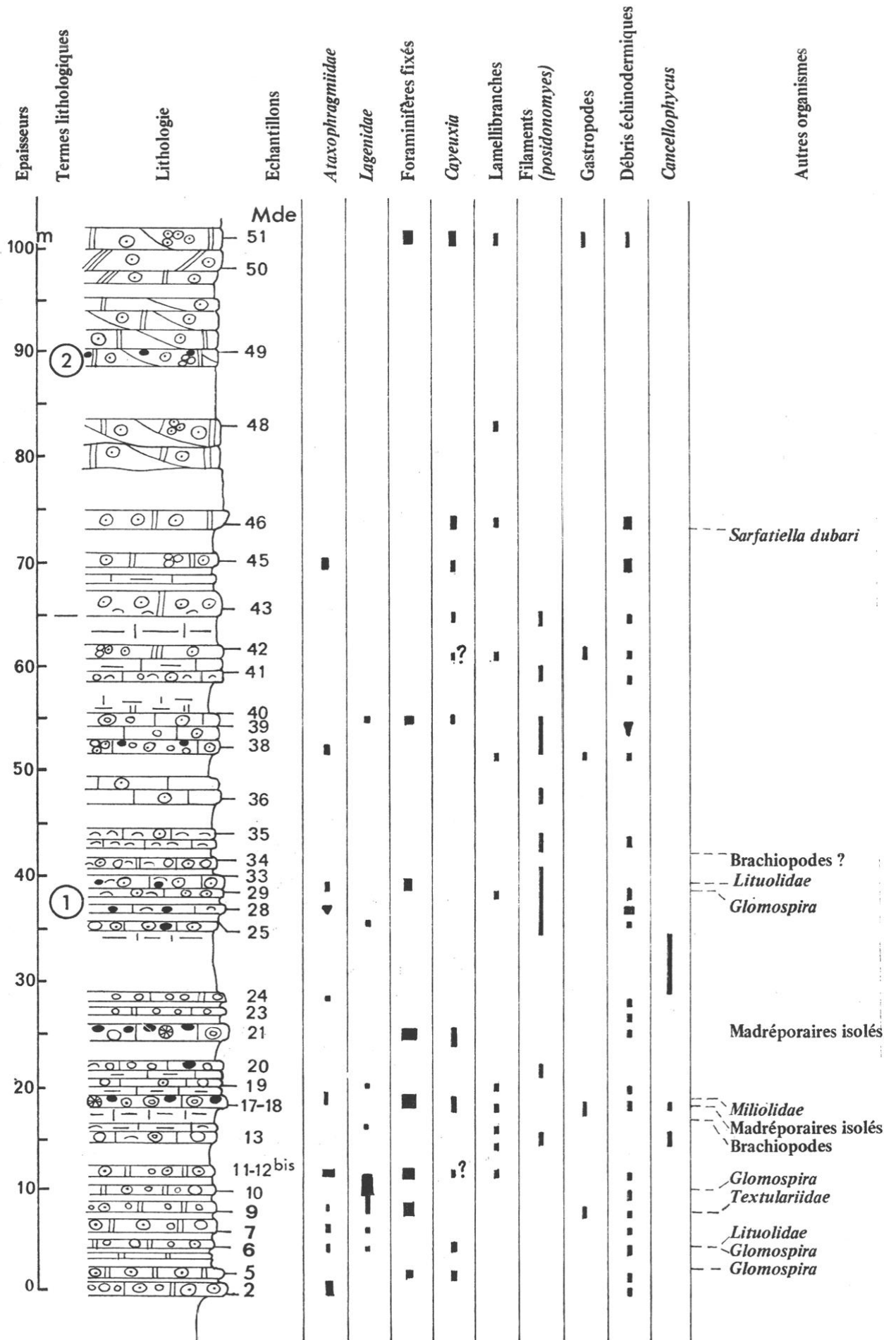


Fig. 3. — Colonne biostratigraphique de la partie basale des « Dolomies du Tenouchfi » dans le Dj. M'derba (voir légende de la figure 4)

lit on observe parfois (Mde 21) une nette orientation de certains petits galets de quartz usés. Ceux-ci peuvent alors atteindre une inclinaison de 5 à 10 degrés vers le Sud.

En outre, des phénomènes de « pression-dissolution » affectent fréquemment les pisolites (pl. 4, fig. 1).

Le niveau marneux peut se réduire à quelques centimètres (joint) et même disparaître (séquence tronquée).

— Parmi les constituants organiques on observe notamment :

- des débris d'échinides (très fréquents) et de crinoïdes dont *Pentacrinus* ;
- des « filaments » attribuables à des lamellibranches à test mince (posidonomyes) très nombreux dans certains niveaux ; leur association avec les *Cancellophycus* paraît fréquente ;
- quelques madréporaires isolés remaniés (pl. 4, fig. 3 et 4) ;
- des fragments roulés contenant des algues vertes du genre *Cayeuxia* déjà citées par G. Lucas (1942, p. 262) ;
- des foraminifères encroûtants tels que les *Nubecularidae* et les *Placopsilinidae* ayant joué un rôle peut-être aussi important que les algues dans l'édification des couches micritiques des pisolites et de certaines oolites incomplètement radiées ;
- des foraminifères perforants (*Polymorphinidae*) présents dans nombre de pisolites (Mde 17 H, pl. 1, fig. 7 ; Mde 18, pl. 2, fig. 3) et des débris squelettiques micritisés (Mde 17, pl. 3, fig. 7).

2. - *Terme médian* (Mde 43 à 58 ; 180 m ; fig. 4). C'est une oosparite dolomitisée (pl. 1, fig. 1, 2 et 5), rarement calcaire, de texture « grainstone » qui se termine par une surface durcie.

Elle se présente comme un ensemble massif divisé en épais faisceaux dont les relations sont souvent masquées par la dolomitisation. Lorsqu'elle est visible, leur stratification interne est, le plus fréquemment, disposée de façon oblique, sans direction préférentielle. En plus, on ne relève aucune trace de chenalisation.

Les oolites sont bien classées et, comme précédemment, elles ont une structure essentiellement radiée. La « micritisation » les affecte souvent et elles sont encroûtées par des foraminifères rarement visibles. Certains niveaux contiennent quelques agrégats d'oolites radiées (pl. 1, fig. 6).

En outre, on relève de nombreux cas de « pression-dissolution » souvent associés à des joints stylolitiques subhorizontaux. Ces phénomènes indiqueraient une forte compaction du sédiment, en rapport avec un taux de sédimentation élevé. La présence des silicifications secondaires tardives y est également fréquente. Certains faciès très dolomitisés montrent encore des oolites nettement recristallisées chargées en fer.

Enfin, à 10 m de la base de ces oosparites, on note la présence de très rares algues dasy-cladales : *Sarfatiella dubari* CONRAD et PEYBERNES (Mde 46) (pl. 3, fig. 8) (détermination P. Bernier).

3. - *Terme supérieur* (Mde 61 à 96 ; 230 m ; fig. 4). Il s'agit d'un ensemble essentiellement dolomitique, particulièrement riche en pisolites vers le haut (3c). Les faciès permettent de reconnaître trois subdivisions.

3a - Il débute par 15 m de marnes ou d'argiles dolomitiques biodétritiques. Ces dernières admettent de minces lits dolomitiques se débitant en plaquettes dont certaines possèdent une structure laminaire d'origine peut-être stromatolitique.

Le niveau micritique sommital (Mde 61) montre une structure fenestrée de type « keystone vugs ». Il s'agit d'un sédiment granulaire dont les pellesoïdes à liseré clair ont une taille de 100 à 150 μ . Ces particules se répartissent en « microséquences » de 2 à 3 mm d'épaisseur à l'intérieur desquelles on observe généralement un granoclassement inversé (pl. 5, fig. 3, 4). Chacune débute par un feuillet micritique souvent irrégulier et pouvant succéder à une surface de discontinuité. Au-dessus, apparaissent les pellesoïdes. Ceux-ci sont d'abord dispersés dans la micrite puis, leur fréquence augmentant vers le haut, ils deviennent jointifs et cimentés par de la sparite. On y observe alors de nombreuses vacuoles calcitiques allongées parallèlement à la stratification et dont le volume dépasse largement celui de l'espace intergranulaire (pl. 2, fig. 5). Ce type de vacuoles, très caractéristique, correspond vraisemblablement à d'anciennes bulles d'air, identiques à celles qu'on trouve piégées dans les sables carbonatés de certaines plages actuelles. De plus quelques caractères géotropes tels que les remplissages internes ou silt vadose, paraissent très probables en dépit d'une recristallisation avancée.

3b - Puis vient une succession (65 m ; Mde 62 à 76) d'assises tantôt calcaires, tantôt dolomitiques dans laquelle on distingue notamment :

- de fines laminations micritiques ondulées (Mde 62), parfois discontinues, affectées de fentes de dessiccation et attribuables à des tapis stromatolitiques ;
- un niveau de micrite à pisolites (Mde 65) ; ces derniers (1 mm à 6 mm de diamètre) montrent des enveloppes flexueuses dues vraisemblablement à une croissance algale (pl. 2, fig. 4-5) ;
- des passées de type « grainstone » à oolites radiées et susceptibles de contenir d'abondants *Dictyoconus cayeuxi* LUCAS (Mde 66) (pl. 3, fig. 5) ;
- des lamines souvent ondulées (Mde 71, pl. 5, fig. 1 ; Mde 76) montrant (en lame mince) une espèce de feutrage d'origine probablement algale ; elles laissent apparaître une structure fenestrée (« keystone vugs »). Celle-ci est liée à des passées pellesoïdales observables au sommet de microséquences comparables à celles du microfaciès Mde 61 ; en outre on y observe parfois des ostracodes.

3c - Enfin, la suite visible de la série (150 m environ ; Mde 85 à 96) est constituée de dolosparite dont certains niveaux de 5 à 20 cm d'épaisseur s'avèrent riches en pisolites.

On y trouvera de rares intercalations de laminites (Mde 91 et 96, pl. 6, fig. 2-5) dont les structures fenestrées, identiques à celles du niveau 61, sont caractéristiques du milieu vadose.

De fines tubulures calcitiques claires sont présentes dans certaines lamines micritiques sombres (Mde 96, pl. 6, fig. 2-5). Leur organisation fait penser à un feutrage d'origine algale.

Un tel contexte sédimentaire (termes 3a, 3b et 3c) affecté épisodiquement par une diagenèse vadose, est comparable à celui qui a été décrit dans le Lias calcaire de Sidi-Yahia-ben-Sefia (Bassoulet et Benest, 1976, p. 44-45, pl. 3 et 5) et du horst de Rhar Roubane (Elmi, 1977).

Les pisolites (pl. 4, fig. 6 et 7), dont la taille peut atteindre 5 cm, sont tous recristallisés et généralement enrichis en fer. Ils sont souvent aplatis et leur disposition à l'intérieur d'un même banc souligne parfaitement le litage. En fait, leur structure n'est qu'exceptionnellement visible et, dans la plupart des cas, la tranche usée des bancs dolosparitiques ne montre que des alignements de vacuoles dont la dimension peut varier d'un lit à l'autre.

Ce sont ces vacuoles, régulièrement espacées et résultant de la dissolution de la trame calcitique des pisolites, qui attirent le plus l'attention sur le terrain. D'autres bancs sont littéralement criblés de vacuoles plus petites, millimétriques, qui pourraient alors provenir de la dissolution d'oolites.

Certaines assises épaisses de dolomie cristalline présentent à la cassure une multitude de vacuoles à remplissage sparitique (pl. 4, fig. 6). Lorsque la cassure s'effectue orthogonalement

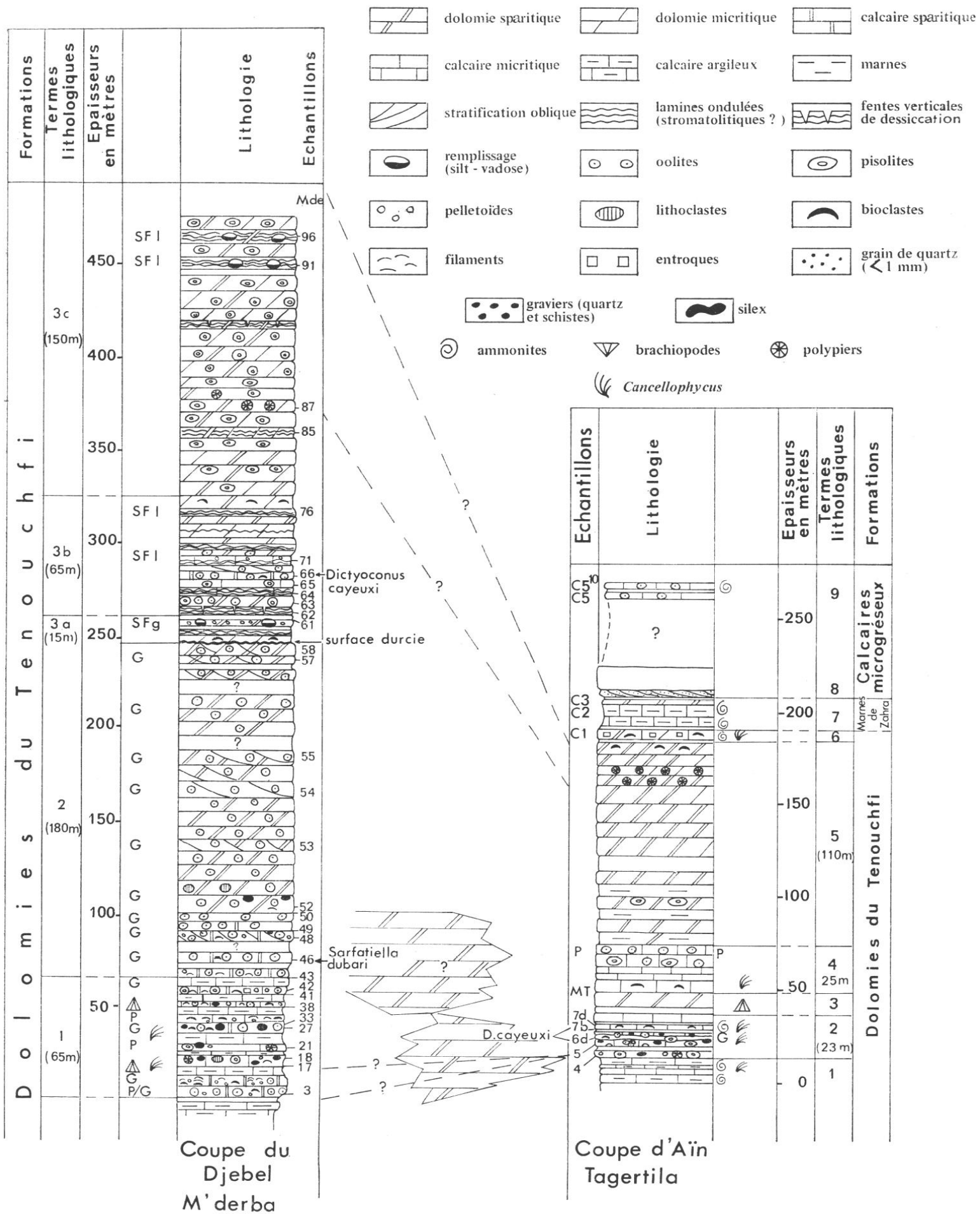


Fig. 4. — Colonnes stratigraphiques des coupes du M'derba et de Tagertila. Essai de corrélation

à la stratification, chacune d'entre elles montre une allure de cône dont la pointe est toujours dirigée vers la base du banc. Ces structures sont parfaitement identiques à celles qui ont été observées sur des sections analogues pratiquées dans des dolosparites à polypiers coloniaux reconnaissables dans le Jurassique supérieur des Hautes-Plaines oranaises (formation des « Grès de Bou Medine » dans le secteur Hassi-Zerga). On peut donc raisonnablement les attribuer à des madréporaires même si, ici, ces derniers ne sont jamais visibles sur la tranche des bancs, du fait, à notre avis, d'une recristallisation liée à une dolomitisation secondaire très intense.

B. - Secteur de transition : coupe d'Aïn Tagertila⁴ (fig. 2, 4, 5 et 6)

Elle a été levée à l'extrémité orientale du Djebel Tenouchfi, à proximité de la source aménagée de Tagertila (fig. 2). On peut y étudier la succession complète des « *Dolomies du Tenouchfi* » et leurs relations avec les formations encaissantes. Elles reposent sur des calcaires argileux et des marnes à *Cancellophycus* (« *Marno-calcaires à Cancellophycus inférieurs* ») du Toarcien et elles sont surmontées par des marnes du Bajocien supérieur (« *Marnes de Zabra* »). L'épaisseur (175 m) subit une réduction considérable par rapport à celle mesurée au Dj. M'derba (475 m au minimum) situé à 7 km au SW. Elle est cependant notablement supérieure à celle des niveaux équivalents connus sous un faciès de vasière à Sidi-Yahia-ben-Sefia (70 m) qui se place à une dizaine de kilomètres au NE.

Les caractères intermédiaires du secteur de Tagertila furent pressentis par G. Lucas (1942, p. 253) qui en faisait le type d'une « *série orientale complexe* » opposée à une « *série occidentale* » plus monotone. En outre, il mettait en évidence (1942, fig. 79, p. 253 ; 1952, fig. 25, p. 69) l'intrication des dolomies et des calcaires à *Cancellophycus*, le passage se faisant par l'intermédiaire de « *calcaires bréchoïdes* ». Les relations entre les différents faciès sont bien exposés près de la tête du Chabet qui descend en direction de Sidi-Mohammed-Tebib (fig. 7).

C'est dans cette coupe que G. Lucas (1942, p. 253, 258) a décrit la base des « *Dolomies du Tenouchfi* ». Celle-ci coïncide avec des « *calcaires finement bréchoïdes* » (fig. 78-III, p. 253, niv. 5c), surmontant des « *calcaires à Cancellophycus* » (niv. 5d) qui, d'après les descriptions et les figures, doivent correspondre au sommet du Toarcien.

Pour G. Lucas (1942, p. 251, 280, 321), les « *Dolomies du Tenouchfi* » se termineraient dans le Bathonien. Nos recherches nous ont livré des ammonites, en particulier grâce à l'élargissement de la route Sebdu-Sidi-Djilali à proximité immédiate de l'Aïn Tagertila. On peut maintenant considérer que les derniers niveaux à *Cancellophycus* terminant cet ensemble appartiennent probablement au Bajocien moyen.

La succession lithostratigraphique des environs de l'Aïn Tagertila comprend quatre principales formations qui se superposent depuis le ravin de Sidi-Mohammed-Tebib (lieu-dit Tarhroutât de la carte au 25 000^e) jusqu'à la route (fig. 4 et 6) :

- « *Marno-calcaires à Cancellophycus inférieurs* » du Toarcien (n° 1) ;
- « *Dolomies du Tenouchfi* » divisées en cinq termes (n° 2 à 6) ;
- « *Marnes de Zabra* » (Elmi, 1971) du Bajocien supérieur (n° 7) ;
- « *Calcaires microgréseux* » (Lucas, 1942) terminés par des niveaux à oolites ferrugineuses ; c'est le Bathonien inférieur et moyen (n° 8 et 9).

1. - « *Marno-calcaires à Cancellophycus inférieurs* » (fig. 5) (visibles sur 14 m). Ils affleurent dans le ravin de Sidi-Mohammed-Tebib (nomenclature de la feuille de Sidi-Aïssa au 50 000^e ;

4. Ce terme est orthographié « Aïn Tadj Rtila » sur la carte au 25 000^e (Sidi Aïssa n° 3-4).

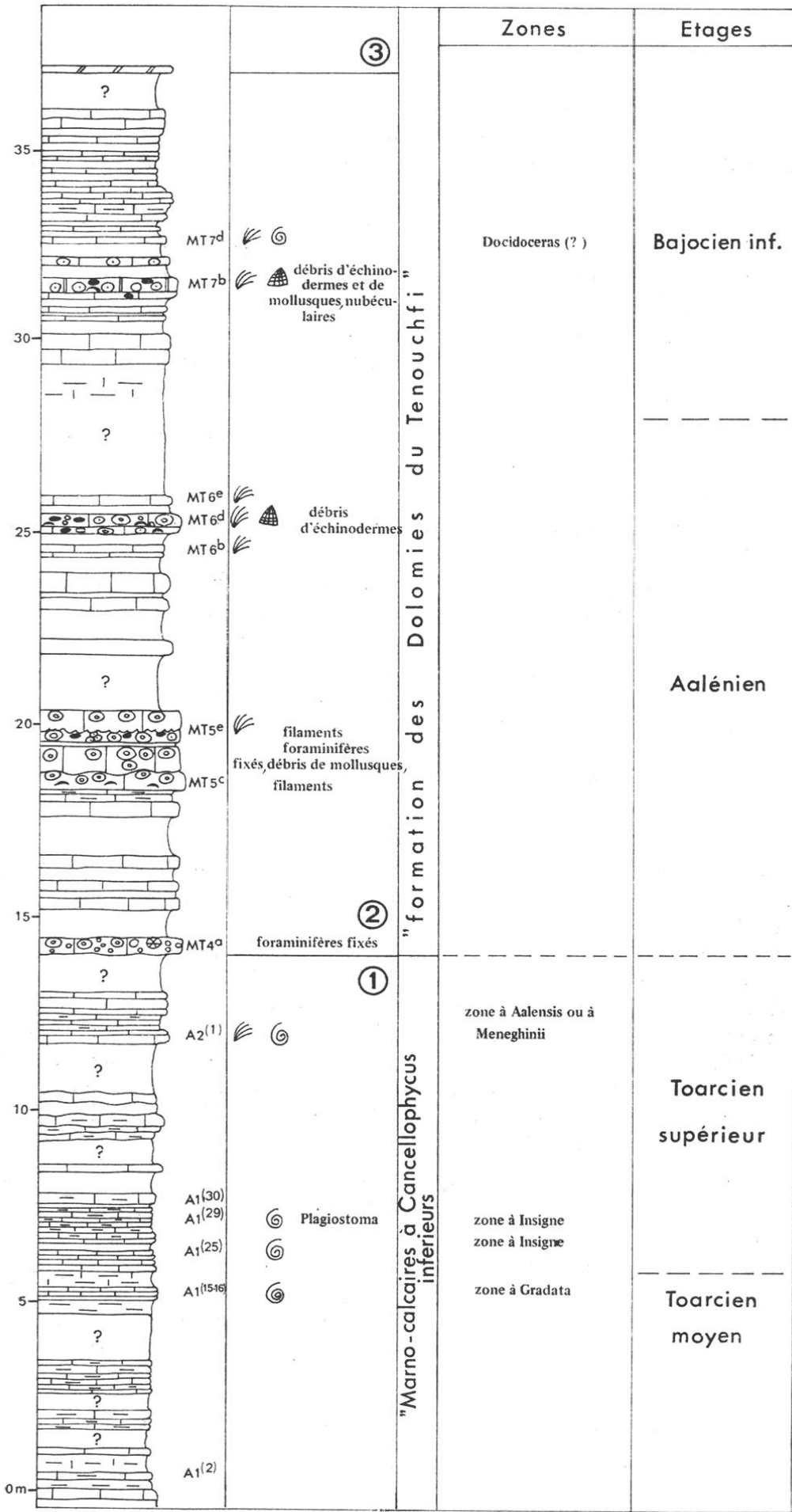


Fig. 5. — Colonne biostratigraphique de la partie basale de la série de Tagertila (voir légende des figures 4 et 6)

Dubel, 1971, p. 16-17) sous forme d'une alternance calcaréo-marneuse. Les calcaires argileux contiennent des granules épars de pyrite ; ils sont fétides à la cassure et se présentent en bancs minces (0,10-0,20 m) à surfaces généralement ondulées. Les marnes, feuilletées, constituent des niveaux décimétriques.

En rive gauche, à 5-6 m sous le sommet, les bancs compacts peuvent devenir plus cristallins, se boursouffler et se présenter comme une biosparite à rares grains de quartz contenant encore des *Cancellophycus*, comme dans le reste de la formation.

Sur le plan paléontologique, outre les traces (pistes sinueuses, larges d'environ 1 cm) on trouve de rares *Pecten textorius* et quelques brachiopodes (*Homoeorhynchia*). Plusieurs niveaux ont livré des ammonites permettant de reconnaître la superposition des zones suivantes⁵ (Dubel, 1971 ; Elmi *et al.*, 1974) :

- zone à Gradata (Toarcien moyen) avec *Merlites* sp., *Osperlioceras bicarinatum* (ZIET.) et *Pseudogrammoceras* gr. *stuckmanni* (DENCKMANN) ;
- zone à Insigne : *Pseudogr. pedicum* BUCKM., *Hammatoceras* cf. *semilunatum* JAN. ;
- zone à Aalensis ou à Meneghinii : *Hammatoceras* sp. cf. *porcarellense* BON. et *Hamm. tipperi* SEYED-EMANI ;
- zone à Aalensis : *Csernyeiceras* sp., *Cotteswoldia* cf. *distans* (BUCKMAN.), *Cott. costula* (VAC. non REIN.) ; ces dernières ammonites ont été récoltées dans un petit affleurement au N de la coupe.

2. - « Dolomies du Tenouchji » : ensemble basal à *Cancellophycus*, à graviers et à pisolites (23 m). Il s'agit de marnes très calcaires, feuilletées, alternant avec des bancs calcaires (épais de 0,40 à 0,50 m) localement riches en granules de pyrite ; au sommet de certains, on reconnaît de nombreux *Cancellophycus*. Dans le détail, cet ensemble basal montre une intrication de plusieurs faciès.

a. - Le banc calcaire inférieur (MT4, fig. 5 ; = niv. A2 (12) de Dubel, 1971) a la texture d'une calcirudite à ciment micritique peltoïdal. Il paraît l'équivalent du niveau Mde 17 de la coupe du M'derba (terme 1). Comme l'a déjà noté G. Lucas (1942, p. 253, fig. 78), on y observe des grains et des graviers de quartz ainsi que des débris usés de schistes cristallins ; ces éléments terrigènes atteignent une dimension maximum de 2 cm ; ils peuvent être légèrement encroûtés et calcitisés (Lucas, 1942, p. 261). On note aussi la présence de pisolites sombres (« fausses oolites » de Lucas) dont le diamètre varie entre 0,6 et 15 mm ; leur cortex est composé d'enveloppes micritiques ; des foraminifères fixés sont responsables d'encroûtements et de perforations (pl. 4, fig. 2). Ces pisolites ont une distribution très irrégulière et se présentent souvent « en nids ». Les vraies oolites radiées, de taille inférieure à 0,6 mm, sont nettement plus rares. On y trouve enfin quelques madréporaires isolés, des débris de tests de lamellibranches ainsi que des quartz authigènes (cf. Lucas, 1942, p. 261-262).

b. - Puis (MT5 ; 1,50 m), se succèdent quatre bancs dont le sommet montre des passées pisolitiques. La passée inférieure (MT 5c) est moulée par des rides dissymétriques impliquant un courant se dirigeant vers le NNE.

La seconde (MT 5d) et la troisième (MT 5e) offrent le microfaciès d'une pelmicrite à filaments, à petites oolites parfois brisées et pisolites dispersés (pl. 4, fig. 5). La dernière passée présente aussi des pisolites centimétriques, affectés par des foraminifères perforants, et pouvant devenir jointifs localement. On y observe aussi des agrégats de petites oolites radiées et de

5. Les mauvaises conditions d'affleurement ne permettent cependant pas un levé très précis.

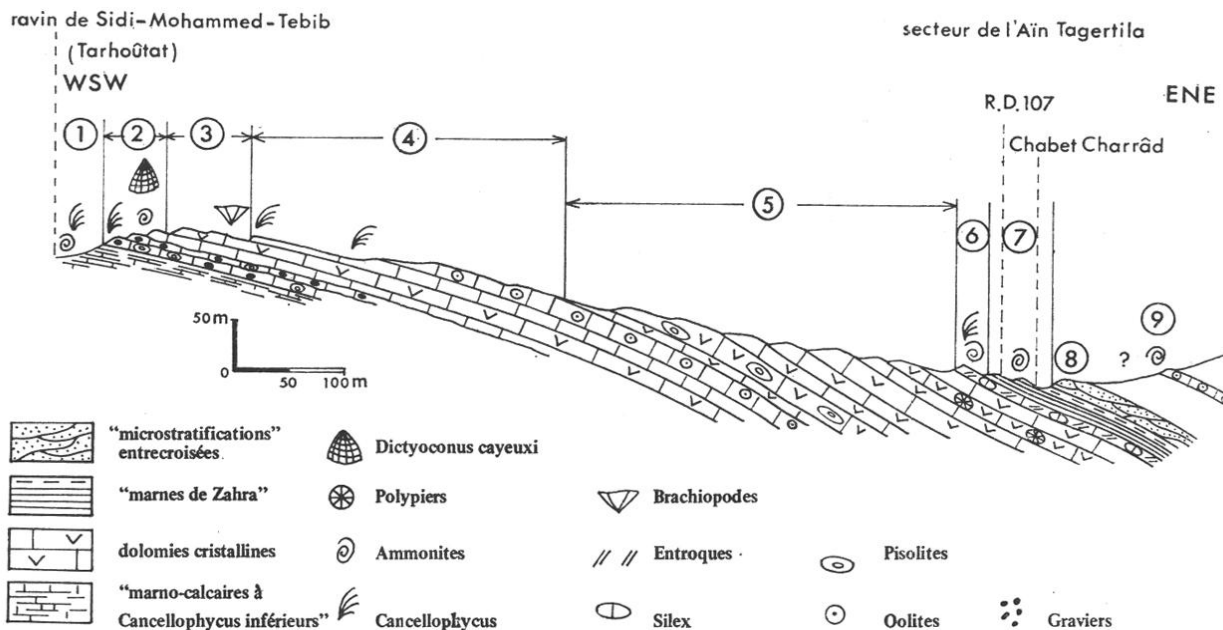


Fig. 6. — Coupe d'ensemble de la série de Tagertila (Tadj'er'tila)

1 : « Marno-calcaires à *Cancellophycus* inférieurs » (Toarcien) ; 2 à 6 : « Dolomies du Tenouchfi » ; 2 : Ensemble basal à *Cancellophycus* ; 3 : Dolomies cristallines ; 4 : Calcaires intermédiaires ; 5 : Dolosparites ; 6 : Calcaires organodétritiques à *Cancellophycus* ; 7 : « Marnes de Zahra » ; 8 : Base des « Calcaires microgréseux » ; 9 : Bancs à oolites ferrugineuses.

pisolites (pl. 2, fig. 6), des petits galets schisteux, des graviers de quartz ainsi que quelques pectinidés (*Entolium*, Lucas, 1942, p. 253, fig. 78, niv. 5c ; 1952, p. 68), des filaments et des *Cancellophycus* (sommet du banc MT 5e).

c. - A 12 m de la base, au sein d'une succession riche en *Cancellophycus*, une passée intrapelsparitique de type « grainstone », à oolites radiées et à graviers parfois encroûtés (MT 6d) contient des débris échinodermiques dont des entroques. Elle a livré « *Dictyoconus* » *cayeuxi* LUCAS (pl. 3, fig. 3). Il s'agit de topotypes provenant de la même coupée et du même ensemble lithologique que les types de G. Lucas (1938 ; 1942, p. 261, fig. 84).

d. - A 18 m de la base une passée oomicritique (« packstone »), grossière, à graviers et à agrégats a fourni de nombreux *Dictyoconus* (pl. 1, fig. 42 ; pl. 2, fig. 1 et 2 ; pl. 3, fig. 1, 2 et 6). Ceux-ci servent souvent de nucléus aux oolites à dominante radiée et dont la taille peut atteindre un millimètre. Les films micritiques qui alternent avec les couches fibro-radiées des oolites montrent parfois des structures rappelant celles des foraminifères encroûtants tels que les *Nubeculariidae*.

A ce niveau succède un banc oomicritique.

e. - A 19-20 m de la base et en surface, nous avons récolté un très mauvais moule interne d'ammonite que l'on peut hypothétiquement rapporter au genre *Docidoceras* du Bajocien inférieur.

A ce niveau affleurent des calcaires oolitiques et des micrites sombres, fétides à la cassure et à délit feuilleté.

f. - Enfin, c'est dans cet ensemble basal que sont visibles les intrications de faciès et les « biseaux » stratigraphiques les plus spectaculaires (fig. 7). Ainsi, à proximité immédiate de la

coupe décrite, en descendant le ravin de Sidi-Mohammed-Tebib en rive droite (sud), des dolomies envahissent les niveaux de base dans lesquels elles constituent une lentille. En rive gauche, vers le Nord et en montant vers la crête de Tenouchfi, les deux premiers niveaux à graviers passent à des dolomies qui correspondent à la première falaise de l'arête de cette montagne ; on y trouve encore trace de pisolites et, même, de *Cancellophycus* ; les graviers subsistent. On passe ainsi progressivement aux « dolomies cristallines à grains de quartz » citées par G. Lucas (1953, p. 253, fig. 78, niv. 5a). Lorsque l'on s'éloigne plus vers le Nord, tout l'ensemble basal est dolomitisé. On y reconnaît toujours des traces de pisolites, ce qui souligne le caractère secondaire de la dolomitisation.

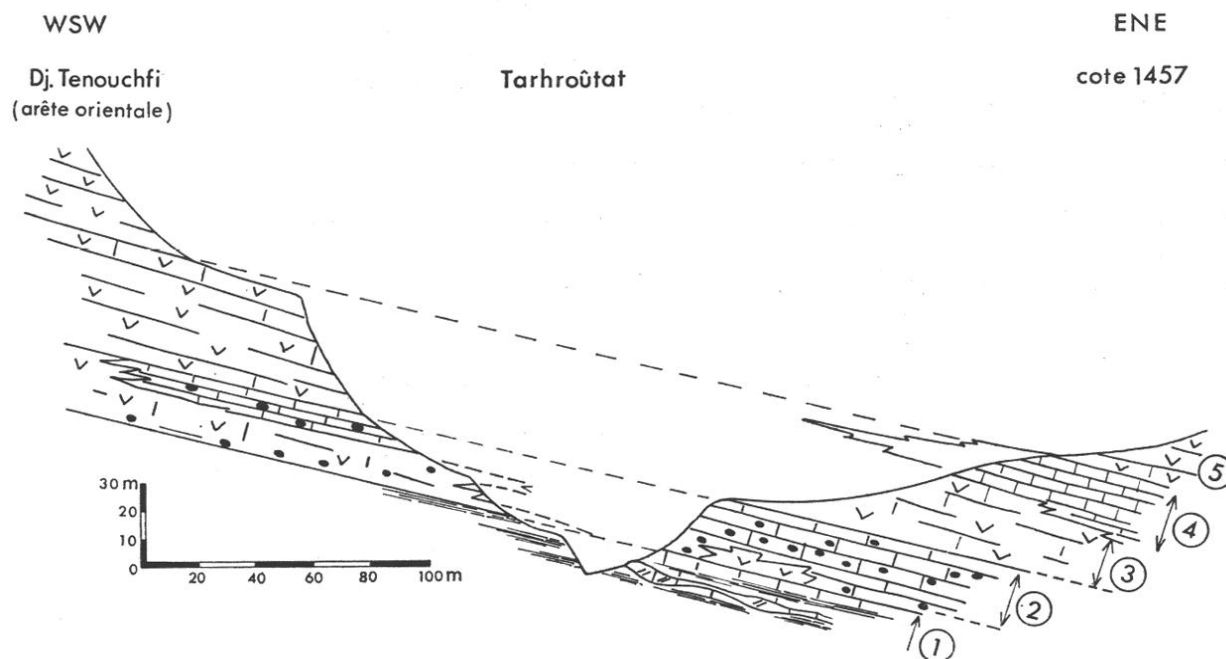


Fig. 7. — Intrication des passées calcaires et des niveaux dolomitiques dans la partie inférieure des « Dolomies du Tenouchfi » ; partie haute du ravin de Sidi-Mohammed-Tebib (Tarhoutât). (Voir légende de la figure 6 et le texte)

g. - En conclusion sur cet ensemble basal des « Dolomies du Tenouchfi », il faut souligner les affinités avec les faciès développés dans les bassins contemporains : parties subsidentes du domaine tlemcenien, secteur central du Moyen-Atlas (Oued Iblane) où les *Cancellophycus* existent dans un contexte calcaréo-argileux, où peuvent même arriver des décharges gréseuses (terminaison orientale de Djebel Fillaoussène, Guardia, 1975). Par contre, l'existence d'un abondant matériel oolitique et pisolitique souligne le caractère mixte du secteur de l'Aïn Tagertila qui semble alors placé sur une pente externe se raccordant à un plateau interne génératrice d'oolites et de pisolites.

Ce régime sédimentaire ressemble à celui qui règne alors dans la région de Saïda sur les bordures du seuil de l'Aïn Soltane près du môle de Tiffrit (cf. Lucas, 1952, pfl 88). Il s'y dépose des calcaires souvent dolomitisés, à silex stratiformes (« membre supérieur de la Dolomie de Tiffrit » de Augier, 1967, p. 66-67) et dans lesquels des surfaces durcies permettent de reconnaître les effets de la phase épirogénique de l'Aalénien inférieur. Au-dessus, ce type de sédiment est perturbé par quelques passées pisolitiques analogues à celles de Tenouchfi. Celles-ci surmontent des niveaux fossilifères à ammonites de l'Aalénien moyen (*Planammatoceras* sp.).

3. - *Dolomies cristallines* (10 à 12 m). Elles arment la crête du relief au point coté 1457 et ont livré des rhynchonelles dans le quart supérieur. Dans le dernier mètre, la dolomitisation moins poussée épargne quelques *Cancellophycus*.

4. - *Calcaires intermédiaires* (environ 25 m) se débitant parfois en plaquettes. On y observe des *Cancellophycus*, des passées organodétritiques (radioles d'échinides, entroques, spicules indéterminables), des pistes et de rares *Entolium*. Dans les derniers mètres, on note des intercalations oolitiques et pisolitiques.

5. - *Dolosparites* (110 m) constituant la masse principale des « *Dolomies du Tenouchfi* ». On n'y reconnaît que des fantômes d'organismes variés et quelques pisolites centimétriques. Comme au M'derba, elles contiennent des vacuoles (3 cm de diamètre) aplaties et alignées parallèlement à la stratification. Dans la partie supérieure, apparaissent des structures correspondant probablement à des madréporaires très recristallisés (pl. 4, fig. 8).

6. - *Calcaires organodétritiques à Cancellophycus* (6 m ; C 1, fig. 5). Ils sont exposés dans le fossé de la route Sebdu-Sidi Djilali (Dubel, 1971, p. 23-24). Malgré une large dolomitisation, on peut y reconnaître des passées terrigènes, deux niveaux de rubannements siliceux ainsi que des *Cancellophycus* dans la partie supérieure.

La macrofaune comporte des entroques, des bélemnites et de très rares ammonites, mal conservées, dont *Oecotraustes* sp. gr. *genicularis* WAGEN appartenant à un groupe de formes débutant dans le Bajocien moyen.

Il s'agit donc soit du sommet du Bajocien moyen, soit de la base du Bajocien supérieur. Cette unité correspond (au moins partiellement ?) aux calcaires argileux de Sidi-Yahia-ben-Sefia (Benest et Elmi, 1969, n° 3) où ils terminent le premier ensemble à *Cancellophycus*. C'est aussi l'équivalent partiel des calcaires argileux en bancs ondulés, à *Cancellophycus*, affleurant près du Djebel Mennchar (secteur des Beni-Bahdel ; zone du Tleta ; cf. Lucas, 1942, p. 245, fig. 75, n° 5-6) et attribués au Bajocien moyen par F. Atrops (1974, p. 77).

Conventionnellement, nous ferons terminer les « *Dolomies du Tenouchfi* » avec ce niveau, car latéralement, comme dans le secteur ici étudié, les *Cancellophycus* ne sont pas connus dans la formation directement superposée (« *Marnes de Zabra* »).

7. - « *Marnes de Zabra* » (environ 15 m ; C 2 ; fig. 3 et 6). Ce sont des marnes sombres, délitées, admettant de minces bancs de calcaires argileux et affleurant grâce à l'aménagement de la route.

Les niveaux calcaires (le niveau supérieur en particulier), peuvent être localement dolomitisés. Ils prennent alors une teinte jaunâtre.

Cette alternance marno-calcaire appartient à la formation des « *Marnes de Zabra* » (Doumergue, 1910 ; Elmi, 1971). A Tagertila la faune d'ammonites permet de reconnaître le début du Bajocien supérieur (début de la zone à *Subfurcatum* ; Elmi, 1971) avec *Leptosphinctes* sp. (à la base), *Cleistosphinctes* sp., *Oppelia depereti* (FLAMAND) (= *Oppelia* aff. *subradiata* (Sow.), in Elmi, 1971), *Oecotraustes* sp., *Oecotraustes* cf. *westermanni* STEPH. Il faut ajouter que les marnes contiennent de nombreuses empreintes de posidonomyes : *Bositra buchi* (ROEM.).

8. - « *Calcaires microgréseux* » (14,50 m ; C ; fig. 3 et 6) (cf. Lucas, 1942, p. 290-292). Ils se présentent en bancs à patine souvent verdâtre, épais de 0,25 à 0,50 m, parfois séparés par de minces niveaux plus tendres. Chaque banc présente un litage oblique de petite échelle en « microstratification entrecroisée ». Les lamines sont groupées en faisceaux épais de 1 à 3 cm, obliques, arqués et pouvant s'emboîter légèrement les uns dans les autres.

Quand ces unités regroupent des feuillets à plongement unidirectionnel, elles sont généralement continues. En revanche, la limite entre deux ensembles de litage contraire est le plus souvent marquée par une surface d'érosion, soit peu accentuée, soit soulignée par un joint argileux.

En lame mince, les « calcaires microgréseux » montrent une fraction importante de minuscules grains de quartz détritiques, anguleux, bien calibrés dont la taille, inférieure à 100 microns, est voisine de celle des silts.

9. - *Calcaires à oolites ferrugineuses*. Après 40 m de lacune de visibilité, affleurement des bancs calcaires à oolites ferrugineuses (Dubel, 1971, p. 25).

a. - Deux barres de calcaires à oolites limoniteuses dispersées sont séparées par 1 m de niveaux marneux plus tendres ayant livré quelques ammonites pyriteuses du Bathonien inférieur : *Morphoceras* sp., *Ebrayiceras sulcatum* (HEHL), *Gonolkites valida* (WETZEL) et *Prohecticoceras* nov. sp. A ELMI. Au-dessus et sur 1,60 m, on rencontre des bancs de calcaire oolitique renfermant quelques entroques.

b. - Puis apparaissent deux bancs juxtaposés sensiblement plus riches en oolites⁶ ferrugineuses. Le premier a livré un *Cadomites daubenyi auct.* qui indique le sommet du Bathonien moyen. Le deuxième n'a fourni qu'un *Paroecotraustes* (cf. *Nodiferites*) sp. La suite de la série n'est pas exposée avec précision près de l'Aïn Tagertila. Le ralentissement de sédimentation indiqué par les niveaux à oolites ferrugineuses trouve une confirmation dans la coupe observable sur la retombée NE du Djebel Rhar. Les derniers niveaux oolitiques deviennent franchement ferrugineux (faciès de l'« *Oolite ferrugineuse de Deglène* » ; Elmi, 1973a) et sont directement surmontés par les premiers bancs gréseux de la base des « *Argiles de Saïda* » (Callovien). Comme dans le reste du domaine tlemcenien, il y a au moins lacune de Bathonien supérieur (Elmi, 1971, 1972).

C. - Sédimentation de mer ouverte en un environnement de plate-forme externe : coupe du Koudiat-er-Ressas près de Sidi-Yahia-ben-Sefia (cf. Lucas, 1942 ; Benest et Elmi, 1969) ; (fig. 2)

Les assises toarciennes et l'équivalent des « *Dolomies du Tenouchfi* » sont représentés par des marnes, des marno-calcaires et des calcaires argileux à *Cancellophycus*, dépôts sédimentés en mer ouverte (« vasière Oujda-Sedbou » de Lucas, 1942, 1952) qui ne montre aucune tendance de type plate-forme interne.

On y rencontre cependant des indications de perturbations sédimentaires liées à l'instabilité générale des Monts de Tlemcen (Elmi, 1972) :

- l'Aalénien inférieur est terminé par des niveaux de condensation ; on peut y voir l'écho des arrivées graveleuses connues dans le Massif du Tenouchfi ;
- la période Aalénien moyen (?) - Bajocien moyen montre un ralentissement des apports argileux qui sont encore abondants ; il faut y noter la rareté des ammonites : *Stemmatoceras* et *Oecotraustes* cf. *genicularis* WAAG. ;

6. Les oolites micritiques et les agrégats de ces niveaux ont fort bien été décrits par G. Lucas (1942) pour « l'*Oolite ferrugineuse de Deglène* » (Elmi, 1973a). Leur milieu de genèse, en plate-forme externe est bien distinct de celui où sont élaborées les oolites radiées connues dans l'Aalénien.

- les dépôts à *Cancellophycus* ont une épaisseur qui ne dépasse pas 70 m, donc très réduite, comparativement à celle de la formation contemporaine des « *Dolomies du Tenouchfi* » (Aalénien-Bajocien moyen) au Dj. M'derba (475 m) ;
- au Bajocien supérieur débute l'épisode à dominante argileuse des « *Marnes de Zabra* » ; il se termine probablement avant le Bathonien inférieur, lequel correspond essentiellement aux « *Calcaires microgréseux* ».

Les ammonites pyriteuses récoltées dans la partie inférieure des « *Marnes de Zabra* » indiquent la sous-zone à *Schroederi* : *Oppelia* cf. *subtilicostata* (PARONA), *Oecotraustes* cf. *westermanni* STEPHANOV, *Caumontisphinctes* (*Infraparkinsonia*) sp., *Leptosphinctes* cf. *perspicuus* (PARONA), *Spiroceras* sp., *Cadomites* gr. *deslongchampsii* (DEFR.), *Strigoceras* gr. *truellei* (d'ORB.) et un des rares *Strenoceras* gr. *subfurcatum* (ZIET.) que nous avons trouvés dans les Monts de Tlemcen. En outre, il existe quelques madréporaires isolés (*Montlivaultia* sp.).

II. — REMARQUES SUR LA MICROFAUNE ET LA MICROFLORE

Il convient de préciser que nous avons trouvé des topotypes de *Dictyoconus cayeuxi* LUCAS espèce décrite pour la première fois en 1938 par G. Lucas dans le massif du Tenouchfi, tant dans la série du M'derba que dans celle d'Aïn Tagertila. La répartition stratigraphique de cet orbitolinidé, associé à des faciès très biodétritiques (bio-oosparites) et rencontré à plusieurs niveaux des « *Dolomies du Tenouchfi* », est donc Aalénien-Bajocien moyen. Cette attribution confirme et précise l'âge aaléno-bajocien qui lui a été assigné dans d'autres régions méditerranéennes, en particulier au Maroc oriental, dans les « *Calcaires à Cancellophycus* » de la bordure nord du Haut Atlas (Brun, 1969, pl. IV, fig. 25-28) ainsi qu'en Italie (Scandone, 1964, p. 1101 ; Scandone *et al.*, 1964, p. 22).

Au point de vue paléontologique⁷ l'espèce créée par G. Lucas a été rapportée au genre *Meyendorffina* et au sous-genre *Lucasella* par M. Moullade qui a distingué trois espèces d'après la taille. J. P. Bassoullet (communication orale) pense qu'il s'agit d'un même groupe spécifique.

La présence de *Sarfatiella dubari* CONRAD et PEYBERNÈS, à la base du grand ensemble oosparitique (terme 2) du Djebel M'derba, mérite d'être soulignée. Cette Dasycladale découverte dans les Corbières par G. Dubar, fut figurée pour la première fois en 1963 (Lemoine et Sarfati) dans le Bajocien de cette région. Elle a été récemment décrite par M. A. Conrad et B. Peybernès dans les Pyrénées où elle apparaît dans des niveaux comparables tant sur le plan stratigraphique (Aalénien supérieur-Bajocien) que sur le plan faciologique (dépôts de haute énergie). Elle a été figurée également sous le nom de *Cylindroporella* sp. dans le Bajocien du Haut Atlas marocain oriental (Bouchta, 1967, pl. 9, fig. 1 ; Brun, 1969, pl. 6, fig. 44-45, « *Calcaires corniche* » du Jbel Taïa) et enfin dans le Bajocien-Bathonien de l'Atlas saharien en Algérie occidentale (Bassoullet, 1973, p. 446-447, pl. 24, fig. 5-7).

7. Renseignements dus à l'obligeance de J. P. Bassoullet de l'Université Paris VI.

III. — ETUDE DES MILIEUX DE DEPOT ET DE LEUR EVOLUTION VERTICALE

A. - Djebel M'derba

1. - La série observable commence par des assises marneuses que l'on peut attribuer au Toarcien supérieur par comparaison avec celles de l'Aïn Tagertila. Leur faciès traduit une sédimentation de vase dont le fond présenterait des conditions essentiellement réductrices (présence fréquente de pyrite associée à de la matière organique).

Ces marnes et calcaires argileux constituent la partie principale d'un grand rythme qui s'achève par des dépôts de haute énergie (oosparite du terme 2 ; Mde 3).

2. - Les calcaires détritiques à *Cancellophycus* qui viennent au-dessus marquent le terme basal des « *Dolomies du Tenouchfi* » (p. 33). Ils sont entrecoupés d'horizons marneux, récurrences de conditions qui dominaient auparavant : milieu temporairement protégé de l'action des vagues et des courants où les matériaux pouvaient se déposer par décantation. Mais ce calme est rapidement interrompu comme l'indique l'apparition répétée au sein de ce contexte marneux d'épisodes calcaires dans lesquels dominent d'abord les pisolites algaires (associés ou non à des agrégats et à des madréporaires isolés remaniés), puis les oolites radiées ; cette augmentation de l'énergie semble due essentiellement à une diminution, au moins épisodique, de profondeur. Ce phénomène, d'abord peu marqué, va s'accroître.

Le faciès oolitique, de type « grainstone », se généralise ensuite au détriment des marnes en même temps que se raréfient ou disparaissent les *Cancellophycus* et les faunes associées (brachiopodes). Ce changement graduel du faciès traduit bien une augmentation de l'agitation du milieu qui est de plus en plus soumis à l'action des agents hydrodynamiques. Ces phénomènes doivent trouver une explication dans un changement de la forme du fond et de la bathymétrie.

Fait important sur le plan paléogéographique, des décharges détritiques espacées, constituées d'éléments de quartz et de schistes cristallins, viennent perturber momentanément la sédimentation calcaire. On a vu (p. 35) que ces terrigènes apparaissent dans la partie supérieure calcaire de séquences binaires débutant par des marnes. Leur succession constitue une suite de rythmes dont le caractère régressif ressort de l'analyse de l'énergie du milieu. Chaque séquence montre, de bas en haut, une agitation croissante sur le fond qui entre progressivement dans la zone d'action des vagues. Il en résulte le granoclassement inverse des matériaux terrigènes et des particules qui leur sont associées (pisolites).

L'orientation et l'inclinaison préférentielle des éléments terrigènes les plus gros à l'intérieur de certains lits indiquent que leur dépôt par traction est consécutif à une chute de la compétence maximale des courants. A notre avis, leur usure très marquée résulte plus d'un brassage répété par les courants de marée que d'un long transport.

Leur origine doit être recherchée dans les accidents de relief constitués de terrains paléozoïques qui parsemaient alors la « zone des horsts » (Lucas, 1942) (fig. 8), c'est-à-dire le horst de Rhar-Roubane situé à une vingtaine de kilomètres au NNW et les horsts frontaliers marocains à l'Ouest. Chaque décharge, aussi minime soit-elle, n'est ainsi que la manifestation dans l'aire de dépôts des mouvements ressentis dans la région des horsts et le long de leurs bordures tectoniquement plus mobiles (Elmi, 1977, à propos du Lias moyen).

Par ailleurs, les épisodes calcaires ont dû subir un processus de lithification précoce sous climat chaud comme en témoignent la micritisation de nombreuses particules et la présence de foraminifères encroûtants tels les nubéculaires qui affectent les oolites. Une partie de ce matériel

a dû être élaboré en bordure du domaine des Hautes-Plaines, c'est-à-dire, plus au Sud. Ainsi sa présence est partiellement liée à des apports méridionaux donc à des courants antagonistes de ceux qui amenèrent les éléments terrigènes et qui les précédèrent.

Ces données s'accordent avec une profondeur relativement faible (zone infratidale) ; la pente du fond reliant la zone étudiée avec les secteurs méridionaux plus littoraux s'atténuait au cours d'une séquence et tendait alors vers l'horizontalité. On peut ainsi envisager un net ralentissement de la sédimentation en fin de séquence.

On peut maintenant esquisser la signification tectonosédimentaire de ces séquences binaires rythmiques. Chacune traduit d'abord un approfondissement du milieu : sans être étroitement liés à une aussi forte profondeur que le pensait G. Lucas (1938, 1942), les *Cancellophycus* se développent toujours dans les zones marines franchement ouvertes ; dans le cas étudié, la liaison se faisait alors avec la vasière « Oujda-Sebdou ». Puis, l'apparition de la phase carbonatée semble bien intervenir après une diminution de la profondeur, succédant elle-même à une phase de décantation (comblement partiel). La faible bathymétrie facilite l'action des vagues et s'accompagne d'une élévation du niveau d'énergie en un milieu de plus en plus oxygéné. Elle expliquerait aussi l'accumulation de pisolites sous l'influence de courants induits par les marées et amenant un matériel d'origine méridionale.

Il faut cependant préciser que les fluctuations de la profondeur sont de faible amplitude et qu'elles s'accompagnent, en fin de séquence, d'un aplanissement du fond. Mais ces variations s'inscrivent dans une évolution menant à un comblement de la bordure du bassin tlemcenien (progradation de vergence nord, déjà bien mise en évidence par Lucas, 1942, p. 263). Cette tendance s'affirmera ensuite ; elle aboutira au régime de plate-forme interne limitée par une barrière hydraulique. La séquence décrite ci-dessus sera alors réduite à son terme supérieur calcaire comme nous allons maintenant l'analyser.

3. - L'évolution vers les faciès de haute énergie (« grainstone ») se confirme donc avec l'installation d'une plate-forme carbonatée.

a. - On assiste d'abord à la mise en place de dépôts oolitiques, ininterrompus, bien classés, fort épais (180 m). C'est le terme médian (2) qui constitue un édifice dont les stratifications obliques correspondent aux pentes des talus d'accumulation ce qui a dû jouer le rôle d'une barrière hydraulique ; celle-ci empêchait ou réduisait les communications avec le domaine externe.

Il semble que les apparts oolitiques aient subi un étalement par progradation sur de vastes surfaces (Rat et Daulin, 1970) plus qu'une concentration dans des chenaux. L'action érosive des courants paraît d'ailleurs se manifester par des surfaces subhorizontales qui tronquent, en général, les stratifications obliques. De ce fait, la forte énergie exclut toute sédimentation colloïdale. On pourrait ainsi expliquer l'absence du terme marneux de la séquence binaire, mais il faut aussi tenir compte du fait que le matériel terrigène transite le plus souvent par la vasière tlemcenienne. Son absence au M'derba peut fort bien s'expliquer par sa situation à l'intérieur de la barrière hydraulique qui bloquait les arrivées septentrionales. Les minéraux argileux se déposent alors dans les secteurs à la fois plus ouverts et plus protégés du sillon tlemcenien (vasière).

Au M'derba, les faisceaux de stratification oblique n'indiquent aucune direction privilégiée ; il semble ainsi que les courants aient été influencés par la topographie sous-marine, en particulier par la divagation des amoncellements oolitiques.

Ces épandages compensent largement le taux de subsidence pourtant élevé ; il en résulte une tendance au comblement et le fond se trouve toujours dans la zone de traction des vagues alors que le « tréfond » suivant la judicieuse distinction de G. Lucas (1942, p. 445-449, pl. 21 ; 1952, p. 70) subit un abaissement considérable.

Dans l'état actuel de nos connaissances, les données paléogéographiques permettent de placer le M'derba dans la partie distale d'un estran de faible dénivellation. Au Sud, cet estran s'étendait au moins jusqu'aux Monts du Sidi-el-Abed, partie intégrante des Hautes-Plaines. Vers le Nord, les éléments permettant de retracer le raccord avec le sillon tlemcenien (Elmi, 1977) sont peu nombreux. On peut cependant imaginer, d'après l'étude des dépôts plus anciens, d'après aussi les observations faites à Tagertila, que ce raccord devait se faire suivant une pente douce où les faciès s'intriquaient plus ou moins selon les relations entre le comblement et l'enfoncement du fond.

Le terme médian (2) montre la progression des talus oolitiques amorcés auparavant. En conséquence, le bord méridional du sillon tlemcenien se comble malgré sa forte subsidence relative par comparaison tant avec les régions où se trouvait la mer ouverte (au Nord) qu'avec les régions plus littorales (au Sud).

Le milieu générateur des oolites radiées est à rechercher dans un milieu beaucoup plus protégé mais soumis à l'action épisodique des marées. Un tel contexte, plus éloigné de la mer ouverte, doit normalement se trouver plus au Sud.

Donc, alors que pendant le dépôt des calcaires détritiques à *Cancellophycus* (terme inférieur), le M'derba se trouvait à l'extérieur de la plate-forme, pendant la sédimentation du terme médian oolitique, il est inclus dans la barrière hydraulique (fig. 8).

b. - Le régime de plate-forme se poursuit avec l'apparition d'un nouveau grand rythme qui correspond au dépôt du terme supérieur (3).

Celui-ci débute par des argiles calcaires ou dolomitiques (terme 3a) entrecoupées de minces lits de dolomicrite à structure laminaire d'origine probablement algair (pl. 5, fig. 2-5). Ces dépôts indiquent une séparation de plus en plus poussée avec le large et une évolution vers un régime lagunaire⁸ avec émergences temporaires (zone vadose avec fentes de dessiccation).

Contrebalançant cette évolution régressive, quelques récurrences oolitiques soulignent le retour de périodes d'agitation. L'action des vagues redevient sensible et les liaisons avec la mer ouverte sont alors temporairement rétablies.

Puis, dans la partie supérieure de la formation (termes 3b-c), abondent des pisolites algaires qui deviennent de plus en plus nombreux jusqu'à constituer l'essentiel de certains bancs dans les dernières assises (terme 3c). Les laminites d'allure stromatolitique subsistent et elles sont associées avec des sédiments à structure fenestrée et à caractères géotropes (pl. 5, fig. 1 et pl. 6, fig. 1-5) ce qui indique bien que le milieu devient épisodiquement intertidal.

Au contraire, les accumulations pisolitiques ainsi que les quelques niveaux à madréporaires seraient plutôt l'indice d'un milieu infratidal subissant des agitations intermittentes liées vraisemblablement aux marées les plus importantes.

Il ressort donc de cette analyse, que le M'derba connaissait alors (Bajocien supérieur ?) un régime de plate-forme interne peu profonde assez rarement émergée. Le plus souvent, il y régnait des conditions calmes, propices au développement des stromatolites libres. La barrière hydraulique s'est alors déplacée vers le Nord et vers le NE (fig. 9).

4. - L'évolution du M'derba oriental pendant l'intervalle Toarcien-Bajocien peut être résumée ainsi :

— jusqu'à la fin du Toarcien, le secteur s'inscrit dans le sillon tlemcenien subsident et envahi par des sédiments argilo-calcaires (vasière) ;

8. Indicateur d'une zone plus interne et protégée, affectée seulement par les grandes marées.

— au cours du dépôt des « *Dolomies du Tenouchfi* », les conditions littorales (infratidales supérieures et intertidales) s'affirment progressivement ; elles sont liées à l'apparition et au déplacement (progradation) vers le Nord, d'une barrière hydraulique.

Cette évolution dépend du comportement tectonique du tréfond qui s'enfonce activement, mais dont le mouvement est compensé par une énorme sédimentation.

Il se peut que, pendant le Toarcien, le taux de sédimentation ait été plus fort que le taux de subsidence. Cette différence devient plus sensible au début de l'Aalénien (terme 1) et elle doit être mise en liaison avec l'apparition des matériaux détritiques en provenance des horsts. La phase épeirogénique de l'Aalénien inférieur (Elmi, 1972) semble bien être responsable de ce changement.

B. - Aïn Tagertila

1. - Les sédiments du Toarcien (« Marno-calcaires à *Cancellophycus inférieurs* » ; terme 1) contiennent d'assez nombreuses ammonites qui, tout en permettant de bonnes datations, attestent d'une ouverture sur le domaine marin franc avec un régime de vasière qui dure depuis le Domérien (Lucas, 1942 ; Atrops *et al.*, 1970 ; Dubel, 1971). Au cours du Toarcien supérieur, on note un enrichissement progressif en calcaire : l'alternance marno-calcaire devient plus rapprochée, les limites des bancs sont plus tranchées, localement des passées sparitiques peuvent se développer.

2. - Puis, le dépôt de couches graveleuses à *Cancellophycus* (terme 2, p. 40) montre les effets positifs de la phase épeirogénique de l'Aalénien inférieur. Le milieu est très comparable à celui que nous avons décrit dans les niveaux contemporains de M'derba oriental (terme 1). Le secteur de Tagertila se trouve alors toujours dans le domaine externe mais passe progressivement vers le haut de la pente qui le raccorde à la plate-forme carbonatée (fig. 8).

A la fin d'un épisode carbonaté, donc en fin de séquence, nous avons observé des rides dissymétriques associées à des dépôts granulaires. Elles permettent d'évoquer des courants qui, comme au M'derba, seraient dus à l'action temporaire des marées. La turbulence s'accroît car la profondeur est probablement en cours de diminution.

3. - La sédimentation se poursuit après la disparition des apports graveleux par des faciès de moins en moins argileux (termes 3 et 4, p. 43). Dans l'ensemble, elle apparaît beaucoup plus calme que dans les niveaux équivalents du M'derba (oosparites du terme 2). On ne trouve plus que l'extrémité distale des décharges oolitiques, très rares ici et localisées à la partie supérieure. Au contraire, cette période (coïncidant probablement avec le Bajocien inférieur) voit surtout se constituer des dépôts qui, malgré une dolomitisation tardive, sont assez proches des faciès de bassin (brachiopodes, *Cancellophycus*). Tout au plus, l'abondance des carbonates et l'absence apparente des céphalopodes font-elles penser à un processus de comblement progressif entravant les communications avec la mer franche. Ces dernières sont probablement freinées par une rupture de la pente du fond.

Mais, contrairement au M'derba, le taux de sédimentation ne suffit pas à compenser la subsidence auquel il est soit égal, soit inférieur suivant les moments (fig. 8 B).

4. - Le milieu de sédimentation évolue ensuite (dolosparites du terme 5) vers des conditions de plate-forme carbonatée externe. Le secteur de Tagertila se trouve ainsi au large de la flexure, probablement faillée, qui est responsable du développement d'une zone nettement plus subsidente sur le M'derba (fig. 9 et 10 ; zone mobile septentrionale) où s'affirme le régime de plate-

forme interne (terme 3). A Tagertila, les dépôts, relativement peu épais, témoignent aussi de conditions bathymétriques moins confinées mais l'évolution générale se fait encore vers une diminution de profondeur.

En effet, on peut reconnaître quelques passées de pisolites algaires dans la partie supérieure; en outre, il n'y a plus de *Cancellophycus*. Il y a bien diminution de la tranche d'eau par rapport à l'épisode précédent (termes 3-4) mais le secteur reste toujours soumis à un régime infratidal.

Contemporainement, à Sidi-Yahia-ben-Sefia, le bassin continue à recevoir une sédimentation calcaire mêlée à une forte proportion d'argiles.

5. - Avec les calcaires organo-détritiques à *Cancellophycus* (terme 6) du Bajocien moyen, les tendances générales se renversent terminant ainsi le grand cycle que dessine la sédimentation des « *Dolomies du Tenouchfi* » à Tagertila. Les faciès indiquent que l'ouverture du milieu redevient plus aisée, ce qui facilite l'arrivée de quelques rares ammonites. Il y a alors une relative homogénéisation avec les dépôts de bassin connus à Sidi-Yahia.

L'approfondissement consécutif à un retour des conditions externes se poursuit pendant le Bajocien moyen ; il se dépose des couches argilo-calcaires (« *Marnes de Zabra* », terme 7) comparables aux faciès connus dans le sillon tlemcenien.

Cette avancée vers le Sud des conditions marines franches est liée aux effets de la phase épeirogénique du Bajocien supérieur (Elmi, 1972). Elle subira un ralentissement local au début du Bathonien.

6. - En effet, la base des « *Calcaires microgréseux* » (terme 8) montre une recrudescence des apports terrigènes (silts) dont le dépôt est affecté par des perturbations liées à l'action des courants.

On y observe un litage oblique qui nous paraît indubitablement induit par la migration de trains de rides se répétant rythmiquement. Ces dernières, montrant souvent un profil dissymétrique, sont liées au transport de fines particules gréseuses. Elles progressent sous l'action de courants de traction unidirectionnels par apport de lamines successives sur le versant aval plus abrupt. L'inversion de la dissymétrie des rides, intervenant dans des niveaux superposés, peut traduire l'alternance de courants de flux et de reflux. On peut donc envisager une propagation liée au cycle des marées selon une direction NE-SW. Ceci est conforme aux observations effectuées dans le terme basal des « *Dolomies du Tenouchfi* » : les passées oolitiques y montrent des traces de courant SSW-NNE.

Bien qu'ils ne soient pas caractéristiques d'une bathymétrie bien précise, les phénomènes qui affectent la base des « *Calcaires microgréseux* » indiquent que la profondeur est moindre que dans les régions situées plus au Nord où ils sont inconnus. En se comblant progressivement, l'aire d'épandage reste cependant bien ouverte sur le large mais le fond est soumis à l'action des vagues. Si l'on considère l'ensemble du domaine tlemcenien (Elmi, 1976), le bassin sédimentaire devient un véritable sillon, subsident et relativement profond. Vagues et marées sont alors sensibles jusqu'à une plus grande profondeur que lors de la sédimentation carbonatée de l'Aalénien et du Bajocien inférieur.

Donc, l'analyse des niveaux de la base des « *Calcaires microgréseux* » (début du Bathonien) confirme la position marginale du Tenouchfi dans le sillon tlemcenien qui s'élargit alors vers le Sud (Lucas, 1942, 1952). Au-dessus (Djebel Rhar), le faciès devient tout à fait comparable aux dépôts qui se décantent alors dans le reste du sillon — calcaires microgréseux et marnes contenant des *Cancellophycus* — mais d'épaisseur moindre (60-70 m au lieu de 200 m).

G. Lucas (1942, p. 417) a comparé ces dépôts aux « Blue Muds » océaniques. Sans admettre une bathymétrie aussi grande que celle qu'indiquait cet auteur, on peut considérer que les conditions étaient alors celles de la partie profonde du plateau continental.

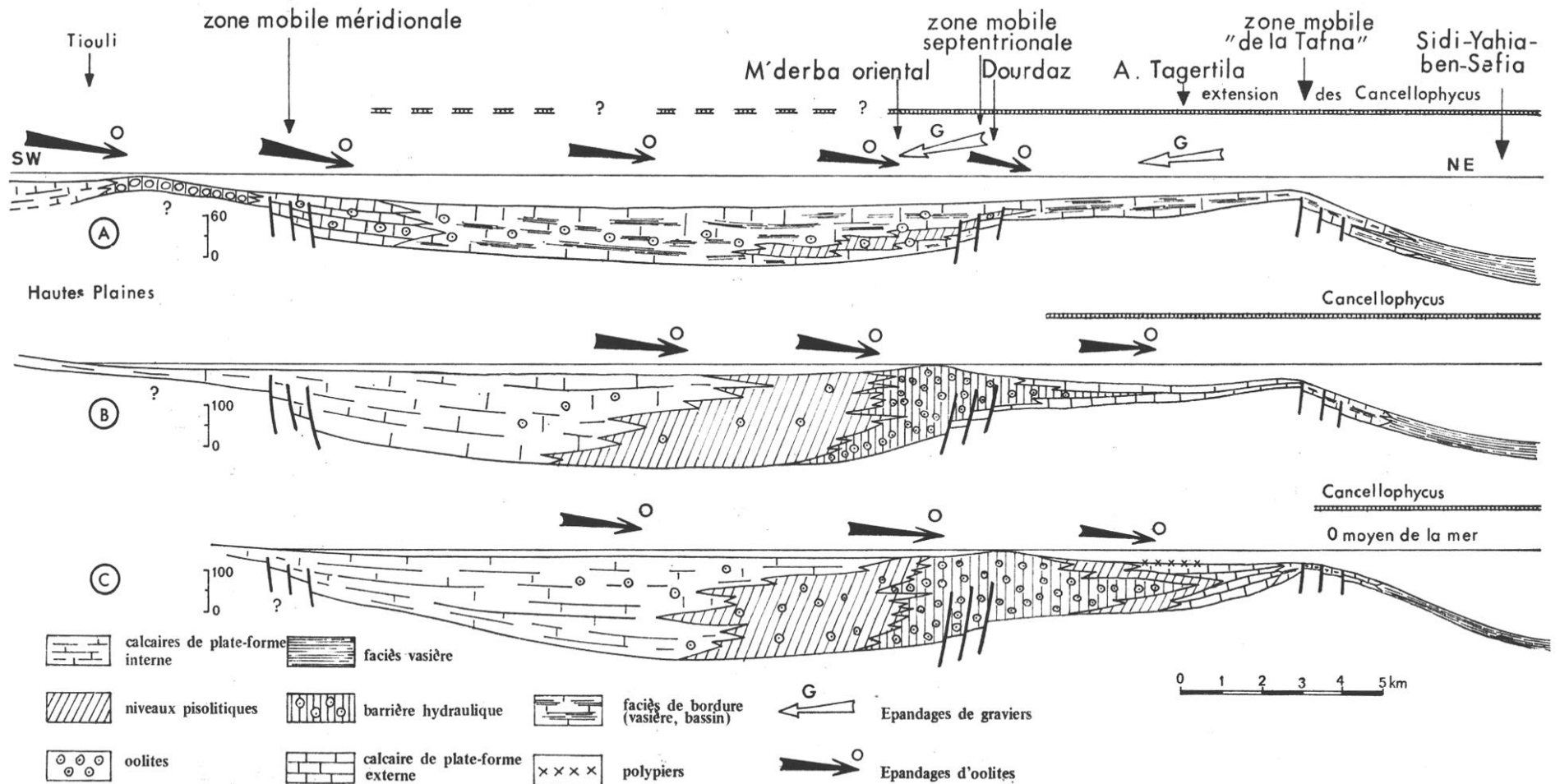


Fig. 8. — Evolution de la plate-forme carbonatée du M'derba pendant l'Aalénien et le Bajocien inférieur

A : terme 1 du M'derba, terme 2 de Tagertila (Aalénien p.p.m) ; B : terme 2 du M'derba, termes 3-4 de Tagertila ; C : terme 3 du M'derba, terme 5 de Tagertila. Echelle des hauteurs valable pour l'épaisseur des sédiments. La bathymétrie n'est indiquée que de façon très approximative. Ces coupes palinspatiques sont situées sur la figure 10.

Une nouvelle perturbation s'annonce à la fin de la sédimentation microgréseuse ; des oolites et oncolites ferrugineux apparaissent, constituant parfois de véritables bancs de minerai. Les conditions sont alors très semblables à celles que l'on connaît dans les parties hautes des horsts (Déglène, Djebel Mahseur, Tazzougart ; cf. Lucas, 1942 ; Elmi, 1973a). Ce changement est dû aux manifestations annonçant la phase du Bathonien supérieur (Elmi, 1972 ; Mangold, 1974). Le secteur de Tagertila se place à nouveau dans un domaine de transition sur le bord méridional du sillon tlemcenien.

Le matériel quartzeux, très fin et bien calibré a subi un tri préalable très poussé, ce qui implique une origine lointaine qu'il faut rechercher dans les régions émergées, situées nettement plus au Sud puisqu'à cette époque les horsts, comme les Hautes-Plaines, étaient immergés. Comme D. Auclair et J. Biehler (1967) l'ont admis pour le Jurassique supérieur, l'alimentation gréseuse doit venir du SW, après des sédimentations et des remaniements multiples.

C. - Koudiat-er-Ressas près de Sidi-Yahia-ben-Sefia

1. - A la plate-forme carbonatée interne du Lias moyen (Bassoulet et Benest, 1976) succèdent à partir du Domérien, comme au Tenouchfi, un enfoncement et une ouverture sur le large qui amènent une sédimentation argileuse de plate-forme externe. Mais, à l'inverse du Tenouchfi, ce type de sédimentation continue pendant tout le Lias supérieur et une partie du Dogger.

2. - Les dépôts à *Cancellophycus* équivalents partiels des « Dolomies du Tenouchfi » ont une épaisseur faible (70 m) ; par comparaison avec le M'Derba (475 m) on conçoit que la profondeur marine n'était pas en liaison directe avec le comportement du tréfond ; la subsidence, sans doute plus faible qu'au M'Derba, n'était pas compensée par le taux de sédimentation. Le déséquilibre, probablement apparu dès le Domérien, conduisit à un approfondissement relatif dans le sillon tlemcenien alors que ses bordures très mobiles étaient affectées par un remblaiement momentané. Il faut aussi noter la ressemblance de ces faciès avec ceux qui se développent contemporanément dans le Moyen-Atlas (calcaires argileux à *Cancellophycus* et à *Emileia* de l'Oued Iblane).

3. - Avec le dépôt des « Marnes de Zahra » (Bajocien supérieur) le milieu s'uniformise entre le sillon tlemcenien (vasière) et la région du Tenouchfi.

IV. — CONCLUSIONS

L'installation d'une plate-forme carbonatée (ftg. 8 et 10) dans le Massif du Tenouchfi se fait progressivement à partir de l'Aalénien avec une polarité apparente du SW vers le NE (vergence Nord) : le M'derba est toujours en position plus interne que Tagertila. L'articulation entre les deux secteurs doit se situer dans le Djebel Dourdaz et dans la vallée qui le sépare du Djebel Tenouchfi (Chabet Bendannoûn descendant des Aïoun-ben-Mira). Dans ce secteur une intense tectonique atlasique provoque une dolomitisation poussée et empêche toute observation tectono-sédimentaire détaillée.

Cette articulation ne peut être que tectonique : la subsidence est trois fois plus active au SW, ce qui — compte tenu des distances relativement faibles — suppose l'existence d'une zone faillée (Elmi, 1977, à propos du Lias) ; nous l'appellerons « zone mobile septentrionale » (fig. 8).

Le passage aux Hautes-Plaines se fait vraisemblablement de la même façon et doit correspondre à une flexure et à des failles. C'est la « zone mobile méridionale » (fig. 8) que l'on peut situer entre Tiouli — au Sud des horsts frontaliers marocains — et le M'derba occidental. Le Toarcien est sous faciès néritique carbonaté à Tiouli (Lucas, 1942) alors que les assises argileuses de vasière se reconnaissent encore le long de la terminaison NW du Massif du Tenouchfi (El M'Argba).

C'est probablement dans ce secteur méridional que se produira le matériel oolitique qui pendant l'Aalénien (terme 1 du M'derba, terme 2 du Tagertila) alimentera le massif du Tenouchfi. La barrière hydraulique se trouve alors sur le rebord méridional de l'aire subsidente du M'derba.

Elle va migrer ensuite vers le Nord (fig. 8 et 9) pendant la fin de l'Aalénien et le Bajocien inférieur jusqu'à se placer entre la zone subsidente du M'derba et la plate-forme plus stable et plus ouverte de Tagertila. A ce moment (fin du Bajocien inférieur : terme 3 du M'derba, terme 5 de Tagertila) tout le massif est intégré à la plate-forme carbonatée (fig. 8C) :

- sa bordure méridionale correspond à un vaste estran, occasionnellement émergé et se reliant aux Hautes-Plaines ;
- le raccord structural doit continuer de se faire par la zone mobile méridionale ;
- la zone subsidente du M'derba fonctionne comme un graben où l'enfoncement est plus que compensé par l'accumulation des carbonates ; dans les parties où la profondeur est moins faible peuvent se développer des madréporaires ; vers le N et le NE, la limite coïncide avec la zone mobile septentrionale actuellement difficile à reconnaître (dolomitisation intense du Dourdaz et du Tenouchfi) ; celle-ci pourrait être en liaison avec le décrochement des Beni-Bou Saïd (Elmi, 1973b) ; à ce moment, la barrière hydraulique doit se placer sur le secteur mobile ;
- la région du Dj. Tenouchfi *s. str.*, de Tagertila et du Dj. Rhar doit alors se comporter structuralement comme un haut-fond subsident ; il s'y établit une plate-forme carbonatée externe avec de très épisodiques tentatives d'installation de colonies récifales (fig. 8C) ; ce secteur

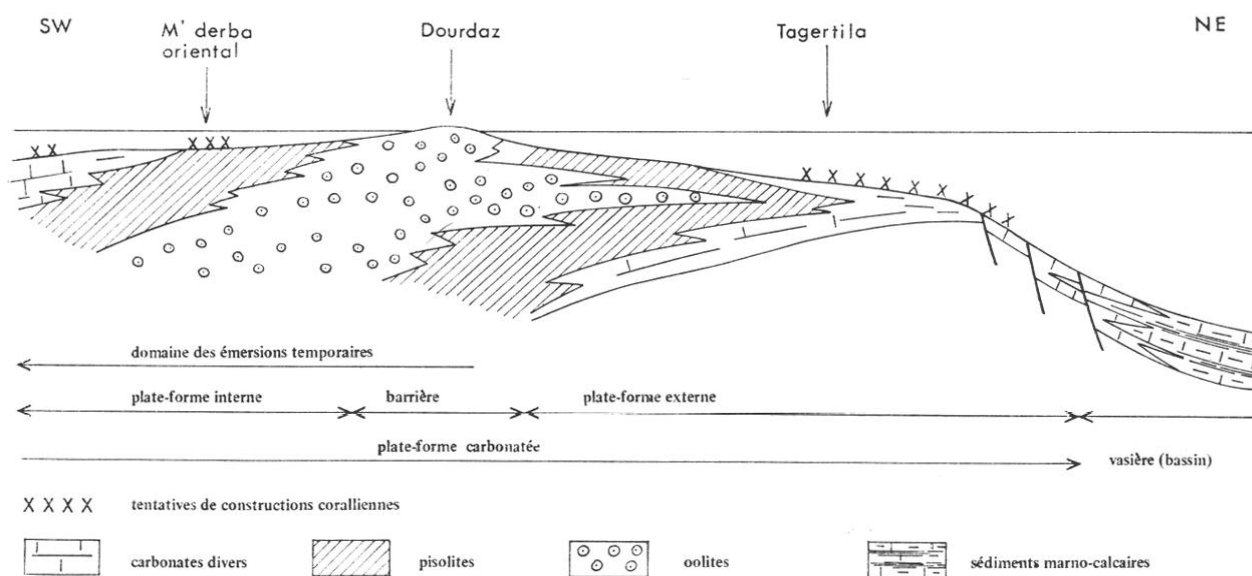


Fig. 9. — Les zones de faciès dans le massif de Tenouchfi lors de l'avancée maximale de la plate-forme carbonatée vers le Nord (Bajocien inférieur: terme 3 du M'derba, terme 5 de Tagertila). Croquis sans échelle mais les épaisseurs relatives sont respectées

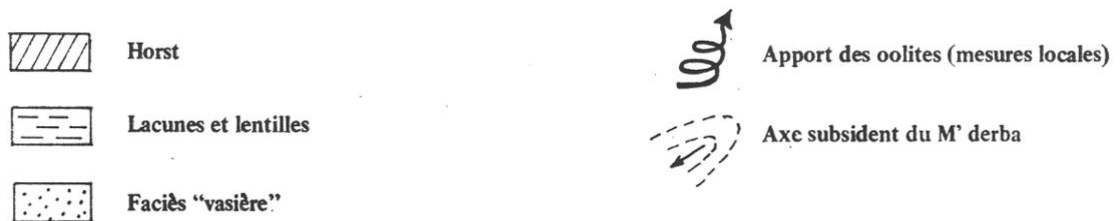
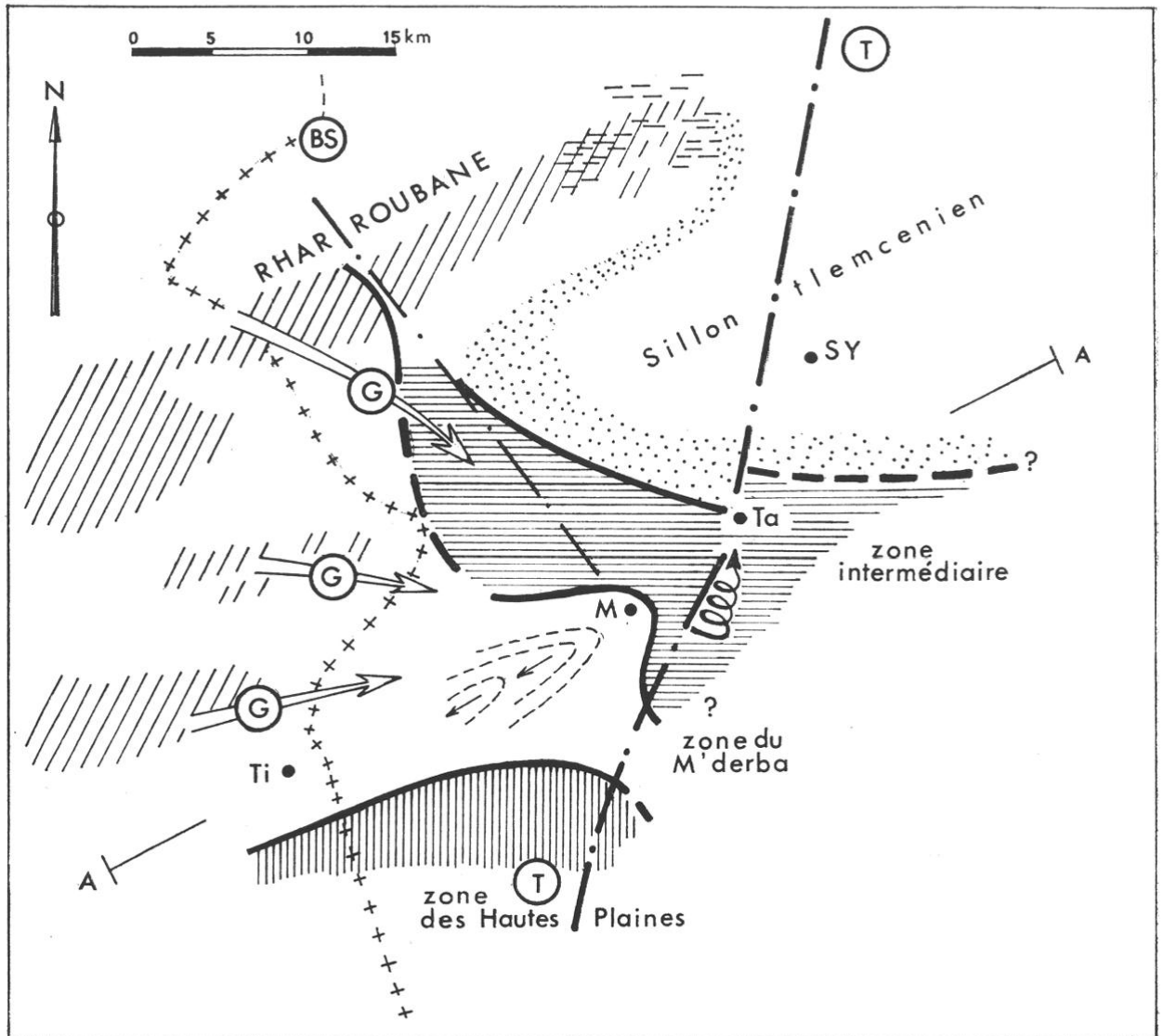


Fig. 10. — Reconstitution paléogéographique des Monts de Rhar-Roubane pendant l'Aalénien et le Bajocien inférieur. Noter la disparition de la zone intermédiaire sur le horst de Rhar-Roubane par suite du rôle du seuil de Fernane

- AA : trace des coupes palinspatiques de la fig. 8 ;
- BS : décrochement des Beni-bou-Saïd ;
- G : apport de graviers (schistes et quartz) ;
- M : M'derba oriental ;
- SY : Sidi-Yahia-ben-Sefia ;
- T : transversale de la Tafna ; Ta : Tagertila ; Ti : Tiouli.

intermédiaire disparaît au Nord (rôle du seuil du Fernane induit par l'accident des Beni-Bou-Saïd) ;

- l'articulation avec le sillon se fait sur l'emplacement actuel de la « transversale de la Tafna » (Glangeaud, 1951 ; Elmi, 1970 ; Benest, 1971), accident majeur dont le rôle est évident au Jurassique sur la retombée orientale du horst de Rhar-Roubane.

Au cours de l'Aalénien et du Bajocien inférieur, la tectonique provoque une subsidence différentielle, plus ou moins compensée par la sédimentation. Le Massif du Tenouchfi joue alors le rôle d'un haut-fond subsident ; les accidents qui le limitent et le parcourent ne sont probablement pas unidirectionnels.

Le jeu relatif des principaux secteurs peut se résumer ainsi :

- au M'derba : subsidence très forte, inférieure ou égale à un taux de sédimentation considérable ;
- à Tagertila : subsidence assez forte, supérieure ou égale au taux de sédimentation ;
- à Sidi-Yahia-ben-Sefia : subsidence assez forte, sédimentation faible d'où un approfondissement progressif.

L'équilibre instable ainsi instauré va être rompu par les secousses précédant le Bajocien supérieur : le Tenouchfi se réinsère dans le domaine tlemcenien. En revanche, le comportement du M'derba ne peut être précisé.

BIBLIOGRAPHIE

- ATROPS F. (1974). — Le Bajocien inférieur et moyen des Beni-Bahdel au Sud-Ouest de Tlemcen (Ouest algérien). *Géol. méditer.*, Marseille, t. 1, p. 75-88, 2 fig., 3 pl.
- ATROPS F., DUBEL C., ELM S. & REVERT J. (1970). — La limite Domérien-Toarcién et l'apparition de la sédimentation marneuse dans le Lias des Monts de Rhar-Roubane (Ouest Algérien). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, Alger, t. 61, fasc. 3-4, p. 9-18.
- AUCLAIR D. & BIEHLER J. (1967). — Etude géologique des Hautes-Plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Publ. Serv. géol. Algérie*, Alger, n. sér., n° 34, p. 3-45, 4 fig., pl. I-IV.
- AUGIER C. (1967). — Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publ. Serv. géol. Algérie*, Alger, n. sér., n° 34, p. 47-80, 8 fig., pl. I-VI.
- BASSOULLET J.P. (1973). — Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Thèse Sci.*, Paris, 2 t., 497 p., 50 fig., 32 pl.
- BASSOULLET J.P. & BENEST M. (1976). — Microfaciès, structures sédimentaires et phénomènes diagénétiques précoces des dépôts carbonatés inter- et supracotidaux du Lias de Sidi-Yahia ben Sefia (Monts de Tlemcen, Algérie). *Publ. Serv. géol. Algérie*, Alger, n. sér., n° 45, p. 35-63, 6 fig., 6 pl.
- BENEST M. (1971). — Importance des mouvements de coulissage et de rotation dans la mise en place de la partie occidentale de la dépression de Sebdou (Monts de Tlemcen). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, Alger, t. 62, fasc. 1-2, p. 21-38, 3 fig., 3 pl. h. t.
- BENEST M. & ELM S. (1969). — Précisions stratigraphiques sur le Jurassique inférieur et moyen de la partie méridionale des Monts de Tlemcen (Algérie). *C. R. somm. Soc. géol. France*, Paris, n° 8, p. 295-296, 1 fig.
- BOUCHTA R. (1967). — Etude géologique et micropaléontologique du Djebel Mechkakour

- (Haut Atlas marocain oriental). *Thèse spéc.* Paris, inédit, 98 p., 16 pl., 1 carte.
- BRUN L. (1969). — Etude biostratigraphique du Jurassique de la bordure atlasique nord orientale et les plis marginaux (Maroc oriental). *Proceed. of the 3th micropal. Coll.*, Cairo, p. 185-213, 6 fig., 7 pl.
- CONRAD M. A. & PEYBERNES B. (1973). — Sur quelques Dasycladales (Chlorophycées) du Dogger des Pyrénées centrales et orientales franco-espagnoles. *Arch. Sci. Genève*, vol. 26, fasc. 3, p. 297-308, 4 fig., 3 pl.
- DOUMERGUE F. (1910). — Notice carte géologique de l'Algérie à 1/50 000, feuille n° 300, Terni.
- DRESNAY R. du (1971). — Extension et développement des phénomènes récifaux jurassiques dans le domaine atlasique marocain, particulièrement au Lias moyen. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, sér. 7, t. 13, p. 46-56, 2 fig.
- DUBEL C. (1971). — Stratigraphie et essai d'interprétation structurale du Massif du Tenouchfi (Monts de Tlemcen, Algérie). *Dipl. Et. Sup.*, Lyon, inédit, 57 p., 20 fig.
- ELMI S. (1970). — Rôle des accidents décrochants de direction SSW-NNE dans la structure des Monts de Tlemcen (Ouest algérien). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, Alger, t. 61, p. 3-8, 1 fig.
- ELMI S. (1971). — Les zones d'ammonites dans la série Bajocien supérieur-Callovien de l'Oranie (Ouest algérien). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, sér. 7, n. 1-2, p. 28-37, 1 fig.
- ELMI S. (1972). — L'instabilité des Monts de Tlemcen et de Rhar-Roubane (Ouest algérien) pendant le Jurassique, interprétation paléogéographique. *C.R. somm. Soc. géol. France*, Paris, n° 5, p. 220-222.
- ELMI S. (1973a). — La lacune du Bathonien supérieur dans l'Oued Tazouggart (Maroc oriental) ; intérêt paléogéographique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 276, sér. D, p. 901-903.
- ELMI S. (1973b). — Décrochements et mouvements atlasiques dans la région frontalière algéro-marocaine (Monts de Rhar-Roubane). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, t. 276, p. 1521-1524, 1 fig.
- ELMI S. (1976). — A propos de la différenciation alpine (tellienne) en Oranie. *IV^e Réunion ann. Sci. Terre, Paris*, (Soc. géol. France, Paris), p. 160, 1 fig.
- ELMI S. (1977). — La sédimentation carbonatée en bordure du horst de Rhar-Roubane (Algérie occidentale) pendant le Carixien. *Bull. Soc. géol. France*, sous presse (14 p. dactylo., 12 fig.).
- GLANGEAUD L. (1951). — Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. géol. France*, Paris, sér. 6, t. 1, p. 735-762, 3 fig.
- GUARDIA P. (1975). — Géodynamique de la marge alpine du continent africain, d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale (relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant-pays atlasique). *Thèse Sci. Nice*, 289 p.
- LUCAS G. (1938a). — Océanographie et évolution des fonds jurassiques à Alcyonaires (*Cancellophycus*) de la région de Ghar Rouban (frontière algéro-marocaine). *C.R. somm. Soc. géol. France*, Paris, 5^e sér., t. 8, n° 13, p. 196-198.
- LUCAS G. (1938b). — *Dictyoconus cayeuxi* n. sp. Foraminifère de grande taille de l'Aalénien de l'Oranie occidentale. *C.R. somm. Soc. géol. France*, Paris, 5^e sér., t. 8, n° 18, p. 353-355, fig. 1-6.
- LUCAS G. (1942). — Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed. *Bull. Serv. géol. Algérie*, Alger, sér. 2, n° 16, 539 p., 131 fig., 34 pl.
- LUCAS G. (1952). — Bordure des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. Primaire. Jurassique. Analyse structurale. *XIX^e congrès géol. Intern.*, Alger. *Monographies régionales*, 1^{re} série : Algérie, n° 21, p. 57-132, fig. 21-59.
- MANGOLD C. (1974). — Lacunes et perturbations sédimentaires dans le Bathonien périméditerranéen : leur signification. *2^e réunion ann. Sci. Terre, Pont-à-Mousson*, (Soc. géol. France, Paris), p. 273.
- RAT P. & DAULIN J. L. (1970). — Courants d'étalement du matériel bioclastique dans le Bajocien de Bourgogne. *C.R. somm. Soc. géol. France*, Paris, fasc. 2, p. 62-63, 1 fig.
- SCANDONE P. (1964). — Stratigrafia degli Scisti Silicei della Lucania. *Mem. Soc. geol. Italia*, Pisa, v. IV, fasc. II, p. 1096-1103.
- SCANDONE P., SGROSSO I. & BRUNO F. (1964). — Appunti di geologia sul Monte Bulgheria (Salerno). *Boll. Soc. Nat. Napoli*, v. LXXII, p. 18-27.

PLANCHES

PLANCHE 1

- Fig. 1 – Oosparite (oolites jointives) dolomitique bien classée. Terme 2 de la série du M'derba (éch. Mde 58, x 10).
- Fig. 2 – Oosparite dolomitique bien classée. Chaque oolite présente une partie centrale à cristallisation centrifuge (rhomboèdres de dolomite) entourée d'enveloppes sombres soulignant encore la structure concentrique. Terme 2 de la série du M'derba (éch. Mde 57, x 25).
- Fig. 3 – Oosparite montrant une oolite radiée brisée puis enrobée d'un nouveau cortex radié. Terme 1 de la série du M'derba (éch. Mde 26, x 100).
- Fig. 4 – Oomicrite de type "packstone" renfermant quelques topotypes de *Dictyoconus cayeuxi* LUCAS (a) entourés d'une mince enveloppe oolitique. La plupart des oolites ont un cortex peu développé. Toutefois, certaines d'entre elles montrent un épais cortex radié (b). La partie centrale des oolites est parfois silicifiée (c). On observe également des structures attribuables à des *Nubeculariidae* (d), de rares agrégats à petites oolites (e) ainsi que des fragments de schistes cristallins (f). Terme 2 de la série de Tagertila (éch. MT 7b, x 10).
- Fig. 5 – Oosparite bien classée. Le cortex des oolites radiées est plus ou moins développé. Terme 2 de la série du M'derba (éch. Mde 43, x 25).
- Fig. 6 – Agrégat (a) d'oolites radiées dans une oosparite. Terme 2 de la série du M'derba (éch. Mde 45, x 25).
- Fig. 7 – Intramicrite à pisolites et à ciment pelletoidal partiellement recristallisé. Lithoclaste ou agrégat enrobé à petites oolites jointives (a) ; silicifications secondaires (b) et structure attribuable à des *Polymorphinidae* (c). Terme 1 de la série du M'derba (éch. Mde 17 H, x 10).

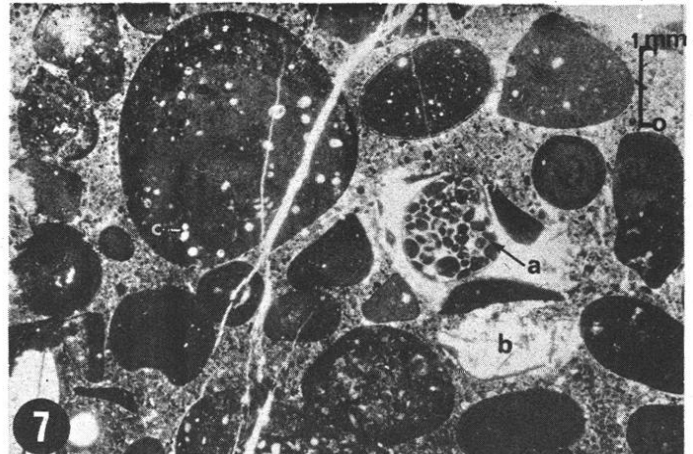
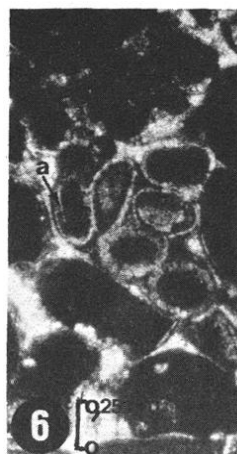
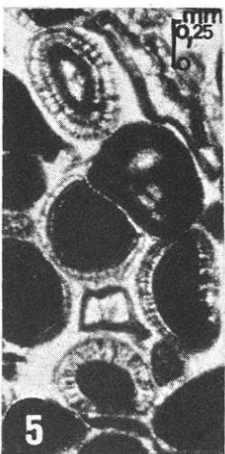
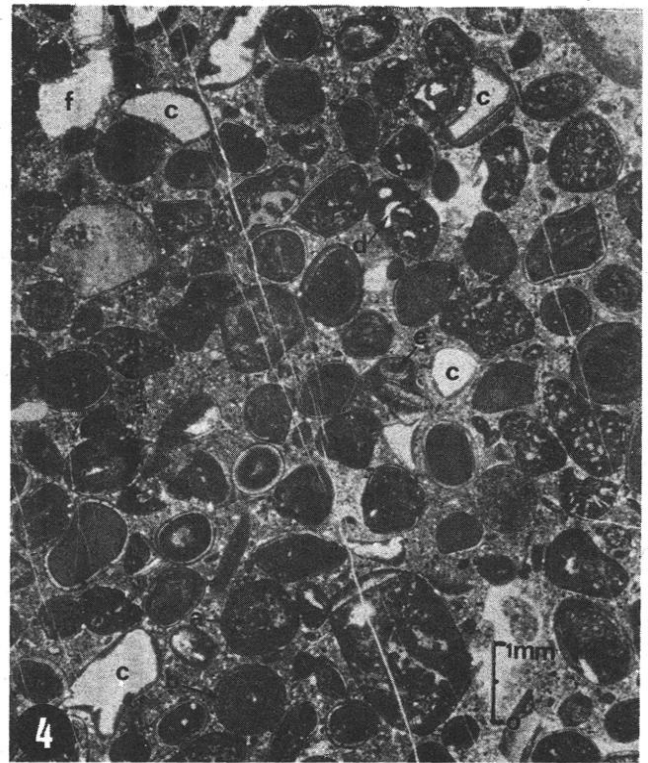
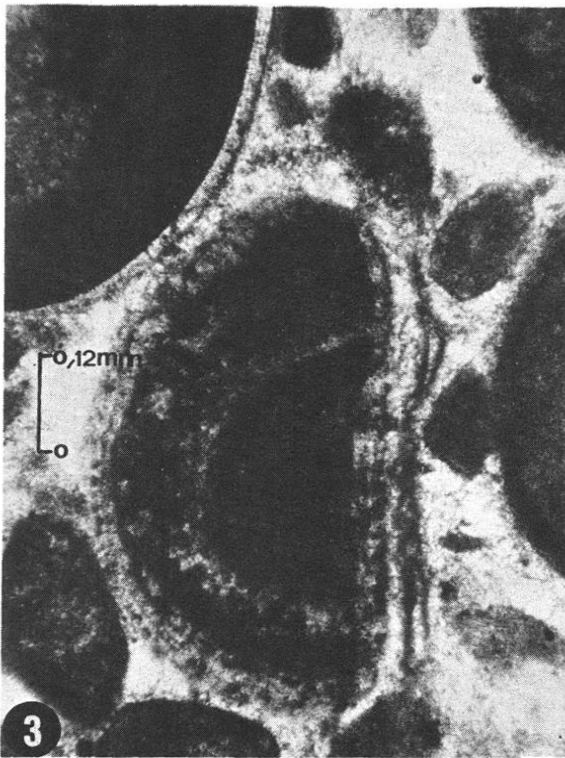
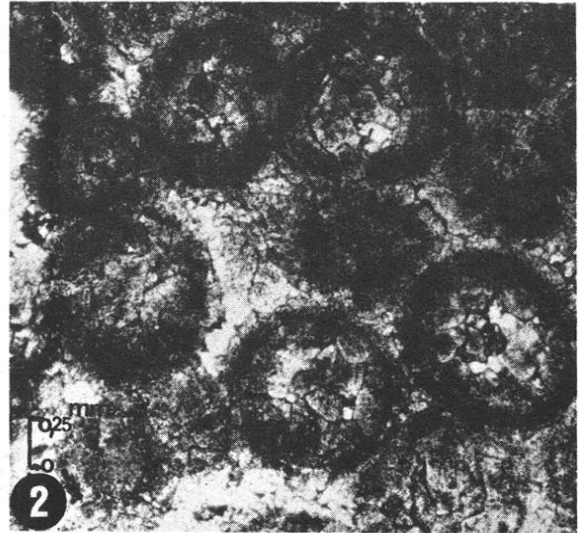
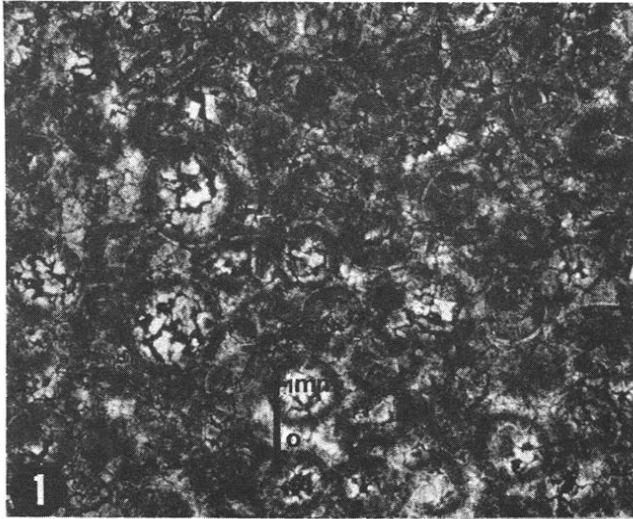


PLANCHE 2

- Fig. 1 — *Idem* figure 4, planche 1, mais avec quelques pisolites (a). *D. cayeuxi* (b) sert de noyau à quelques oolites ; on remarque de nombreuses silicifications secondaires (c) à l'intérieur des oolites. Terme 2 de la série de Tagertila (éch. MT 7b, x 10).
- Fig. 2 — *Idem* figure 1.
- Fig. 3 — Oolites jointives à cortex généralement mince dans une calcirudite à ciment sparitique ; on reconnaît une particule organique centimétrique encroûtée (oncolite) affectée par des *Polymorphinidae* (?). Terme 1 de la série du M'derba (éch. Mde 18, x 5).
- Fig. 4 — Micrite à pisolites dispersés. Autour du noyau micritique noir, le cortex est constitué par un encroûtement irrégulier (filaments algaires ?). Terme 3b de la série du M'derba (éch. Mde 65, x 6).
- Fig. 5 — Autre détail de l'échantillon Mde 65. Les enveloppes corticales flexueuses sont attribuables à des algues. *Polymorphinidae* (a) probables (x 6).
- Fig. 6 — Magnifique agrégat d'oncolites dans une pelmicrite légèrement bioclastique. Terme de la série de Tagertila (éch. MT 5e, x 6).

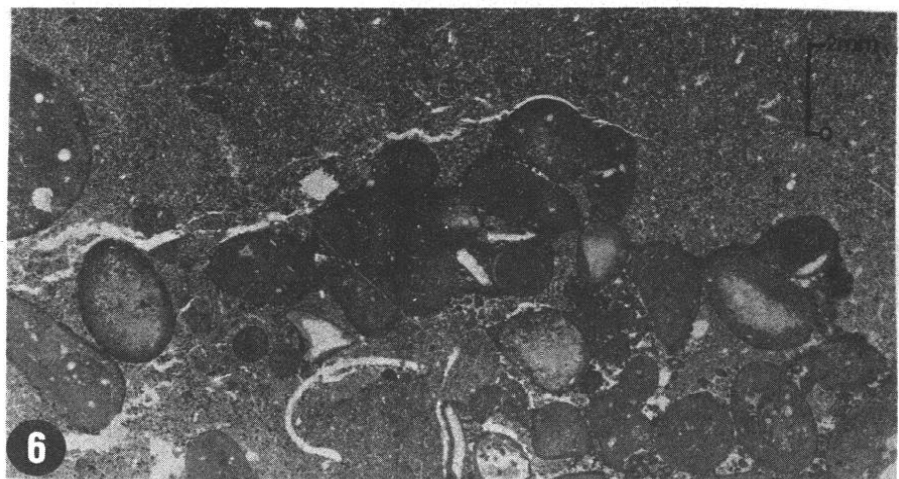
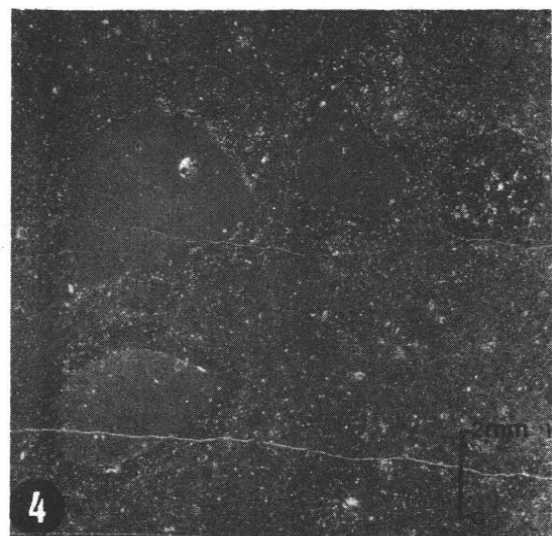
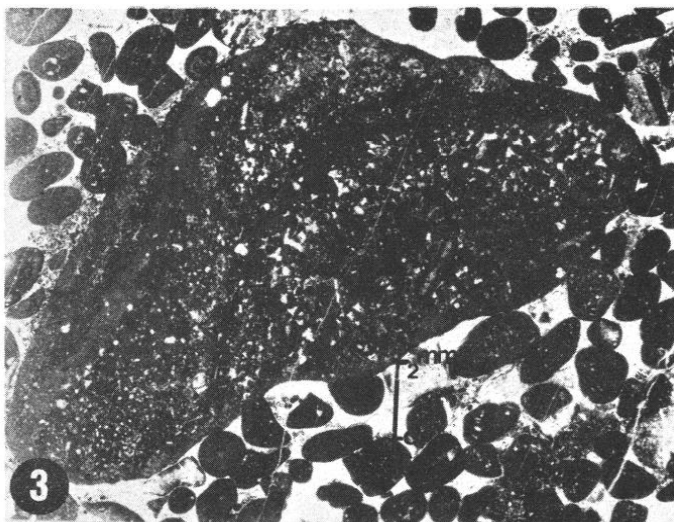
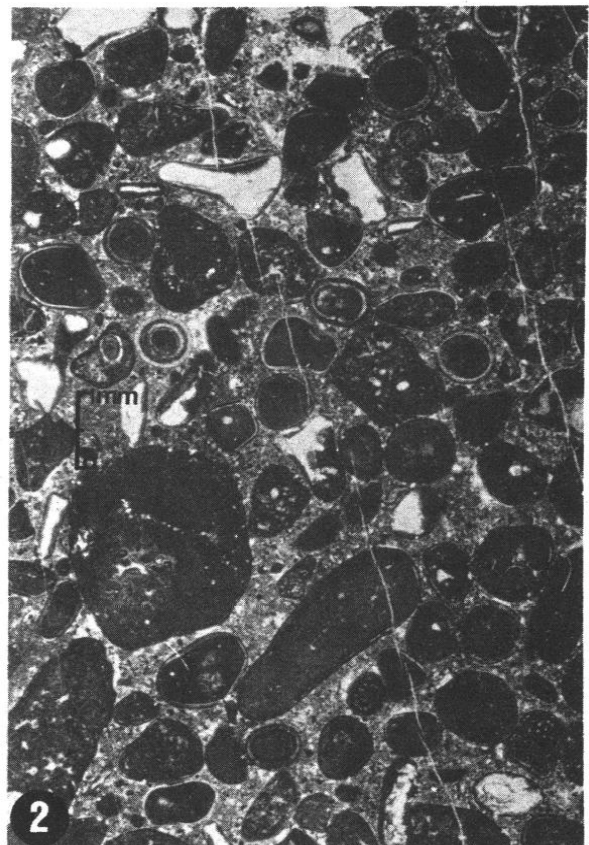
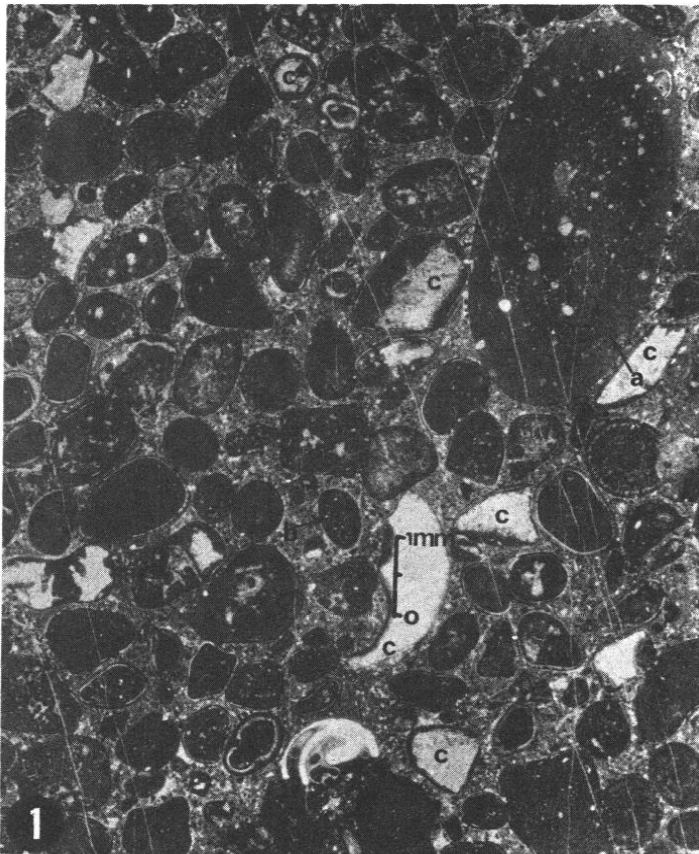


PLANCHE 3

- Fig. 1 – Oomicrite de type “packstone” contenant des topotypes de “*Dictyoconus cayeuxi*” LUCAS (a). Ceux-ci apparaissent “oolitisés” (*id.* fig. 4, pl. 1 et fig. 1 pl. 2). Terme 2 de la série de Tagertila (éch. MT 7b, x 10).
- Fig. 2 – Oomicrite (oolites radiées) montrant un topotype de “*D. cayeuxi*” “oolitisé” ; oolite radiée (b). Terme 2 de la série de Tagertila. (éch. MT 7b, x 25).
- Fig. 3 – *Idem* fig. 2 (éch. MT 6d, x 25).
- Fig. 4 – “*D. cayeuxi*”. Terme 2 de la série de Tagertila (éch. MT 7b, x 100).
- Fig. 5 – Oosparite du type “grainstone” à “*D. cayeuxi*” “oolitisé”. Terme 3b de la série du M’derba (éch. Mde 66, x 25).
- Fig. 6 – Foraminifères perforants (?) (*Polymorphinidae* (?)) affectant un oncolite. Terme 2 de la série de Tagertila (éch. MT 7b, x 100).
- Fig. 7 – Foraminifères perforants (*Polymorphinidae* (?)) affectant un test de lamellibranche roulé et partiellement “micritisé”. Terme 1 de la série du M’derba (éch. Mde 17, x 25).
- Fig. 8 – *Sarfatiella dubari* CONRAD & PEYBERNES 1973, dans une oosparite. Terme 2 de la série du M’derba (éch. Mde 46, x 32).

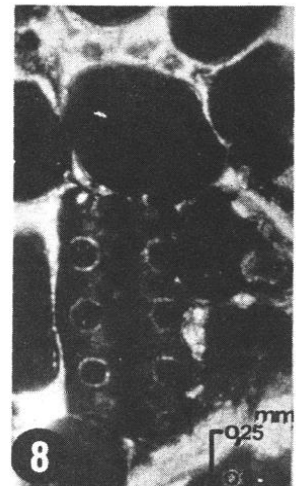
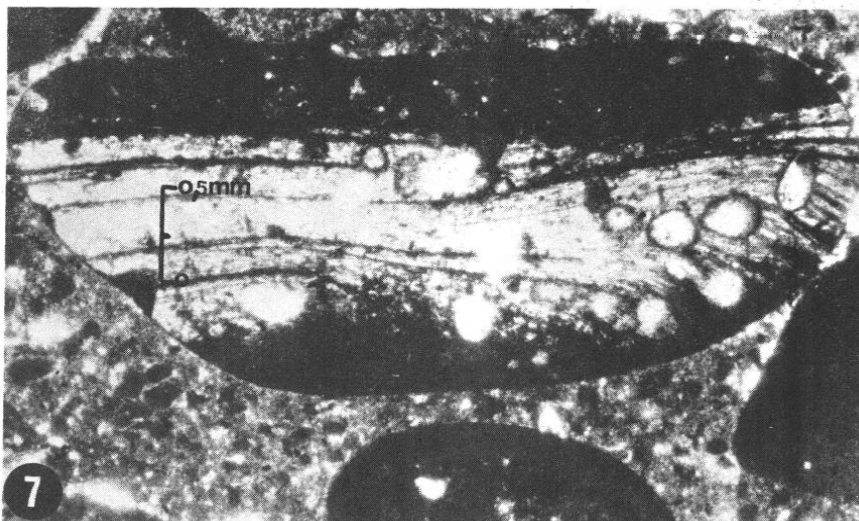
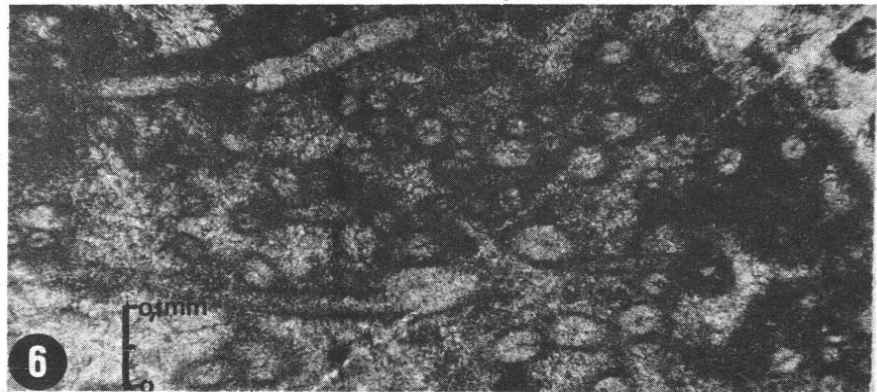
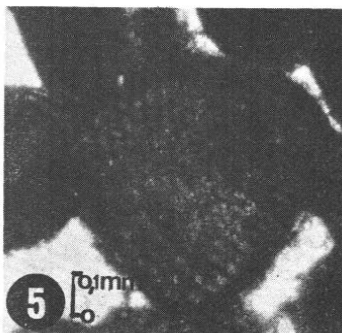
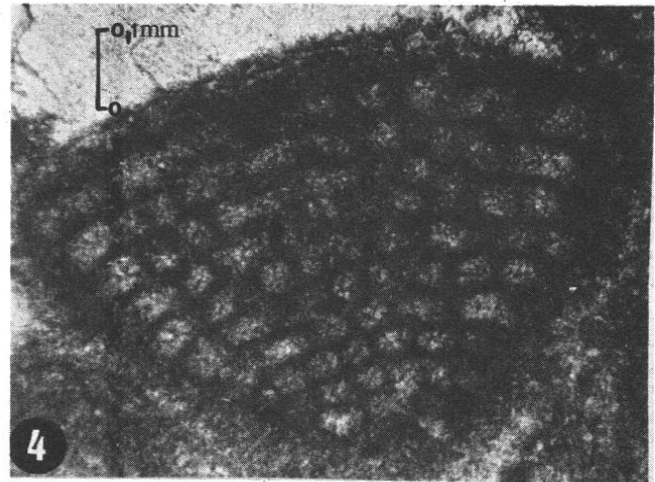
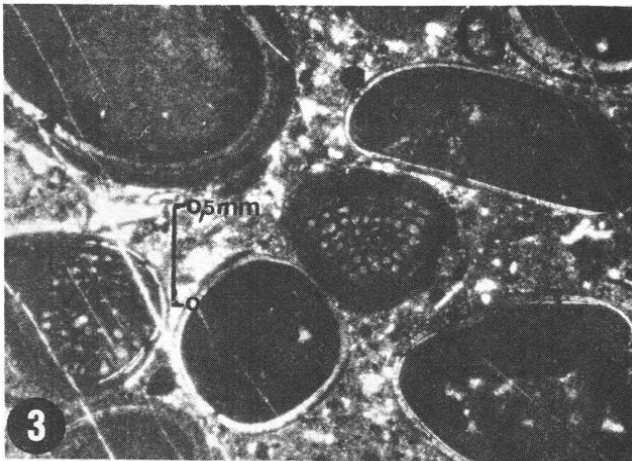
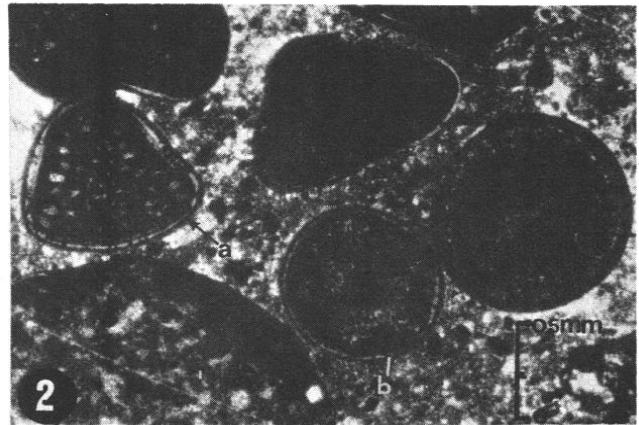
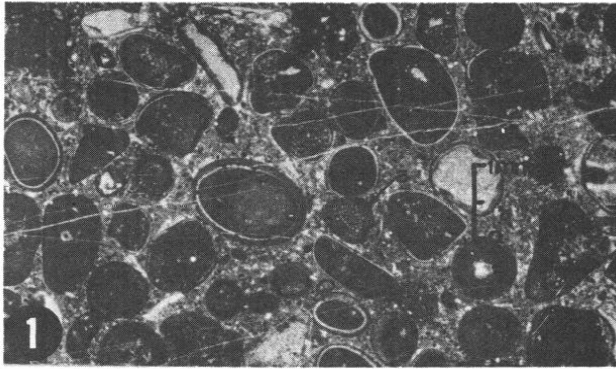


PLANCHE 4

- Fig. 1 — Pisolites à enveloppes micritiques et à ciment pelletoidal. Phénomène de “pression-dissolution”. Terme 1 de la série du M’derba (éch. Mde 17, x 25).
- Fig. 2 — Pisolite (a) dans lequel on reconnaît des foraminifères fixés (b) et des quartz authigènes (c). Oolite radiée à noyau silicifié (d). Terme 1 de la série de Tagertila (éch. MT 4b, x 25).
- Fig. 3 — Pisolites (a) et madréporaires isolés (b) ; le ciment est sparitique. Terme 1 de la série du M’derba (éch. Mde 18, x 6).
- Fig. 4 — Pisolite (a) montrant une structure attribuable à des foraminifères fixés. On distingue un madréporaire isolé (b) au sein de petites particules “micritisées”. Terme 1 de la série du M’derba (éch. Mde 17B, x 3,3).
- Fig. 5 — Pisolite centimétrique (a) montrant des laminations concentriques affectées par des *Poly-morphinidae* (?) (b) ; le ciment est finement pelletoidal. Terme 2 de la série de Tagertila (éch. MT 5e, x 6).
- Fig. 6 — Section polie de dolosparite montrant des pisolites (a) chargés en fer. Les enveloppes pisolitiques corticales apparaissent flexueuses. Terme 3 c de la série du M’derba.
- Fig. 7 — Section polie de dolosparite à pisolites enrichis en fer. Malgré la recristallisation intense, la structure concentrique est encore visible. Les laminations corticales du pisolite (a) tendent à conserver la morphologie du nucleus (débris de test de lamellibranche). (Terme 3 c de la série du M’derba ; éch. Mde 84, x 1).
- Fig. 8 — Section polie effectuée perpendiculairement à la stratification dans une dolomie cristalline. On distingue une multitude de vacuoles “coniques”, de taille inégale. Chaque “cône” dont la pointe dirigée vers le bas est remplie partiellement de produits ferrugineux calcitiques (a), a sa partie supérieure comblée de calcite sparitique blanche (b). Ces structures sont attribuées à des madréporaires. Terme 5 de la série de Tagertila, (x 1). La flèche indique la polarité stratigraphique.

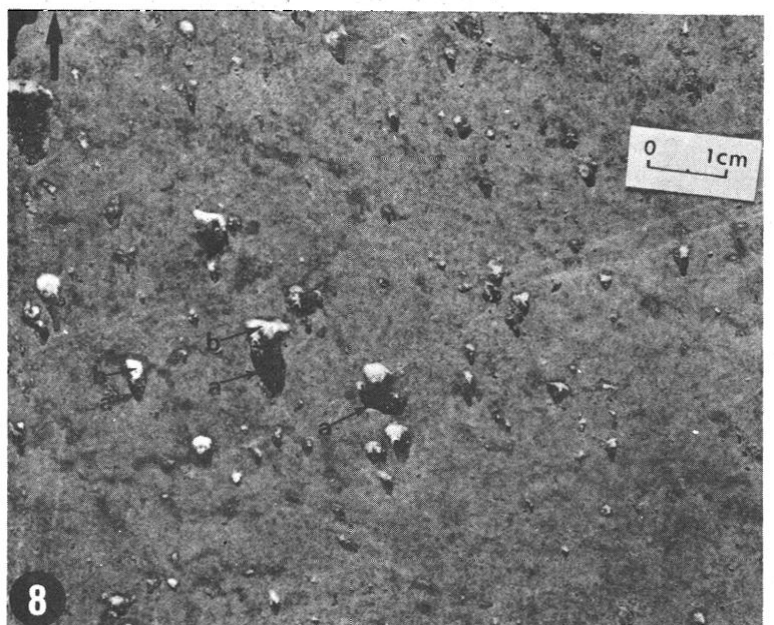
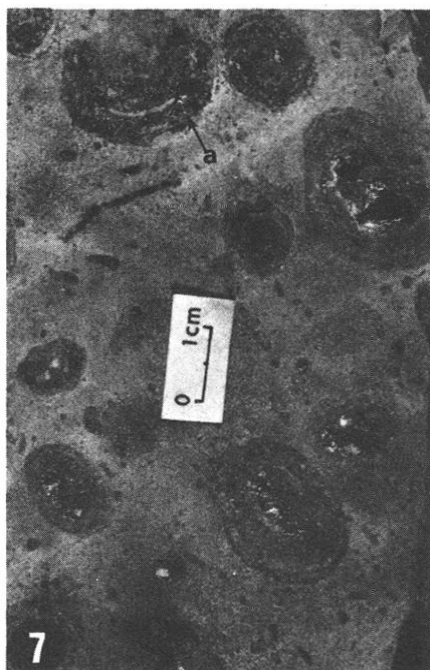
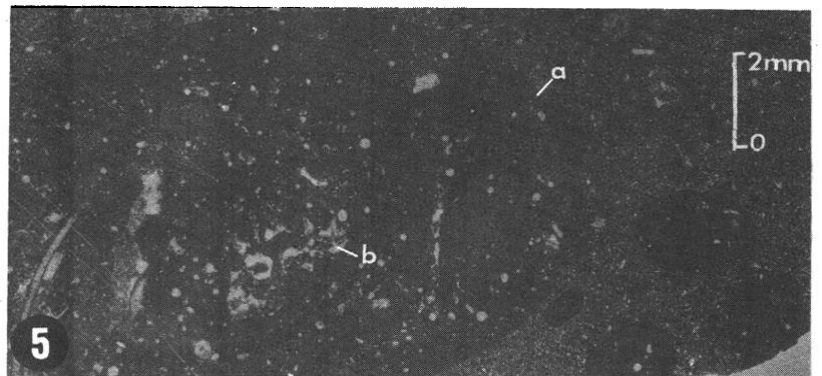
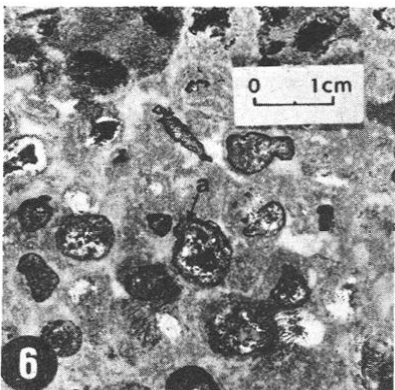
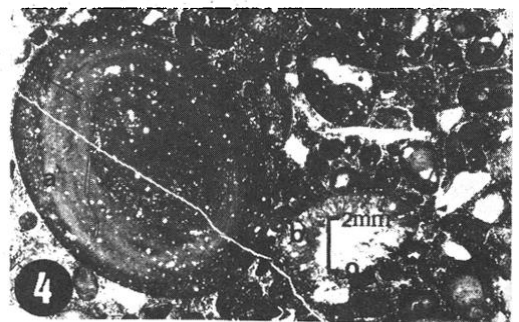
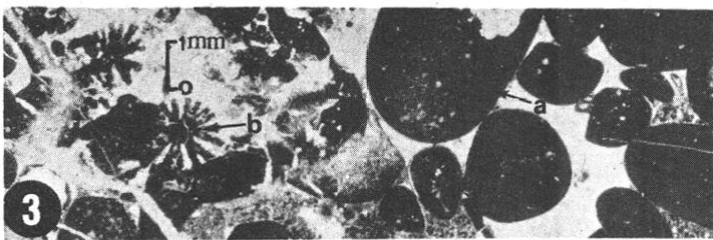
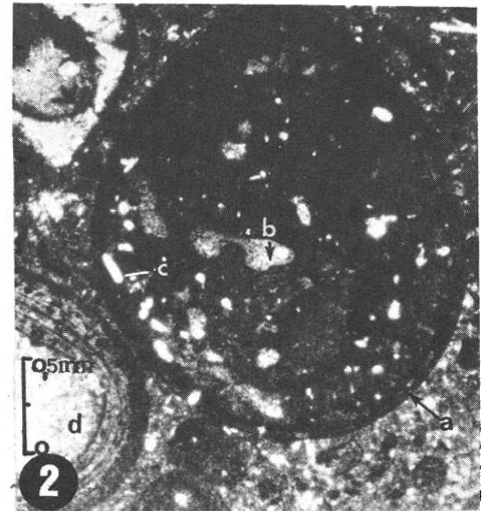


PLANCHE 5

La flèche indique la polarité stratigraphique

- Fig. 1 – Structure fenestrée dolomitique comportant des laminations ondulées d'origine probablement algale. L'alternance de lamines sombres finement pelletoidales et de feuillets clairs sparitiques évoque les microséquences analysées dans l'échantillon ci-dessous (Mde 91). De petites vacuoles claires (a) s'alignent en chapelets parallèlement à la stratification. Terme 3c de la série du M'derba (éch. Mde 71, x 3,6).
- Fig. 2 – Succession de microséquences débutant par un feuillet micritique (a) et se terminant par des pelletoides jointifs cimentés par de la sparite (b). Le sédiment granulaire montre des structures fenestrées de type "keystone vugs". Des remplissages internes (silt vadose) sont probables (vacuole c). Terme 3c de la série du M'derba (éch. Mde 91, x 7).
- Fig. 3 – *Idem* figure 2, mais à un plus fort grossissement. Microséquences au nombre de 3 (1, 2 et 3) montrant dans la partie inférieure, au-dessus d'une surface de ravinement (a), de la micrite sombre (b) s'enrichissant rapidement en pelletoides (c). Dans la partie terminale, les grains devenus jointifs sont cimentés par de la sparite (d). On notera le net granoclasement inverse de la séquence inférieure 1. A l'intérieur de la séquence 3 apparaît une structure plus ou moins filamenteuse (e) attribuable à des algues et située immédiatement au-dessous de la cavité à remplissage interne (f) (vacuole c de la figure 2).
- Fig. 4 – Analyse détaillée d'une microséquence. Surface de ravinement (a) au-dessus de laquelle la micrite sombre (b) s'enrichit en pelletoides à liseré clair (c). Le granoclasement est nettement inverse. Terme 3b de la série du M'derba (éch. Mde 61, x 15).
- Fig. 5 – Détails de la partie supérieure granulaire d'une microséquence. Structure "keystone vugs". Le volume des vacuoles calcitiques (a) allongées parallèlement à la stratification dépasse nettement celui de l'espace intergranulaire (éch. Mde 61, x 14).

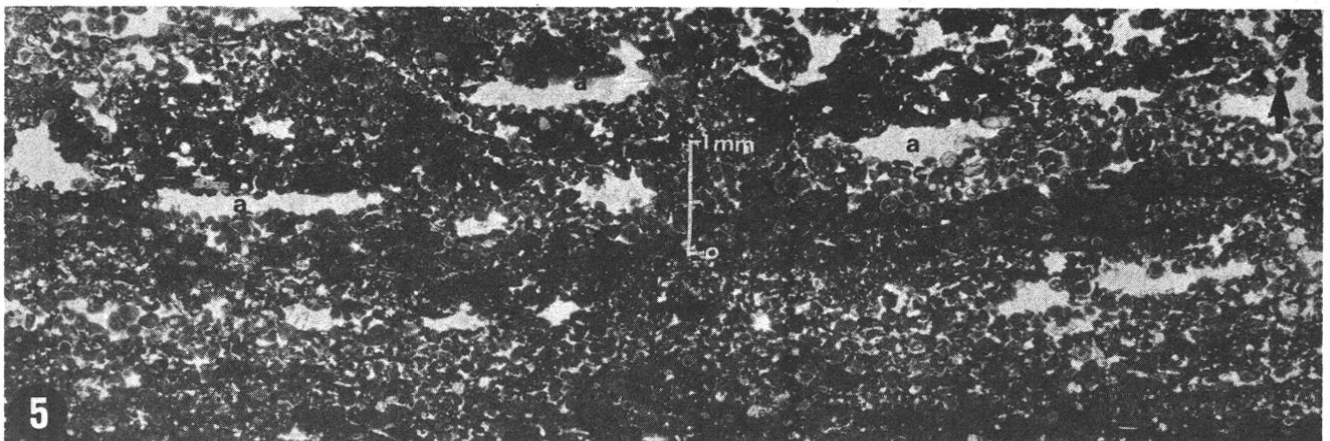
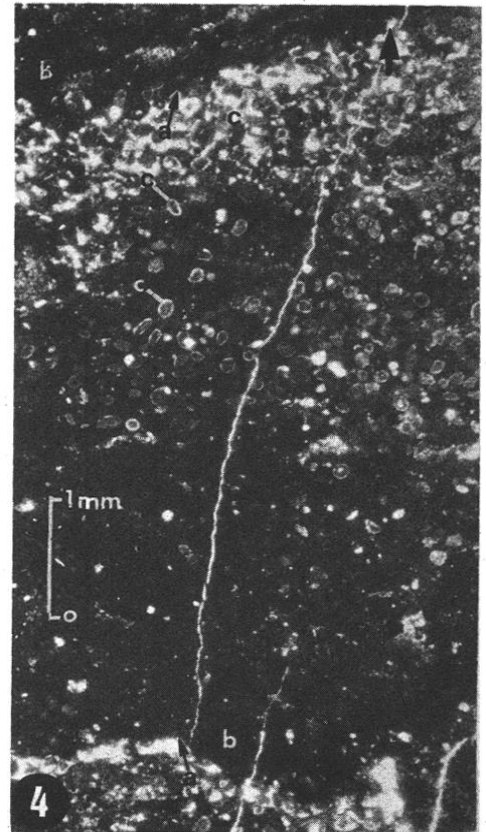
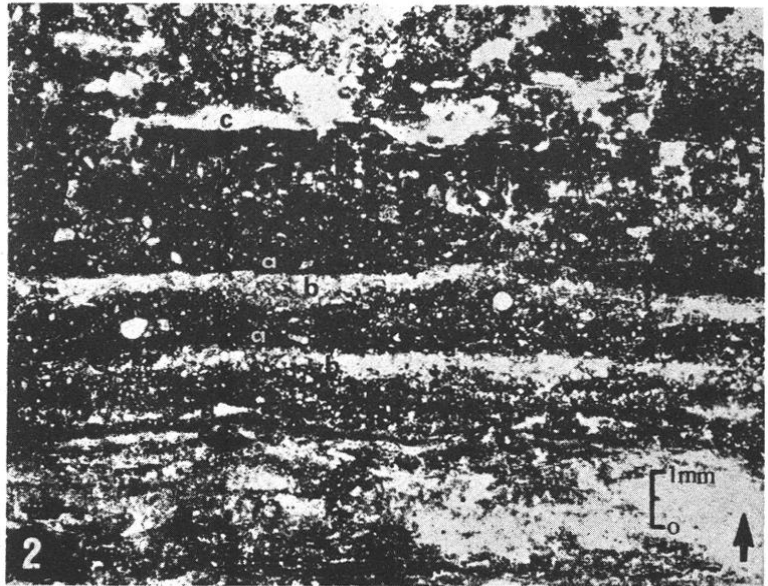


PLANCHE 6

La flèche indique la polarité stratigraphique

- Fig. 1 – Succession de microséquences 1, 2 et 3 comparables à celles des figures 1-3 de la planche 5 ; mais ici on note la nette irrégularité des surfaces de discontinuité (a) séparant chaque séquence. Terme 3b de la série du M'derba (éch. Mde 61, x 5,3).
- Fig. 2 – Surface polie dans une dolomicrite à structure laminaire ; certaines lamines sont remaniées. Terme 3c de la série du M'derba (éch. Mde 96, x 1,5).
- Fig. 3 – *Idem* fig. 2 mais à un grossissement supérieur. Laminite à structure fenestrée. De fines tubulures calcitiques claires (a) disposées orthogonalement à la stratification et présentes dans les feuillets sombres évoquent des filaments algaires (x 5).
- Fig. 4 – Détails des figures 2 et 3. On reconnaît de fines tubulures calcitiques (a) (50-100 microns de diamètre) dont l'organisation fait penser à un feutrage algaire (tapis stromatolitique fort probable) (x 14).
- Fig. 5 – Autres détails des figures 2 et 3. Feuillet micritique montrant un feutrage identique à celui de la figure 4. On distingue en plus des vacuoles (a) à remplissage micritique (x 13).

