



HAL
open science

Faciès grumeleux, noduleux et cryptalgaires des marges jurassiques de la Tethys nord-occidentale et de l'Atlantique central : genèse, paléoenvironnements et géodynamique associée

Gilles Dromart

► **To cite this version:**

Gilles Dromart. Faciès grumeleux, noduleux et cryptalgaires des marges jurassiques de la Tethys nord-occidentale et de l'Atlantique central : genèse, paléoenvironnements et géodynamique associée. Sciences de la Terre. Université Claude Bernard - Lyon 1, 1986. Français. NNT : . tel-02069721

HAL Id: tel-02069721

<https://theses.hal.science/tel-02069721>

Submitted on 29 Mar 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



A Jean-Paul pour les ^{AUTEUR} agréables moments partagés ²

N° d'ordre

Année 1986

Gilles

THESE

présentée

devant l'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD - LYON I

pour l'obtention

du DIPLOME DE DOCTORAT

par

Gilles DROMART



FACIES GRUMELEUX, NODULEUX ET CRYPTALGAIRES
DES MARGES JURASSIQUES DE LA TETHYS
NORD-OCCIDENTALE ET DE L'ATLANTIQUE CENTRAL :

genèse, paléoenvironnements
et
géodynamique associée

Vol. 1 - Texte

soutenue le 04 Juillet 1986

JURY : M. Serge ELMi
M. Pierre RAT
M. Raymond ENAY
M. Pierre Charles de GRACIANSKY
M. Loudfig YAPAUDJIAN
M. Pierre COTILLON

Autobiogéographie et remerciements

Ce travail n'aurait pu être entrepris, poursuivi et complété sans la sollicitude, la bienveillance, les conseils et les encouragements de nombreuses personnes et l'assistance offerte par certains organismes. Je suis heureux de pouvoir les remercier ici.

Cette étude a été abordée au travers d'un D.E.A. quelque peu sacrifié en raison de ma préparation conjointe à l'agrégation de sciences naturelles. J'aimerais à ce propos souligner l'aide et la confiance que m'accorda Serge ELMI lors de cette étape délicate. Il m'offrit ensuite la possibilité de m'intégrer à son équipe de recherche et me proposa ce sujet initialement fondé sur la bordure vivaro-cévenole et accompagné d'une arrière-pensée atlantiste. Malgré ses activités multiples, je lui sais gré de s'être concentré sur les points et instants cruciaux et d'avoir répondu à mes sollicitations les plus vitales. Sa profonde connaissance du secteur ardéchois et sa large expérience des faciès Ammonitico Rosso ont guidé et stimulé mes recherches.

Ces études ont eu la fortune de prendre place dans la phase d'investigations préliminaires du programme Géologie profonde de la France coordonnée par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières et dont le thème "Diagenèse et subsidence" concerne le talus vivaro-cévenol.

Cette étude prit son second souffle lorsque se présenta l'opportunité d'effectuer un stage au Bedford Institute of Oceanography à Dartmouth en Nouvelle-Ecosse au Canada. Répondant favorablement à ma demande, l'Entraide Universitaire Mondiale du Canada prit en charge le voyage transatlantique et m'alloua une bourse pour une durée de six mois. Le Centre Jacques Cartier participa également au support financier.

L'étude des forages réalisés au large de l'Afrique nord-occidentale et du Canada oriental dans les cadres respectifs du programme DSDP et de l'exploration pétrolière m'a permis d'établir des comparaisons directes et de compléter mes travaux.

Ma très grande reconnaissance s'adresse à Lubomir JANSKA, superviseur de mes travaux outre-atlantiques, qui n'a ménagé ni son temps ni son énergie pour faciliter mon intégration tant matérielle que morale. J'ai grandement apprécié sa compétence, sa disponibilité et son esprit animé d'un sens critique aigu. Je me rappellerai l'accueil exemplaire ainsi que l'ambiance efficace et empreinte de bonne humeur qui régnait au sein de l'Eastern Petroleum Geology subdivision et la bienveillance de chacun de ses membres et de ses "supervisors" successifs. Graham WILLIAMS eut l'obligeance de libérer quelques crédits pour le "picking" de mes échantillons.

Je remercie vivement les autorités de l'ODP (College Station, Texas) et de la COGLA (Ottawa) ainsi que Monsieur ARNAUD de la COGEMA d'avoir pris en considération mon projet et d'avoir en conséquence mis à ma disposition les carottes de sondage.

J'ai eu l'occasion de collaborer de manière plus ou moins étroite avec de nombreuses personnes dont j'ai apprécié l'intérêt manifesté et les efforts consentis. J'aimerais qu'ils trouvent ici l'expression de toute ma gratitude.

F. ATROPS, S. FERRY, C. GAILLARD et L. JANSKA ont bien voulu m'accompagner sur le terrain en Ardèche. Leurs remarques et suggestions me furent pleinement bénéfiques. Dans les chaînes subalpines méridionales, j'ai découvert et visité les affleurements d'une part grâce à l'obligeance de F. ATROPS et de B. LHAMYANI et d'autre part à la faveur d'une excursion du Groupe Français d'Etude du Jurassique.

La détermination des ammonites a été confiée à F. ATROPS (Univ. Lyon) avec qui j'ai partagé les memes aires d'investigations.

A. BOULLIER (Univ. Besançon), acceptant l'aventure mésogéenne, s'est aimablement et efficacement intéressée aux brachiopodes récoltés.

P. ASCOLI (EPG-Canada) et P. DONZE (Univ. Lyon) se sont penchés sur la faune ingrate des ostracodes.

J.P. BOURSEAU (Univ. Lyon) m'a rejoint dans mes préoccupations bathymétriques au travers de l'examen des crinoïdes.

B. CLAVEL (Genève) a déterminé les échinides collectés.

R. COMBEMOREL (Univ. Lyon) a pris en charge l'identification des bélemnites.

C. GAILLARD (Univ. Lyon) fut fréquemment sollicité à propos des encroûtements cryptalgaires et de la bioturbation. Il a consenti de plus à examiner les spongiaires.

F. GRADSTEIN (EPG- Dartmouth) et B. STAM (Dalhousie Univ.- Halifax) m'ont initié à la distinction et aux méthodes d'analyse des foraminifères et ont largement contribué à l'interprétation des résultats.

A. PRIEUR (Univ. Lyon) a bien désiré prendre en considération les rares bivalves disponibles.

P. ROTH (Univ. Utah- Salt Lake City) a assuré l'examen rapide et complet du nannoplancton calcaire.

J. ESPITALIE (IFP) s'est montré intéressé par mes échantillons ardéchois et a procédé aux analyses de la matière organique.

P. LARQUE et F. WEBER (CSGS- Univ. Strasbourg) ont, dans le cadre du programme GPF2, pris en charge l'analyse RX de plus d'une centaine d'échantillons.

Au laboratoire de Lyon, P. BERNIER, S. FERRY, E. JAUTEE et M. RIO ont toujours prêté attention à mes requêtes sédimentologiques. J-C. GERMANIQUE et P. CAPIEZ m'ont présenté les méthodes et techniques de spectrophotométrie.

Je souhaite témoigner toute ma reconnaissance aux personnes dont l'assistance technique me fut fort utile voire salutaire.

A New York, S. ASQUITH organisa mon séjour de consultant au Lamont- Doherty Geological Observatory (Palisades) et P. WEISS m'aida dans la préparation des échantillons.

A Dartmouth, M. AVERY, G. COOK, G. GRANT et P. LAKE ont toujours répondu aimablement et positivement à mes demandes.

A Lyon, je tiens à remercier tout particulièrement C. UBERTY qui assura l'essentiel de la frappe du manuscrit et N. PODEVIGNE dont j'ai pu apprécier la pugnacité au travers des tirages photographiques. D. BARBE et A. DUIVON m'ont rendu de multiples et inestimables petits services. Mes collègues S. ROLIN, D. DUMAS et T. CHEVALLIER se sont activement engagés dans la phase finale. Ce dernier a bien voulu mettre à ma disposition son matériel informatique et m'initier aux "tricks" du logiciel associé.

Je remercie Monsieur L. YAPAUDJIAN et Messieurs les Professeurs P.C. de GRACIANSKY et P. RAT qui, malgré leurs engagements multiples, se sont intéressés à mes travaux et ont eu l'obligeance de les juger. Je suis très honoré de leur présence dans le jury et très satisfait d'avoir pu bénéficier de leurs commentaires et suggestions.

Je suis très heureux de compter parmi les membres du jury Messieurs les Professeurs P. COTILLON et R. ENAY qui me prodiguèrent mes premiers cours de sédimentologie et de stratigraphie et qui s'enquérèrent de l'évolution de mes travaux.

Je ne vais pas clore cet avant-propos sans remercier très fort ma famille et mes amis qui ont su accepter mes absences, subvenir à mes nécessités et respecter mes passions.



RESUME

Les lithofaciès de type Ammonitico Rosso qui caractérisent au Jurassique les marges en cours de différenciation sont analysés. L'objectif initial était d'identifier les grumeaux et les nodules carbonatés, de comprendre les processus de leur formation, de reconstituer les environnements de dépôts et enfin d'intégrer leur origine dans l'évolution géodynamique des marges passives. La découverte précoce de structures cryptalgaires associées a suscité l'entreprise d'une étude plus spécifique. Les sites étudiés, se localisant sur des marges en place et ennoyées (Atlantique) ou exhumées (Téthys), sont supposés livrer des informations complémentaires.

La typologie des éléments calcaires et des textures rencontrés est présentée au travers de notes préliminaires.

La première partie se rapporte aux faciès grumeleux et noduleux oxfordiens qui s'étalent sur la bordure vivaro-cévenole (bassin du Sud-Est; marge téthysienne nord-occidentale). Des développements cryptalgaires actifs et diversifiés (oncolites; stromatolites; petits "mud-mounds") sont enregistrés sur une discontinuité majeure qui coïncide avec une lacune du Callovien supérieur et une extrême réduction de l'Oxfordien inférieur. Ils cessent prématurément suite à l'augmentation du taux de sédimentation. Vers le haut, les alternances marne-calcaire renferment des grumeaux carbonatés engendrés par la bioturbation et des concentrations temporaires de moules d'ammonolides. Des paléoenvironnements marins assez profonds sont déduits des données sédimentologiques et paléoécologiques ainsi que des reconstructions palinospaques et régionales. Un profil idéal a été établi incluant les biohermes à spongiaires plus internes et plus superficiels qui se développent sur la bordure externe de la plate-forme jurassienne. L'évolution bathymétrique jointe à la distribution et à la puissance des faciès permettent d'apprécier la géodynamique callovo-oxfordienne de la bordure et l'origine de la discontinuité. A propos des développements cryptalgaires, des exemples tout fait homologues ont été reconnus dans les couches contemporaines des chaînes subalpines méridionales. Ceux observés sur la ride tridentine en Italie du Nord diffèrent légèrement.

La deuxième partie concerne les forages profonds (DSDP) réalisés sur la marge orientale de l'Atlantique central. Le but essentiel est de restituer la genèse des récurrences noduleuses rencontrées. Le site 547 est situé au large du Maroc (Escarpement de Mazagan) dans un sous-bassin épicontinental. Des croûtes stromatolitiques ont été enregistrées au travers de la succession de calcaires pélagiques jurassiques. Les constructions cryptalgaires, la bioturbation et les remobilisations gravitaires limitées sont responsables de la formation des textures grumeleuses de l'unité basale qui s'avère étroitement semblable à certaines séries contemporaines du Portugal. Les récurrences grumeleuses puis noduleuses de la partie supérieure sont respectivement attribuées à une induration précoce et sélective autour de terriers généralement suivie d'un léger remaniement et à une désorganisation plus ou moins complète des dépôts marne-calcaire originellement alternants par l'action combinée de la bioturbation et du vannage des sédiments. La possibilité de lithification précoce dans un milieu profond déduit des études antérieures est discutée. L'évolution des textures est superposée aux changements verticaux de plusieurs paramètres de la marge (bathymétrie, physiographie, subsidence...).

Le site DSDP 367 a fourni des calcaires noduleux du Jurassique supérieur qui surmontent une croûte océanique. Plusieurs types de textures ont été reconnus. Leur différenciation résulte de la disposition alternante primaire des dépôts associée au vannage et à des glissements dus à l'instabilité du substratum basaltique. Une différence fondamentale existe entre les lits calcaires qui

contiennent d'abondants radiolaires et les interlits marneux qui renferment essentiellement des débris de Saccocoma et des calcisphères. L'enrichissement rythmique en radiolaires et l'origine de la silice sont envisagés. La profondeur de dépôt et l'âge du socle sont estimés. Des comparaisons ont été entreprises avec certains sites du bassin nord-américain et avec des formations similaires du domaine téthysien. Elles permettent de mieux appréhender le contrôle de la sédimentation radiolaritique.

La troisième partie est consacrée aux faciès cryptalgaires du Jurassique supérieur qui se développent sur le bord externe de la plate-forme de Nouvelle-Ecosse (au large du Canada oriental). Ils ont été rencontrés à la base de l'Abenaki Formation dans trois forages pétroliers. Des thrombolites et stromatolites accompagnés par des annélides et des tubiphytes sont engagés dans l'édification de constructions carbonatées. Elles renferment des figures de type Stromatactis et s'apparentent aux "mud-mounds" paléozoïques. Le développement cryptalgair s'exprime sous la forme de structures réticulées et de structures en souches. Elles ont pris naissance dans un environnement néritique externe profond à épibathyal. Des cavités se sont formées consécutivement à la coalescence du réseau cryptalgair et à une fracturation précoce de distension. Des remplissages et colmatages par de la boue et de la calcite se sont conjointement déroulés ne laissant qu'une porosité mineure. L'influence de la dynamique des substratums sur l'édification de ces corps est envisagée. Des comparaisons sont établies avec des constructions semblables mentionnées dans la Smackover Formation (Golfe du Mexique-E.U.).

Les facteurs intervenant dans la genèse des faciès Ammonitico Rosso sont recensés et hiérarchisés. La composition des sédiments jurassiques semble jouer un rôle déterminant. Les AR ne sont pas des marqueurs géodynamiques fiables mais représentent des événements sédimentaires. Les constructions cryptalgaires peuvent se développer dans des environnements assez profonds sans exiger la présence de lumière.

ABSTRACT

Nodular limestones and cryptalgal developments throughout the Jurassic history of North-Tethys and Central-Atlantic margins: genesis, depositional environments and related geodynamics.

Nodular Ammonitico-Rosso lithofacies which characterize the differentiation of Jurassic continental margins were investigated. The basic aim was to resolve the identity of carbonate "lumps" and nodules and to understand their genesis, to determine the depositional environments, and to show their relation with the geodynamic evolution of the margins. The early discovery of accompanying cryptalgal fabrics caused an additional and more specific survey to be carried out. Since the studied sites correspond to either *in situ* drowned margins (Atlantic) or exhumed ones (Tethys), they are expected to yield complementary information.

As preliminary note is the typology of encountered carbonate elements and textures. The first part concerns the Oxfordian "lumpy" and nodular pelagic limestones extending along the "vivaro-cevenole" border (South-East France; northwestern Tethyan margin). Active and diverse cryptalgal occurrences (oncolites, stromatolites, low carbonate mud-mounds) are documented above a major unconformity involving the upper Callovian and the lower Oxfordian. The fabric failed early due to sedimentation increasing. Upwards, alternating marl-limestone beds enclose burrowing-related carbonate bodies and occasionally concentrated Ammonite molds. Depositional environments a few hundred meters deep have been inferred from sedimentological and paleoecological data plus from palinspatic and regional reconstructions. An ideal cross-section has been established including coeval, inner and shallower stromatolitic -sponge bioherms resting on the Jurassic paleoshelf edge. The bathymetry trend, joined to successive facies distribution and restored isopachs, permit understanding of the Callovian-Oxfordian tectonic activity and of the basal unconformity origin. This records a definite deepening and is assumed to occur in response to an original lack of sediments.

Much similar occurrences of cryptalgal developments have been recognized in coeval layers of the Southern Subalpine ranges (France). Those examined on the Trento Plateau in Northern Italy yield slight differences.

The second part regards deep sea drilling (DSDP) along the central Atlantic eastern margin. The chief aim is to resolve the genesis of recovered nodules. DSDP Site 547 is located off Morocco (Mazagan Escarpment) in a subbasin upon continental basement. Stromatolitic crusts have been recorded from core inspections throughout the Jurassic pelagic limestones. The cryptalgal fabric, bioturbation and limited gravity displacements are responsible for the lumpy textures of the lower part of the sequence that closely resembles coeval liassic rocks of Portugal. Upper lumpy and nodular recurrences have been referred respectively to : 1) an early and selected induration around burrows mostly accompanied by a slight reworking; 2) variable disturbances, due to combined burrowing and winnowing, of the original alternating marl-limestone beds. The possibility of early lithification in deep-water environments that had been restored prior to this study is discussed. The evolution of the textures is compared with the vertical changes of several parameters (bathymetry, physiography, subsidence...).

DSDP site 367 (Cape Verde Basin) yields Upper Jurassic nodular limestones overlying an oceanic crust. Several types of textures have been distinguished. The original alternating setting of deposits, the winnowing and the sliding caused by the basement instability are thought to have induced their genesis. A difference exists between limestone beds that contain abundant radiolarians and intercalated marl layers that mostly enclose Saccocoma-type debris plus calcisphaerulids. This rhythmical enrichment with radiolarians and the origin of the silica are debated. The depositional depth is estimated and the basaltic floor is tentatively assigned to the boundary lower-middle Oxfordian. Filament microfacies are believed to be Kimmeridgian in age, from a comparison with other central Atlantic DSDP sites. Comparisons with similar Tethyan nodular formations have been performed as well. The control on radiolaritic sedimentation is discussed.

The third part deals with Upper Jurassic cryptalgal lithofacies cored in the Abenaki Formation (Baccaro Member) on the Scotian paleoshelf edge off eastern Canada (oil exploratory wells). Carbonate buildups were constructed by thrombolite-stromatolite-annelid-Tubiphytes communities. They enclose Stromatactis-like structure and closely resemble Paleozoic Mud-Mounds. The cryptalgal fabric is expressed both as stubby and reticulate structures. They grew in deeper neritic-epibathyal slope environments. Cavities were formed by either the coalescence of the cryptalgal network or the early dilatational fracturation. Supporting evidences are available for their early infilling with internal mud and healing by calcite. The influence of the basement movements on the buildup developments have been investigated and are discussed. Finally, comparisons with similar reefal constructions from the Smackover Formation (U.S. Gulf Coast) are attempted.

Genetic factors of the Ammonitico Rosso lithofacies are reviewed and graded. The nature of the fine carbonate Jurassic sediment seems to be the main factor. A-R are no reliable geodynamic markers but have rather to be related to sedimentary events. Cryptalgal fabric could develop in quite deep-water environments without requiring any light.

Deuxième partie : LES FACIES NODULEUX ET GRUMELEUX JURASSIQUES DE LA MARGE ORIENTALE DE L'ATLANTIQUE CENTRAL

I - Au pied de l'escarpement du plateau de Mazagan (Maroc) - site DSDP 547 (Leg 79).....	85
A - Description générale des carottes : textures et faciès.....	85
B - Caractères et différenciations des textures.....	88
C - Développements cryptalgaires stromatolitiques.....	95
D - Textures et environnements sédimentaires et géodynamique.....	97
II - Bassin du Cap-Vert - site DSDP 367 (Leg 41).....	102
A - Cadre de l'étude.....	102
B - Description générale des carottes.....	103
C - Développement des textures noduleuses du segment supérieur : modalités, déterminisme et phénomènes associés.....	108
D - Age et environnement de dépôt.....	113
E - Comparaison avec les autres sites de l'Atlantique et avec le domaine téthysien occidental.....	115

Troisième partie : DEVELOPPEMENTS CRYPTALGAIRES DU JURASSIQUE SUPERIEUR AU LARGE DU CANADA ORIENTAL (PLATEAU SCOTIAN)

I - Cadre géologique régional.....	121
A - Cadres stratigraphique et paléogéographique mésozoïques.....	121
B - cadre structural.....	122
II - Analyse des carottes.....	123
A - Localisation géographique des puits et positions des carottes étudiées.....	123
B - Description générale des carottes.....	123
III - Développements cryptalgaires.....	125
A - Morphologie, lamination et microstructure.....	125
B - Origine des structures.....	127
C - Remarques à propos des Tubiphytes.....	129
IV - Paléoenvironnements. Morphologie et contrôle des dépôts.....	130
A - Enseignements spécifiques	130
B - Conclusions.....	131
V - Comparaisons et discussions.....	132
A - Homologies avec les "mud-mounds" carbonatés paléozoïques.....	132
B - Les constructions carbonatées "récifales" de la Smackover Formation (Etats-Unis, Gulf coast).....	132
VI - Importance concernant l'exploration pétrolière.....	133
<u>Conclusions générales</u>	135
<u>Références bibliographiques</u>	141
<u>Liste des figures</u>	149

Plan



INTRODUCTION

Le présent travail se rapporte principalement à des faciès appartenant au cortège des Ammonitico Rosso. Ces formations sont caractéristiques des séries jurassiques du domaine périméditerranéen en association avec les marges continentales en voie de différenciation (AUBOUIN, 1961). Des faciès équivalents ont été également rencontrés en forage profond sur les marges de l'Atlantique (bassin nord-américain ; BERNOULLI, 1972). Leurs caractères communs consistent en l'allure noduleuse des bancs et en la présence d'éléments carbonatés nommés grumeaux.

Les investigations antérieures ont donné lieu à des interprétations très différentes depuis LUCAS (1955) jusqu'au "Rosso Ammonitico Symposium" de Rome en 1980. Des problèmes aigus concernent le déterminisme et les modalités de la différenciation des grumeaux et nodules. BOURBON (1982) en propose une excellente synthèse. De larges divergences existent également à propos de l'environnement et de la profondeur initiale de dépôt. Cette difficulté est illustrée par la boutade de STURANI (1971) pour lequel les Ammonitico Rosso peuvent se former depuis la base de l'action hydrodynamique des vagues jusqu'à la profondeur de compensation de la calcite.

Les lithofaciès du cortège des Ammonitico Rosso peuvent être soit à dominante calcaire, soit à dominante marneuse (AUBOUIN, 1964). Seuls ces derniers sont actuellement connus à la fois dans le domaine océanique et dans l'orogène alpin. Ils offrent ainsi des exemples complémentaires d'enchaînement géodynamique pendant le Jurassique. Les séries choisies appartiennent, d'une part, à des marges évoluant sur croûte continentale, qu'elles soient actuellement exhumées (Sud-Est de la France) ou ennoyées (Large du Maroc) et, d'autre part, à des domaines à substratum océanique (Bassin du Cap Vert). Cette étude n'a pas été entreprise dans la perspective de comparer les marges téthysiennes et atlantiques: les faciès demeurent le sujet fondamental.

L'objectif de ce travail est triple: 1) connaître la nature des éléments grumeleux et noduleux et apprécier le rôle des facteurs intervenant dans la différenciation des textures, 2) reconstituer les paléoenvironnements associés, 3) intégrer les formations étudiées dans l'évolution de la subsidence des marges.

Cette étude a été menée initialement sur la bordure vivaro-cévenole (1ère partie). Cette région constitue la partie occidentale du bassin du Sud-Est de la France et appartient à la marge jurassique nord-téthysienne. Les couches oxfordiennes y présentent un aspect grumeleux et noduleux.

Des informations complémentaires sont livrées par l'analyse de sondages profonds (programme DSDP) réalisés sur la marge orientale de l'Atlantique central (2ème partie). Deux forages ont pénétré des séries grumeleuses et noduleuses du Jurassique. Le site 547 - Leg 79- se localise au large du Maroc (escarpement du plateau de Mazagan). La série jurassique a été traversée dans son intégralité. Elle se développe sur croûte continentale dans la partie externe de cette marge maigre. Le site 367 - Leg 41- se localise au large de la Gambie (bassin du Cap Vert). La série traversée appartient au Jurassique supérieur et repose sur une croûte basaltique.

Les moyens d'analyse disponibles sont variés et complémentaires. Les affleurements des marges continentales exhumées (Nord-Téthys) permettent d'observer aisément et de manière exhaustive les faciès et les structures sédimentaires. Par contre, les relations spatiales initiales entre les unités lithologiques doivent être déduites et reconstruites en raison de la discontinuité des lieux d'observation. Les séries rencontrées dans les forages de l'Atlantique

sur la marge ennoyée sont conservées strictement en place. La géométrie et la disposition relative primitives des corps sédimentaires sont directement perceptibles sur les profils sismiques qui constituent un outil essentiel dans les reconstitutions paléogéographiques. En revanche l'étroitesse des sections et les perturbations relatives aux carottages (perte, broyage...) limitent la reconnaissance des structures sédimentaires.

L'observation des faciès grumeleux des régions et sites étudiés a mis en évidence leur fréquente association avec des constructions cryptalgaires. Elles avaient été jusqu'alors soit ignorées soit décrites trop sommairement à l'exception des exemples des Alpes méridionales italiennes évoqués par STURANI et analysés par MASSARI.

Cette reconnaissance a ainsi motivé l'entreprise d'une étude plus spécifique et complémentaire de telles structures qui se sont développées dans un contexte similaire au Jurassique supérieur (3ème partie). Elles ont été rencontrées dans des forages pétroliers réalisés sur le bord externe du plateau de Nouvelle-Ecosse au large du Canada oriental.

Le travail sédimentologique se base sur une analyse faciologique. L'étude s'appuie dans chaque cas sur un cadre géologique (stratigraphique et structural) généralement bien défini, ce qui accorde toute sa signification à une analyse de détail des faciès. Les problèmes sont abordés à la fois de l'intérieur en étudiant les roches elles-mêmes et par l'extérieur en considérant le contexte dans lequel elles se sont formées. La démarche suivie consiste à rassembler le plus grand nombre possible d'informations, les plus diverses, et ce, à toutes les échelles d'observations. Chaque objet, figure ou fait doit être placé dans son contexte et analysé en fonction de ceux qui le précèdent, l'accompagnent ou le suivent. Ces comparaisons multiples devraient permettre d'affiner les reconstitutions et les évolutions des environnements tant biosédimentaires que géodynamiques.

Cette démarche naturaliste reste sans doute la plus efficace pour aborder toute synthèse et attribuer toutes les significations aux faciès rencontrés. La comparaison des différentes régions et sites étudiés n'est pas un objectif mais représente un moyen supplémentaire d'approche. Dans ce même esprit, les confrontations plus étroites ont été entreprises, pour chacun d'entre eux, avec les secteurs situés à plus grande proximité ou présentant de plus étroites similitudes. Toutes ces juxtapositions livrent des enseignements réciproques et permettent de contrôler et de préciser les reconstitutions des environnements. Elles nous rendent capables d'apprécier l'importance relative des facteurs intervenant dans la genèse des faciès et d'en reconnaître la valeur locale ou générale.

PRELIMINAIRES

Il s'agit de définir les termes utilisés, d'en présenter les acceptions et de justifier leur emploi.

Les nomenclatures antérieurement établies sont soit trop générales et manquent de précision, soit trop ponctuelles et restrictives. Une typologie adaptée a ainsi été élaborée et employée. Elle se rapporte au matériel observé et ne possède aucune valeur exhaustive. Elle a été réalisée avec le souci d'intégrer les termes consacrés. Elle doit être suffisamment fine pour marquer les différences morphologiques, texturales et structurales et également pour cerner les possibilités génétiques. Elle doit conjointement demeurer d'un emploi aisé et permanent.

I - TERMINOLOGIE MACROSCOPIQUE

A - Distinction des textures noduleuses, grumeleuses et granuleuses

Dès le siècle dernier, les auteurs utilisent le terme grumeleux pour décrire certaines assises argilo-carbonatées du Jurassique supérieur du Sud-Est de la France : SAUTIER (1854) pour la montagne de Crussol (Ardèche), CHOFFAT (1878) pour le Jura et KILIAN (1896) pour les chaînes subalpines méridionales.

Ces couches renferment en quantité variable de petits éléments calcaires de forme plus ou moins globuleuse ou lobée et aux surfaces irrégulières. Ces éléments sont portés par une matrice fine plus tendre. Leur présence confère aux faciès une grande hétérogénéité accentuée par l'altération. Ces éléments carbonatés ont été nommés grumeaux par analogie à ce que donne une farine mal délayée.

Le fait que VELAIN (1872) utilise le terme noduleux pour décrire les mêmes couches souligne bien le problème de la distinction des qualificatifs grumeleux et noduleux. Celle-ci est nécessaire et doit rendre compte d'un aspect plus spécifique des couches. Une acception plus rigoureuse de ces termes sera admise dans ce travail.

Les grumeaux sont les éléments constitutifs à part entière des faciès et ils se surperposent à la stratonomie initiale. Les nodules sont des corps également plus ou moins globuleux mais qui sont considérés ici dans un sens plus restreint comme représentant l'évolution particulière des strates qui se composent de renflements successifs plus ou moins continus.

Ainsi les couches peuvent être indépendamment grumeleuses, noduleuses ou les deux à la fois, les grumeaux étant inclus dans les nodules et/ou dans la matrice (fig. 42D; 64C). La rigidité et la validité de cette distinction s'estompent dans le cas où la taille des grumeaux avoisine la puissance de chaque strate et parfois sur les carottes de sondage au travers desquelles la stratification initiale est beaucoup moins perceptible.

De manière complémentaire, le terme granuleux a été introduit dans cette étude pour exprimer l'aspect de certains faciès. Il correspond aux très fines mouchetures qu'offrent les bancs calcaires ou traduit la présence de grains carbonatés millimétriques et durs dans les horizons marneux.

B - Typologie descriptive

1 - Morphologie grumeleuse

La prise en compte de la granulométrie des éléments est demeurée appréciative et sommaire. Aucune subdivision rigide n'a été établie et j'ai simplement distingué des éléments de la taille d'un pois ("pisogrameaux"), centimétriques et pluricentimétriques. Les valeurs moyennes et extrêmes de la taille (correspondant au diamètre maximal) sont généralement indiquées.

La morphologie des grumeaux est souvent complexe et d'une grande diversité. La distinction de formes globuleuses, tubéreuses, allongées, aplaties, ovoïdes, échancrées...s'est rapidement avérée délicate, exigeante et ingrate. Une classification plus sommaire et suffisante a été établie à partir de la forme générale des éléments et du tracé de leur contour (fig. A). Si plus de 50 % des éléments sont anguleux, la texture est dite "bréchique".

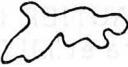
CONTOUR FORME	Régulier		Ir régulier	Bobé	
	Amiboïde	Amiboïde			
Anguleuse					
Subanguleuse					
Arrondie					

Figure A : Types morphologiques des grumeaux.

2 - Structure grumeleuse

Elle correspond au type des relations qui existe entre les grumeaux initialement indépendants les uns des autres. Elle illustre bien l'importance relative, qui peut être primaire et / ou secondaire, des éléments dans leur matrice. Les termes "floatstone" et "rudstone" introduits par EMBRY & KLOVAN (1971) n'ont pas été employés à ce propos car ils se rapportent à des éléments allochtones que ne sont, à priori, pas nécessairement les grumeaux. Trois types de structures ont été distingués. Elles peuvent coexister au sein d'une même couche :

- structure lâche : les éléments flottent indépendamment et librement dans la matrice;
- structure "punctique" : les contacts entre les éléments sont ponctuels;

- structure serrée : les contacts sont beaucoup plus effectifs. Les éléments s'interpénètrent et le plus fréquemment, seul un film argileux persiste entre eux (contact fluidal, ELMI 1981b). Les limites peuvent prendre un caractère stylolithique.

3 - Textures

Une certaine multiplicité des termes accompagnés de définitions imprécises couvrent les faciès de type noduleux. ELMI (1981) souligne bien la simple apparence noduleuse que présentent certains faciès souvent en coincidence avec les surfaces de bancs sculptées. Les éléments mal séparés et mal isolés que l'on ne peut ni détacher, ni extraire aisément, sont considérés comme des pseudonodules. Il n'est pas précisé si cette dissociation ne s'accomplit pas entre les éléments et la matrice ou entre les nodules eux-mêmes.

La distinction des textures et une redéfinition des termes s'imposaient donc. Il importe de préciser que tous les types reconnus dans ce travail n'affectent que du matériel argilo-carbonaté fin. Les références indiquées correspondent aux exemples caractéristiques.

La texture prénoduleuse en lame montre (fig. 42A) au sein d'une masse carbonatée homogène, l'individualisation complète de minces arcs argileux, concaves vers le haut et pincés à leurs extrémités.

La texture prénoduleuse ondulée (fig. 64J) se concrétise par des horizons marno-calcaires successifs, continus latéralement et limités par des surfaces ondulées. Cette texture correspond au "wavy bedding" des auteurs anglo-saxons.

Trois types de textures noduleuses ont été reconnues à partir de la forme générale des nodules : globuleuse (fig. 42D ; 64H -base-), nuageuse (fig. 42B , E) où les éléments possèdent un contour assez irrégulier (lobé) et présentent souvent un axe d'extension privilégié, fusifforme (fig. 42C , 70A).

La texture est qualifiée de pseudonoduleuse si les éléments demeurent en connexion. Ce terme est d'un usage plus courant que l'épithète "protonoduleux" employé à ce même propos par certains auteurs (CECCA et al 1981). Dans cette étude, ces tendances prénoduleuse et pseudonoduleuse sont parfois groupées sous le qualificatif commun "noduleux naissant". Les relations des éléments avec le matériel encaissant (matrice) sont précisées indépendamment. Ces contacts sont très variés. Ils peuvent être francs, c'est à dire facilement traçables ou beaucoup plus flous. Ils sont alors très progressifs ou plus complexes revêtant un aspect nébuleux ou filamenteux. Dans ce dernier type (contact plastique, FULOP 1976; ELMI 1981b), le passage s'effectue par le biais d'une multitude de films argileux, très fins, superposés, légèrement arqués, se pinçant dans les nodules et s'ouvrant dans l'encaissant plus argileux. L'aspect nébuleux se rapporte à une limite très indistincte et très irrégulière contribuant au boursoufflement des nodules. Si la matrice est virtuelle et les contacts entre les éléments prennent une allure stylolithique plus ou moins affirmée, la texture est dite stylonoduleuse (fig. 70D)

Les textures prénoduleuse, pseudonoduleuse-fusifforme et stylonoduleuse s'apparentent aux "flaser kalks" des auteurs allemands, aux "flaser nodular" utilisés et illustrés par KENNEDY & GARRISON (1975, craie d'Angleterre) ou par MASSARI (1981, Ammonitico Rosso veronais) ou encore aux calcaires suturés ou cellulaires décrits par BAUD (1976, calcaires triasiques alpins).

Les textures digitées (fig. 58) se concrétisent par le développement de passées digitiformes dans une matrice homogène. Ces dernières peuvent rester simples ou se recouper de manière plus ou moins complexe isolant les éléments amiboïdes.

Les textures grumeleuses et granuleuses coïncident simplement avec la présence dans ce faciès de grumeaux et de granules tels qu'ils ont été définis. Aucune subdivision directe n'a été établie. De manière analogue, lorsque les éléments grumeleux sont très mal séparés les uns des autres, la texture est dite pseudogrumeleuse. Des figures ont été reconnues de manière plus précise dans cette catégorie. Elles se marquent par le développement d'étroits boudins carbonatés dont le diamètre est centimétrique. Les uns sont allongés plus ou moins horizontalement et montrent une succession de renflements et de constriction (texture en gousse; fig. 70E). Les autres se referment plus ou moins sur eux-mêmes et dessinent des anneaux ouverts (texture en boucle; fig. 43F).

II - NOMENCLATURES ET CLASSIFICATIONS UTILISEES

A - Microfaciès

Les classes de taille des cristaux carbonatés formant le "ciment", définies par FOLK (1959), seront respectées : micrite (0 à 4 μ m), microsparite (5 à 10 μ m), sparite.

La classification proposée par DUNHAM (1962) très communément utilisée, permet de rendre compte de la densité des éléments figurés et éventuellement de différencier rapidement nodules et grumeaux vis-à-vis de la matrice. Elle a été conservée comme un outil de description. Dans notre cas au moins, elle n'a aucune implication génétique. La présence ou l'absence de boue et la richesse en éléments ne reflètent pas obligatoirement l'énergie hydrodynamique initiale du milieu de dépôt (compaction - dissolution, dismicrite, coulées à grains jointifs, remplissages boueux tardifs, vides organiques).

Parmi les grains carbonatés, le terme péloïde (Mc KEE & GUTSCHICK, 1969) désigne des éléments cryptocristallins ou microcristallins d'origine quelconque. La taille maximale a été fixée à 2 mm. Ce terme est pratiquement synonyme de celui de pellet au sens de FOLK (1959). Ce dernier a été utilisé avec des acceptions diverses. Il a, de ce fait, été banni par certains sédimentologistes.

Les clastes carbonatés sont des fragments homogènes. Trois types d'éléments sont distingués en fonction de leur état supposé au moment de leur remobilisation. Les lithoclastes (HUMBERT, 1976) sont des fragments indurés. Les intraclastes (FOLK, 1959) sont des éléments anguleux ou peu arrondis issus d'un sédiment voisin mal consolidé et redéposés à faible distance. Les galets mous correspondent à des pelotes de vase encore riches en eau, déformables mais non aisément dissociables.

Les oncolites sont des concrétions calcaires sphériques ou ovoïdes formées par les enveloppes successives d'origine biologique, irrégulières et concentriques autour d'un nucléus. Si le revêtement est partiel, polarisé et se referme sur les flancs, l'élément correspondant sera nommé hémioncolite.

Les grains enrobés représentent des particules carbonatées ou terrigènes, enveloppées d'un cortex de carbonate cryptocristallin le plus souvent dépourvu de structure interne ou montrant de très fines lamines cryptalgaires régulièrement concentriques.

Les grains couverts sont les éléments de calcaire cryptocristallin partiellement abrités ou complètement entourés par une coquille (ou son vestige).

Les granules et grumeaux sont les termes descriptifs employés sur le terrain. Leur véritable nature (résiduelle, néoformée) et leur appartenance à l'une des catégories précédemment définies doit être ensuite établie et démontrée. Les granules sont discernables à l'oeil nu (ce qui n'est pas forcément pas le cas des péloïdes) et leur taille maximale (limite avec les grumeaux) a été placée à 2 mm par conformité à la subdivision granulométrique de WENTWORTH (1922).

B - Développements stromatolitiques

Le terme de stromatolite, créé par KALKOWSKY (1908), correspond à des formations laminées dues à l'interaction de processus biologiques et sédimentaires. Le terme cryptalgair sera utilisé, comme l'indique MONTY (1976), pour désigner toutes les structures biosédimentaires engendrées par l'activité de piégeage ou de précipitation minérale des algues non squelettiques et des bactéries. Les développements de la lamination ("fabric" des auteurs anglo-saxons) ou arrangement cryptalgair sont décrits en référence aux termes présentés par PREISS (1976). Le terme endostromatolite est réservé aux structures se rencontrant à l'intérieur des cavités.

La microstructure, associée à un encroûtement, peut montrer des taches de micrite fine, aux limites floues et dont la taille avoisine quelques dizaines de micromètres; elles baignent dans un encaissant de nature microsparitique. Elle s'apparente aux structures grumeleuse (CAYEUX, 1935), péloïdale (GAILLARD, 1984a) et "clotty" ou "clotted" des auteurs anglo-saxons. Cette dernière paraît la plus spécifique et la plus généralement employée et sera transcrite sous la forme : microstructure caillée.

C - Environnements sédimentaires

Le terme subtidal a été retenu pour désigner le domaine constamment immergé de la plate-forme en raison de l'universalité de son emploi. La partie inférieure de cet étage se caractérise par l'absence de l'influence des vagues sur le dépôt des sédiments. Les notions de plate-forme interne et externe sont bien précisées par BERNIER (1985). L'utilisation s'avère délicate lors de la reconstitution à l'échelle d'une marge continentale. D'autre part, l'acception peut différer. En effet, les nombreux auteurs anglo-saxons conçoivent les plates-formes carbonatées comme d'immenses corps au toit plus ou moins horizontal où s'accumulent des sédiments de haute énergie et limités par une marge externe abrupte (JANSA, 1981). En conséquence, les milieux de dépôt situés en amont de la zone de flexure coïncidant avec le passage au talus (étage bathyal) seront plus simplement qualifiés de néritiques, sans aucune implication en ce qui concerne le profil de ce domaine. Le type d'environnement "épibathyal-slope" des auteurs anglo-saxons sera transcrit sous la forme : talus épibathyal.

Lors de leur utilisation et ce à quelque propos, les termes "interne" et "externe" seront employés dans leur sens sédimentologique.

Le terme pélagique se rapporte à trois concepts successifs :

- organismes planctoniques ou nectoniques
- sédiments qui ne contiennent que des organismes pélagiques et dont la matrice est soit d'origine (bio)chimique ou détritique mais très fine.
- domaine où se déposent des sédiments pélagiques, c'est à dire de mer ouverte pas nécessairement profonde.

Il importe de bien souligner, au point de vue environnemental, que le domaine pélagique et le milieu ou la province néritique ne sont absolument pas antinomiques. De plus, les "raccourcis" tels que "stromatolites pélagiques" ou "traces de bioturbation pélagiques" peuvent paraître un peu abusifs, même s'ils sont désormais d'emploi assez courant.

Première partie

FACIES GRUMELEUX ET NODULEUX DE L'OXFORDIEN DE LA BORDURE VIVARO-CEVENOLE (FRANCE)

I - GENERALITES

A - Triangle sédimentaire de l'Ardèche et du Gard (fig. 1 et 2)

Il s'appuie sur le bord du Massif central (Velay, Vivarais et Cévennes). Il se ferme au nord, dans la région de la Voulte et sa frontière orientale coïncide avec la vallée d'effondrement du Rhône. Il s'ouvre largement sur le Languedoc et la limite méridionale de l'étude se situe dans la région d'Anduze (Gard).

Dans sa partie septentrionale, un plateau basaltique (Les Coirons) s'étale transversalement du Col de l'Escrinet jusqu'aux environs de Montélimar et il constitue une limite de partage de deux bassins hydrographiques, celui de l'Ardèche et celui de l'Ouvèze. Au sud de cet entablement, le climat de type méditerranéen entretient une assez faible végétation.

ROMAN (1950) souligne les relations qui existent entre la morphologie et la nature des terrains. Il décrit le Bas-Vivarais comme une région tabulaire avec les alternances de marnes et de calcaires faiblement inclinées vers l'est. Il reconnaît quatre zones qui s'allongent parallèlement à la bordure cristalline :

- la "bande du Trias-Lias" ne s'individualise bien qu'à partir de Privas;
- la "bande marneuse callovo-oxfordienne" correspond à la dépression marneuse du Jurassique moyen d'ELMI (1967),
- la "bande des calcaires jurassiques" représentent les massifs de Crussol et du Pouzin et la région des Gras plus au Sud;
- un massif crétacé

Dans la région des Vans, la continuité NE-SW des terrains jurassiques est interrompue par l'apophyse de la Cézarenque. Cette bande est alors reportée plus à l'Est dans les régions de Saint-Brès, les Mages et Anduze.

De nombreuses failles accidentent ce dispositif en bandes parallèles. La tectonique affectant cette région, considérée comme une bordure effondrée au pied d'un massif montagneux "rajeuni", est essentiellement de type cassant. ELMI (1983) distingue quatre directions principales de failles : varisque, (N50-70), pyrénéo-provençale et vellave (N110 et N140), régordane (N160) et cévenole (N10-30).

ELMI (1983) précise que, postérieurement au Mésozoïque, la phase pyrénéo-provençale induit quelques plis au Sud et provoque le jeu en décrochements senestres (d'ampleur limitée) des accidents cévenols.

L'activité tectonique oligocène distensive se déroule suivant une direction légèrement plus oblique. Le contre-coup alpin cause enfin le développement de quelques écaillages (Montagne d'Uzège, Mont Charray). Aucune translation majeure ne semble avoir affecté la bordure, n'altérant guère la disposition primitive des zones isopiques.

Enfin, les réajustements verticaux cénozoïques permettent de constater que le substratum paléozoïque des séries sédimentaires n'est pas homogène le long de la bordure. Se succèdent abruptement du NE au SE : les séries du Vivarais, les migmatites vellaves et la série ardéchoise, et enfin les séries cévenoles.

B - La série étudiée : caractères essentiels et contexte géologique

1 - La coupe de référence (L'Habitarelle) et sa place dans le système Jurassique ardéchois

Suite à la série calcaréo-marneuse (ELMI, 1967; fig. 3), l'Oxfordien sur la bordure ardéchoise correspond à une succession assez constante aux variations d'épaisseur près. Les couches sont particulièrement bien exposées dans la région des Vans.

La coupe (fig. 3) est levée le long de la route montant au hameau de l'Habitarelle à partir du village des Vans. Elle fait directement suite vers le haut à celle décrite par ELMI (1967; fig.77) sous le nom de Pigolas-cimetière des Vans. Les niveaux étudiés se composent de faciès fins argilo-carbonatés fondamentalement alternants et grumeleux. Ce dernier caractère est particulièrement marqué à la base de la série puis s'estompe plus ou moins graduellement vers le haut.

La subdivision des unités se fonde sur des critères essentiellement stratonomiques et lithologiques. Les limites sont parfois ajustées avec les données biochronologiques (limite U53 - U60). La numérotation des unités a été retenue par souci de continuité avec celle utilisée par ELMI (1967) lors de l'étude stratigraphique du Lias-Dogger.

2 - Acquis stratigraphiques successifs

VELAIN (1872) et KILIAN (1886) font respectivement allusion aux bancs bréchiformes et aux faciès marno-grumeleux ardéchois par comparaison avec certaines couches du Jurassique supérieur dont ils rendent compte dans les environs de Sisteron et de Digne.

HAUG (1908) mentionne dans son commentaire de la carte géologique de Privas, l'existence d'un Argovien formé de calcaires grumeleux au dessus des Marnes calloviennes.

Dès 1909, ROMAN & De BRUN reconnaissent la discontinuité callovo-oxfordienne. Ils signalent que les "marno-calcaires du Callovien moyen sont immédiatement surmontés par les calcaires grumeleux de la zone à Peltoceras transversarium" entre Courry et Saint-Brès. KILIAN & REBOUL (1914) établissent le même constat pour le témoin sédimentaire des Ollières.

ROMAN & De BRUN (1924) mettent en évidence à Naves l'existence paléontologique d'un mince niveau calcaire correspondant à l'Oxfordien inférieur. De même, SAYN & ROMAN (1928) attribuent à l'Oxfordien inférieur un niveau de 10 - 15 cm d'épaisseur, présent entre Joyeuse et Naves, sur lequel repose directement l'Argovien. Ils soulignent sa complète lacune plus au sud dans la région de Durfort (Gard). TINTANT *et al.* (1946) effectuent la même observation sur une plus vaste étendue (du Vigan à Alès). Plus au nord, COLO & DELCEY-LEDUC (1958) admettent cette absence complète entre Aubenas et la vallée de la Ligne puis DESOIGNIES & DELCEY-LEDUC (1960) l'étendent d'Aubenas à Flaviac. ELMI (1961) repère dans la région de Vesseaux une ammonite "d'affinité oxfordienne" et reconnaît la sous-zone à Vertébrale ("base de l'Argovien") reposant sur le Callovien.

ELMI (1967) précise considérablement la stratigraphie de la transition Callovien - Oxfordien (fig. 3). Terminant les assises du Jurassique moyen, le Niveau carié (niv.46) et le Niveau rognonneux (niv.47) sont respectivement assignés aux zones à Jason et à Coronatum du Callovien moyen. Le mince lambeau de l'Oxfordien inférieur est nommé Niveau bleu (niv.50). Le Cordon grumeleux (niv.51 - terme employé par ROMAN 1950) de l'Oxfordien moyen est distingué, formant un abri sous-roche sous les Calcaires grumeleux compacts. Aucune limite précise n'est proposée entre ces deux derniers membres.

ROMAN (1950), DESOIGNIES & DELCEY-LEDUC (1960) et ELMI (1974) reconnaissent à la faveur de levés cartographiques l'importance de l'alternance grumeleuse marne-calcaire superposée. Elle correspond à l'Oxfordien moyen et au début de l'Oxfordien supérieur. ELMI associe ce membre aux Calcaires grumeleux de base au sein d'une formation dont le toit est constitué par un excellent repère morphologique présent sur toute la bordure : les Bancs roux. Des précisions biostratigraphiques sont ensuite fournies par ATROPS *et al.* (1984) (fig. 3). L'épisode médian tendre, grumeleux et noduleux est mentionné pour la première fois par KILIAN (1905) à Saint-Paul-le-Jeune ("Niveaux rognonneux à nodules, de couleur lie-de-vin, très riches en céphalopodes..."). ATROPS *et al.* (1984) placent ces couches au début de la zone à Bifurcatus. DROMART & ELMI (1985) attribuent à ce niveau le nom de Cordon noduleux. Il est intégré dans l'alternance marne-calcaire qui se développe au dessus des Calcaires grumeleux compacts et qui a été individualisée sous le nom de Couches de Chanabier.

Enfin, le cadre biostratigraphique a été affiné grâce aux observations et récoltes réalisées au cours de ce travail même si l'objectif de ce dernier était autre. Dans les Couches de Chanabier, les derniers Subdiscosphinctes sont rencontrés en (1) (fig. 3) tandis que les premiers Dichotomoceras apparaissent en (2). La limite Oxfordien moyen - Oxfordien supérieur, dont l'incertitude ne dépasse guère 50 cm a cependant été tracée arbitrairement au sommet du banc épais qui est aisément repérable sur toute la bordure. Les Dichotomoceras subsistent jusqu'en (3) tandis que les Epipeltoceras semimammatum (QUENSTEDT) sont fréquemment récoltés dans les Bancs roux. ATROPS (comm. orale) a trouvé ces derniers en (4) dans une coupe située au dessus du village de Chassagnes et à 2,5 km à vol d'oiseau de la coupe de l'Habitarelle.

3 - Evolution latérale de la série

Plus au Nord, aux abords de la vallée du Rhône, apparaissent, conjointement à la disparition des couches grumeleuses basales, des séries plus marneuses et plus continues décrites à Crussol (SAUTIER, 1854; RICHE & ROMAN, 1921; ELMI, 1967) ou à Flaviac (DESOIGNIES & DELCEY-LEDUC, 1960). L'Oxfordien inférieur y est assez bien développé; il possède un faciès de type Terres noires.

SAYN & ROMAN (1928) retiennent bien cette dualité des séries de la base du Malm. DESOIGNIES & DELCEY-LEDUC (1960) et ELMI (1977) notent que l'apparition de l'Oxfordien inférieur vers l'est dans la partie septentrionale s'effectue de manière très brutale au niveau de Flaviac. Plus récemment, BOURSEAU & ELMI (1980) rendent compte pour la première fois de la présence de l'Oxfordien inférieur sous faciès argileux aux confins des départements de l'Ardèche et du Gard (Saint-Brès) dans un contexte d'évolution latérale analogue. Ils soulignent la coïncidence et le rôle probable des accidents cévenols (faille de Flaviac au Nord, faille des Buissières au Sud) dans ce passage brutal. DROMART & ELMI (1985) précisent les modalités dans le secteur nord du passage de la zone interne supportant la succession ardéchoise au domaine de type bassin. Ils distinguent une zone de transition située entre Privas et Flaviac qui présente une séquence mixte. Vers le haut de la série, ELMI (1980) admet l'homogénéisation latérale complète des faciès avec les Bancs roux tandis qu'ATROPS *et al.* (1984) la considèrent comme se déroulant à l'Oxfordien supérieur sans plus de précision.

4 - Cadre paléogéographique et paléogéodynamique

La bordure vivaro-cévenole pendant le Jurassique constitue un talus situé entre l'Avant-pays central et un bassin épicontinental (bassin du Sud-Est). Elle s'intègre à la marge européenne nord-téthysienne (ELMI, 1980). Une activité tectonique continue affecte ce segment.

Elle débute dès le Trias au cours duquel la bordure subit une distension associée aux jeux de failles directes normales ("rifting préliminaire"). Le stade "plate-forme carbonatée" de la base de l'Hettangien est très largement réparti (MARTIN, 1984) mais avorte très précocement. Une phase de "rifting" s'établit ensuite jusqu'au Bathonien (ELMI, 1983; ELMI *et al.*, 1984; ELMI, 1985a). La marge vivaro-cévenole est alors découpée en une multitude de bassins élémentaires fonctionnant comme une mosaïque de blocs basculés contrôlés par des failles contraires. Cette structuration semble liée à un effort de transtension senestre et l'étirement correspond en moyenne à une direction N45 - N55.

C'est dans ce cadre que s'intègre la succession d'ombilics, de gouttières subsidentes et de seuils résistants transverses mis en évidence dès 1967 par ELMI. Ce sont du nord au sud :

- le seuil de Crussol - Chateaubourg
- l'ombilic de Vernoux
 - le seuil de la Voulte-sur-Rhône dans le prolongement du promontoire de Saint-Cierge-La-Serre
- le sous-bassin de Privas
 - le seuil de l'Escrinet
- le sous-bassin d'Aubenas
 - le seuil d'Uzer-Vallon-Pont-d'Arc
- le secteur de Joyeuse - Les Vans divisé longitudinalement par l'axe de la Rousse et l'axe de Palolive.
 - le promontoire de la Cézarenque

ELMI (1983) précise qu'à partir du Bathonien supérieur et surtout au Callovien inférieur (Couches de Naves, zone à Gracillis), la sédimentation devient plus régulière, les zones isopiques sont plus larges et l'épaississement des couches s'effectue vers l'est en direction du bassin. Ceci semble indiquer un changement du style dynamique coïncidant avec un retour à un jeu direct dans un contexte de distension généralisée. ELMI (1983) interprète cet événement comme un basculement général de la bordure vers l'est, synchrone de l'affaissement rapide qui affecte le domaine océanique téthysien-ligure (piémontais).



Les premières études sur le terrain et la révision des données des forages pétroliers (programme Géologie profonde de la France; ELMI *et al.*, 1984) semblent confirmer que pendant l'Oxfordien la mosaïque structurale est simplifiée; le jeu tectonique *syndé debate* des accidents cévenols illustre alors bien le nouveau style de distension générale. Conjointement, il importe de souligner une certaine originalité de la phase callovo-oxfordienne durant laquelle la subsidence ne s'intensifie pas progressivement vers l'extérieur mais où la bordure demeure bien individualisée par rapport au bassin (DROMART & ELMI, 1985). Par ailleurs, ce nouveau contexte confère aux accidents transverses majeurs (NW-SE), dont le jeu est pérenne, un caractère transformant.

C - Interrogations et objectifs, approches et méthodes analytiques

Dès 1896, KILIAN écrit que les faciès marno-grumeleux du Sud-Est de la France rappellent vivement les Ammonitico Rosso des Alpes italiennes. Il remarque ensuite (1905) l'analogie que présente l'actuel Cordon noduleux (Saint-Paul-le-Jeune) avec les Calcaires de Guillestre. Plus récemment, BOURSEAU & ELMI (1980) puis ELMI (1981a, 1981b) reprennent en compte cette frappante similitude.

Néanmoins, les couches noduleuses et grumeleuses coïncident habituellement avec les séries plus ou moins condensées (AUBOUIN, 1964) qui s'organisent suivant un mode séquentiel assez précis. Sur la bordure vivaro-cévenole, les dépôts alternants qui les contiennent semblent montrer, assez précocement vers le haut, une vitesse d'accumulation relativement forte. Pour élucider cet apparent paradoxe, il est nécessaire de déceler la nature et l'origine des éléments, d'apprécier le jeu et le rôle respectif des facteurs intervenant dans leur genèse et de cerner la signification de la réitération noduleuse - grumeleuse au début de l'Oxfordien supérieur (fig.3).

La reconnaissance initiale (DROMART & ELMI, 1985) des formations cryptalgaires associées aux couches grumeleuses basales a suscité une étude conjointe plus spécifique et a stimulé l'intérêt des estimations bathymétriques. Ces dernières revêtent par ailleurs une importance primordiale dans l'établissement des courbes de subsidences (BRUNET, 1984).

La reconstitution des paléoenvironnements sédimentaires va être guidée par quatre types de données complémentaires :

- nature des sédiments;
- figures et structures sédimentaires auxquelles sont adjoints certains paramètres fauniques (diversité, abondance);
- constructions palinspatiques;
- comparaison avec les milieux contemporains des régions adjacentes.

L'activité tectonique contrôlant la distribution et la nature des dépôts oxfordiens et associée à la subsidence semble manifeste (ELMI, 1980; BOURSEAU & ELMI, 1980; ELMI *et al.*, 1984; DROMART & ELMI, 1985). Il importe d'en connaître les modalités et d'en approcher le déterminisme. Ainsi, les relations spatio-temporelles entre les faciès grumeleux bordiers et leurs équivalents de type bassin seront établies ou précisées afin de procéder aux reconstructions palinspatiques transversales.

Dans cette perspective, toutes les coupes disponibles ont été levées avec la plus grande finesse possible, ce qui a permis d'identifier les différentes unités en chaque point et d'en apprécier leur plus juste puissance. L'épaisseur des parties masquées a été estimée par construction géométrique. Les corrélations lithologiques sont effectuées par reconnaissance stratonomique et en comparant l'évolution des paramètres (rapport des puissances respectives, teneur en carbonates) des couples interbanc - banc successifs.

Les coupures tracées correspondent à des isochrones. En effet, il est difficile de concevoir qu'au sein de séries argilo-carbonatées régulièrement alternantes et latéralement homogènes aux variations d'épaisseur près, un banc reconnu sur toute la bordure soit diachrone. Ceci impliquerait qu'à un temps donné, le fond des dépôts soit zoné avec des bandes successives de sédiments marneux et calcaires. Les ammonites rencontrées ne viennent en aucun cas contredire cette conception (exemple de la limite Oxfordien moyen - Oxfordien supérieur).

Le tracé des zones isopiques et des courbes isopaques sera surperposé au canevas structural actuel afin de mettre en évidence les directions dont le rôle est prépondérant et d'en saisir l'évolution au cours du temps en liaison avec une modification du jeu tectonique général. La dynamique callovo-oxfordienne sera intégrée dans l'évolution propre du talus vivaro-cévenol et comparée à l'histoire contemporaine d'autres domaines de la marge nord-téthysienne.

II - SUCCESSION ARDECHOISE (DE FLAVIAC à COURRY) : LITHOLOGIE, STRATONOMIE, TEXTURES ET FACIÈS

A - Soubassement des faciès grumeleux

1 - Trilogie callovienne

Cet ensemble du sommet du Callovien inférieur (zone à Gracilis; ELM I, 1967) se développe dans la partie méridionale et offre la superposition constante de trois termes vers le haut :

- marnes; les Couches de Naves (niv.43; ELM I, 1967)
- alternances; les Couches des Vans (niv.44)
- calcaires; les Couches des Assions (niv.45).

Les bancs décimétriques de calcaires argileux apparaissent dans le terme médian et deviennent de plus en plus fréquents et compacts vers le sommet. Ces faciès gris-terreux montrent de fines et nombreuses figures de bioturbation. Cet ensemble est riche en ammonoïdes et la faune de mollusques (pectinidés) se diversifie vers le haut. Les microfaciès correspondent à des wackestones à péloïdes et filaments (*Posidonomya*; fig. 45A) contenant également quelques radiolaires, des spicules d'éponges et des silts quartzeux. La recristallisation du fond boueux en microsparite et sparite peut être très effective et confère aux faciès un toucher "terreux".

2 - Niveau carié et Niveau rognonneux

Ils représentent les uniques témoins du Callovien moyen (niv. 46 et 47; ELM I, 1967). Le premier se délite en petites dalles tandis que le second, dont l'épaisseur n'excède pas 40 cm, est très compact. Tous deux sont des calcaires micritiques gris clair à patine sombre et incluent de nombreux nodules de pyrite "limonitisés". Ce sont des wackestones renfermant en assez grande abondance des filaments (*Posidonomya* et fragments de cloisons d'ammonites) (fig. 45B) et de la glauconie. Sont également présents de manière très éparse des radiolaires, des protoglobigérines, des foraminifères benthiques, des fragments d'entroques et des gastéropodes à test mince. Ces éléments sont associés à de rares grains de quartz silteux à sableux.

Distinctement, le Niveau rognonneux contient parfois de nombreux galets calcaires et s'enrichit considérablement dans les derniers centimètres en ponctuations glauconieuses, gastéropodes (fragments) et ammonites. Il renferme occasionnellement des pleurotomaires et des térébratules. Les fossiles sont couverts de pellicules de couleur et de nature variées : verdâtres, rousses (pyrite oxydée) ou noires (? bitumes, hydroxydes de fer). La surface supérieure, qui tronque souvent les fossiles, est rubéfiée. Elle présente communément de douces irrégularités. Elle est totalement dépourvue de perforations et de macroorganismes encroûtants. Aucune figure sédimentaire précise n'est reconnaissable.

Le Niveau rognonneux est remarquable par son extension, par son isochronisme (Callovien moyen, zone à *Coronatum*) et par la constance de sa composition. A l'affleurement, il est reconnu de Chateaubourg (situé à l'extrémité septentrionale de la région étudiée) jusqu'à Saint-Hippolyte du Fort (Gard). Il manque localement à Crussol et aux Plos (Saint-Jean du Pin, Gard).

3 - Niveau bleu - Unité 50

Il est particulièrement bien visible dans le cirque de Naves. Il apparait comme un mince lambeau séparé de la surface callovienne par un horizon argilo-verdâtre comblant des dépressions et renfermant des chataignes de pyrite. Sa puissance n'excède pas 30 cm et les nodules calcaires qui le composent sont aisément détachables. Ceux-ci sont généralement fusiformes ou possèdent un contour irrégulier et des bords fuyants. Ils sont enchassés les uns dans les autres mais demeurent isolés par des joints secs ou par de l'argile verte pelliculaire. Les moules d'ammonoïdes et les rostrés de belemnites peuvent être redressés en position subverticale.

Ce calcaire argileux (75 à 80 % de carbonates) bleu-gris renferme quelques poches de pyrite oxydée s'ouvrant parfois en surface. Il montre une structure mudstone à wackestone (fig. 45C) au contenu diversifié : nannoplancton (coccolithophoridés), protoglobigérines, *Globochaete*, filaments arqués, spicules de spongiaires, débris de gastéropodes, articles d'échinodermes, aptychus, foraminifères benthiques. Ces éléments sont accompagnés de péloïdes, de grains de glauconie, de quelques silts calcitiques et quartzeux et de rares paillettes de muscovite.

Comparativement au Niveau rognonneux, les protoglobigérines sont plus abondantes et les filaments se raréfient. Par ailleurs, la matrice prend un aspect finement réticulé ou marbré. Les veinules plus sombres (vert olive) sont enrichies en argile. Les grumeaux micritiques gris sombre sont centimétriques à pluricentimétriques. Ils possèdent un contour régulier et un contact très franc avec la matrice dans laquelle ils flottent. Ce sont pour la plupart de petits moules internes d'ammonoïdes usés et roulés dont la disposition est totalement aléatoire. Certains de ces clastes sont ponctuellement encroûtés par des foraminifères (nubéculaires). Ils apparaissent fréquemment partiellement dégagés ou tronqués à la surface supérieure des bancs qui par ailleurs sont assez lisses et ne montrent pas de trace nette de perforation.

Son extension, attestée par la présence des *Parawedekindia*, semble assez générale dans le Sud du département de l'Ardèche. Entre Aubenas et Flaviac (Chanabier, sondage S19, Coux...), les premiers fragments de bancs calcaires qui surmontent la surface de discontinuité ne contiennent aucune ammonite, mais offre un faciès très voisin de celui du Niveau bleu. Seul un *Parawedekindia* trouvé au Mont Charray, confirme l'existence de ce témoin au moins sous forme de lambeaux dans un secteur beaucoup plus septentrional que celui préalablement reconnu.

B - Niveaux grumeleux de base

1 - Succession ardéchoise type : d'Andige à Courry

1-1 Cordon grumeleux (Unité 51)

Il est aisément repérable, formant une petite vire tendre (2,5 à 3 m) qui surmonte le ressaut callovien. Il affleure particulièrement bien dans la région des Vans sur les flancs d'un large cirque qui échancre le Serre du Cocu près du village de Naves.

1-1-1 Coupe de Naves

Au dessus du Niveau rognonneux, cinq ensembles ont été distingués dans l'ordre stratigraphique ascendant (fig. 4).

L'ensemble E0 (0,20 à 0,30 m) correspond au Niveau bleu.

L'ensemble E1 (0,30 m), assez compact, est constitué de minces bancs calcaires, mal individualisés, biseautés et démantelés. Il en résulte un aspect "chaotique" ou "pseudobrèche". Les éléments résiduels souvent rubéfiés, sont séparés par des joints ou passées argileuses gris-vert, ondulés et pincés. Leur surface supérieure est soit lisse, coupant les moules d'ammonoïdes, soit accidentée par la présence de clastes partiellement dégagés. Les surfaces ne sont jamais perforées et montrent de rares traces vermiformes. Les grumeaux gris sombre présents possèdent les mêmes caractères que ceux du Niveau bleu. Les microfaciès et l'aspect vermiculé de la matrice persistent également.

L'ensemble E2 (0,50 m) se compose d'une alternance assez régulière de minces lits de marnes et de calcaires argileux prénoduleux. Ce sont des calcaires mudstones gris-vert à gris-noir. Les grumeaux sont toujours des nucléus d'ammonoïdes et des fragments arrondis et disposés de manière anarchique et en structure lâche. Ils sont indépendants de la lithologie de la matrice mais leur densité peut varier d'un lit à l'autre.

L'ensemble E3 - E3' (2 m) possède une partie basale présentant encore une stratonomie assez régulière avec des bancs infradécimétriques qui possèdent une grande continuité latérale. Les parties supérieures de E3 et E3' se composent de masses carbonatées allongées et très compactes qui s'emboîtent plus ou moins les unes dans les autres. D'extension métrique, elles possèdent une forme lenticulaire, sont plus ou moins gauchies et se subdivisent latéralement en deux ou trois unités. Elles se composent de calcaires fins gris-beige et recèlent de nombreux liserés millimétriques sombres au tracé subhorizontal ou contourné. Ils apparaissent fréquemment à la base de cavités allongées de diamètre centimétrique dont certaines se rapportent sans conteste à des terriers.

Les autres bancs présentent dans leur majorité un aspect prénoduleux ondulé. Certains se composent de la juxtaposition de nodules isolés. Sous les masses carbonatées, les bancs sont boudinés et plus ou moins fissurés verticalement. Les joints marneux sont nettement ondulés et pincés et montrent des figures ponctuelles de bourrage.

A l'exception des formes lenticulaires qui s'apparentent à des monticules carbonatés (mud-mounds) (voir chap.III, cette partie), deux types de faciès se distinguent au travers de l'examen de la composition des bancs. Certains sont des calcaires argileux gris-bleu à pâte relativement homogène. D'autres comportent

une quantité variable de larges taches gris-noir de contour irrégulier à lobé. Ce sont des concrétions centimétriques, calcaires, très dures, dont la surface est assez verruqueuse. Elles apparaissent en relief sur les tranches altérées et confèrent aux bancs leur véritable cachet grumeleux. Ces éléments montrent dans leur masse des liserés noirs finement superposés et convexes vers le haut ou vaguement et irrégulièrement concentriques. Ces corps se rapportent respectivement à des mamelons stromatolitiques et à des oncolites (voir chap.III, cette partie).

Conjointement, tous les horizons renferment encore de nombreux nucléus d'ammonioïdes, arrondis et disposés sans orientation préférentielle, qui peuvent être partiellement encroûtés. Dans les marnes, granules et grumeaux sont habituellement peu abondants mais peuvent être rassemblés en petits agglomérats lenticulaires.

Les grumeaux et granules sont des calcaires mudstones à wackestones à protoglobigérines, radiolaires, Globochaete, fragments de coquilles épaisses, ostracodes, foraminifères benthiques, spicules de spongiaires et entroques. Des grains de glauconie, de silts quartzeux et calcitiques, des péloïdes et des grains couverts complètent le cortège. Il n'est pas rare que des nubéculaires jalonnent la surface externe des granules et grumeaux. La matrice contient les mêmes éléments figurés mais en moindre quantité (mudstone) et montre un fond de micrite plus grossière voire une microsparite. Les restes des microorganismes sont très recristallisés mais quelques coccolithes sont encore discernables.

Outre les restes de céphalopodes très nombreux, quelques rares brachiopodes, échinides réguliers et irréguliers, crinoïdes pédonculés, des spongiaires fragmentés et de petits gastéropodes complètent la macrofaune. Ces organismes sont généralement très mal préservés. Les ammonioïdes disposés en surface de banc sont très corrodés et les moules internes portent des traces de passages d'organismes fouisseurs. D'autre part, les fossiles portent des échancrures correspondant à des figures de poinçonnement par des grumeaux sus-jacents. D'autres sont complètement écrasés (coquille sulquée de brachiopode aplatie dans son plan de symétrie).

Les surfaces supérieures des bancs revêtent une morphologie variée. Des puits à section centimétrique irrégulière, correspondant à des terriers ouverts, débouchent sur les surfaces planes et lisses légèrement hérissées. Latéralement, celles-ci peuvent présenter un aspect beaucoup plus irrégulier et boursoufflé. De haut en bas des bancs, le tracé des terriers est vertical puis se contourne dans un plan subhorizontal. Leur concentration et leurs recoupements conduisent à l'isolement d'éléments aux contours lobés donnant aux surfaces inférieures des bancs un aspect échancré et alvéolé. La pénétration plus profonde des organismes fouisseurs au travers de l'interbanc marneux engendre la formation de cannelures contournées sur la surface du banc sous-jacent. Ces surfaces peuvent être beaucoup moins bien définies et posséder une géométrie simplement ondulée ou festonnée pour les limites inférieures des bancs.

Dans l'ensemble E4 (0,8 à 1,0 m), les bancs ont une puissance variant beaucoup latéralement. Ils se biseautent, se dédoublent et se disposent selon une large stratification en "berceau". Passés marneuses et bancs calcaires offrent un aspect grumeleux très marqué. Des corps calcaires oncolitiques ou de petits mamelons stromatolitiques abondent dans les marnes en association avec d'autres grumeaux sombres au contour plus régulier et à la forme mieux définie (fragments d'organismes, intraclastes). Horizontalement, leur densité varie de manière considérable (structure lâche à serrée). Les ammonioïdes, lorsqu'ils sont à plat, montrent une face inférieure bien conservée tandis que l'autre face est très

souvent encroûtée. Les horizons de calcaires argileux sont armés de dômes et de colonnettes stromatolitiques alignés en rangs serrés (fig. 43A) et dont le développement vertical (nombre, hauteur) détermine la puissance des bancs. En conséquence, les surfaces supérieures de ces derniers prennent un aspect très mamelonné (fig. 41G). Latéralement, l'absence locale des encroûtements se traduit par une limite banc-interbanc beaucoup moins nette. Les microfaciès sont identiques à ceux de l'ensemble sous-jacent avec la même dualité entre matrice et grumeaux. De très nombreuses protoglogigérines, des radiolaires calcitisés et des péloïdes (dont certains s'apparentent aux grains enrobés) sont associés aux encroûtements (fig. 44E).

La succession verticale des différents caractères reconnus au sein du Cordon grumeleux à Naves est constante sur tout le terrain envisagé même si dans le détail, ils s'expriment sous des traits légèrement différents.

1-1-2 Coupe de Chanabier (fig. 4)

Le Cordon grumeleux est visible dans son intégralité sous le Serre de Vigne, le long de la route nationale reliant Aubenas à Villeneuve-de-Berg, près du hameau de Chanabier.

L'ensemble A se compose de calcaires fins à pâte grise et à patine crème évoquant fortement le Niveau bleu et l'ensemble E0 de Naves. Les parties suivantes B (fig. 41A), C-D et E présentent fondamentalement les mêmes caractères que les ensembles respectifs E2, E3-E3' et E4 définis à Naves. Néanmoins, il faut noter un démantèlement plus fort en liaison avec la nature plus argileuse des faciès (passées marneuses plus importantes et plus argileuses, bancs plus tendres) qui coïncident paradoxalement avec une unité moins épaisse. Il convient de souligner l'importance moindre des masses carbonatées qui ne se développent nettement qu'à un seul niveau médian. De même, les dômes et colonnettes stromatolitiques demeurent bas et le plus souvent isolés; ils contribuent néanmoins à "l'édification" des bancs qui présentent une extension plus rectiligne et assez régulière en particulier dans l'ensemble supérieur (D). Enfin, nous noterons que le fond sédimentaire possède une teinte vert olive assez soutenue et que la macrofaune (céphalopodes) est nettement moins riche qu'à Naves.

1-1-3 Sondage S19 (Andige) (fig.5)

Il fut effectué sur le flanc sud du Col de l'Escrinet et donna lieu à un carottage continu. La récupération relative au Cordon grumeleux n'est pas complète mais a permis d'obtenir des sections des niveaux les plus marneux (induration préalable à la résine) livrant des informations complémentaires sur la nature et la disposition des grumeaux.

Le Niveau rognonneux, qui renferme de nombreux clastes et galets calcaires ainsi que des ponctuations de glauconie, est directement surmonté par un niveau de calcaire argileux (01) au microfaciès proche de celui du Niveau bleu. La limite supérieure du Cordon grumeleux n'est pas précisément établie ici. Cette unité montre la succession de différentes textures : bréchique (20), pseudonoduleuse (11, 30, 31) et grumeleuse. Les éléments carbonatés semblent indépendants de la lithologie alternante marne-calcaire de fond. La structure grumeleuse est lâche, rarement punctique. Occasionnellement, des éléments plus ou moins discoides (12) sont empilés de manière très serrée.

Les corps cryptalgaires prennent de l'importance dans la partie supérieure. Nous remarquerons à ce propos le rôle des ammonoïdes en tant que supports des encroûtements (21, 32, 50).

1-1-4 Coupe de Pierre Morte

Le hameau de Pierre Morte se situe au col de la route reliant Courry à Gagnières. Seule la partie supérieure du Cordon grumeleux est visible. Elle affiche les mêmes caractères que ceux précédemment reconnus mais se singularise néanmoins par une imprégnation ferrugineuse rouge brique soutenue et par la présence de spongiaires en assiettes qui peuvent servir de supports aux encroûtements. En aucun cas, les corps cryptalgaires ne sont affectés par cette coloration. Cette imprégnation est au demeurant très hétérogène dans son intensité au sein de la matrice et ne varie pas nécessairement en fonction directe de la teneur en argile.

De manière similaire, quelques passées ferrugineuses rouge lie-de-vin ont été observées dans la partie médiane du Cordon grumeleux à Pigère, quelques kilomètres plus au nord (affleurement situé au fond du ravin, sous la montagne de La Bannelle; ELMI, 1967, p. 402).

A Châteaubourg, tout au Nord, cette imprégnation plus légère semble cependant plus générale. Les monticules calcaires et les encroûtements stromatolitiques ne sont pas épargnés. La mauvaise qualité des affleurements (pointements disséminés à travers champs) empêchent de compléter les observations.



1-2 Calcaires grumeleux compacts (Unité 52)

La limite supérieure de ce membre a été placée à la base d'un faisceau de trois bancs qui constitue un excellent repère par la marche qu'il forme. A l'affleurement (coupe de Naves, fig. 6), le profil des Calcaires grumeleux compacts dessine un net encorbellement au dessus du Cordon grumeleux. La stratonomie se régularise malgré la persistance de quelques bancs qui possèdent une forme ondulée. Elle correspond à une organisation fondamentalement alternante marne (calcaire argileux) - calcaire qui se définit bien à la faveur de coupes fraîches (Chanabier, fig. 6). Les marnes sont feuilletées et les bancs peuvent présenter une fine texture laminée (films argileux). Dans la partie basale de l'unité, la semelle des bancs est assez nette et coïncide avec un passage lithologique assez brutal mais néanmoins progressif. Leur surface supérieure, très grumeleuse (bréchoïde), se marque par la présence d'hémioncolites ou de dômes stromatolitiques bas et étalés. De même, dans les premiers bancs marneux, s'individualisent de larges et minces lentilles carbonatées et grumeleuses. Elles correspondent également à des encroûtements cryptalgaires. Dès la base de cette unité, un banc (GC2), très bien repérable par un profil très droit est remarquablement constant sur toute la bordure.

Les sédiments sont des boues fines qui contiennent des éléments figurés : radiolaires, protoglobigérines, Globochaete, débris d'échinodermes, ostracodes, péloïdes encroûtés ou non par des nubéculaires et quelques grains enrobés. Les bancs très carbonatés s'enrichissent en éléments (wackestones à radiolaires, fig. 45D) tandis que dans le fond plus marneux, les microorganismes sont habituellement fantomatiques et en quantité très faible.

Les textures et la distribution des grumeaux sont bien exposées sur les sections des carottes du sondage S19 (fig. 7). Des textures prénoduleuses ondulées et pseudonoduleuses fusiformes (fig. 42C) s'individualisent. Leur développement n'est pas rare mais n'aboutit qu'exceptionnellement à l'isolement des véritables nodules. La texture "digitée" moins fréquente se concrétise par la concentration de nombreuses plages claires de largeur centimétrique et cernées par un mince liseré sombre. Les grumeaux centimétriques existent à la fois dans les horizons marneux et calcaires; ils sont de forme arrondie à subangulaire. Ce sont des éléments micritiques (sombres ou clairs) emballés dans une matrice qui est le plus souvent verdâtre. Des granules de forme très variable existent également en assez grande quantité. La contribution bioclastique sous la forme de fragments de macroorganismes est désormais très réduite.

Deux types essentiels de grumeaux sont reconnaissables. Certains (type t2), à contour irrégulier, contiennent des granules; ils sont traversés ou plus ou moins enveloppés par des liserés millimétriques gris-noir au tracé contourné et qui sont généralement parallèles entre eux. Ce type d'élément s'apparente aux structures oncolitiques ou plus généralement à des fragments de corps cryptalgaires et montre le même microfaciès (wackestone à protoglobigérines, radiolaires et péloïdes; fig. 44F). Leur sont associés d'autres grumeaux micritiques plus banaux (type t1) dépourvus de toute structure interne et dont le microfaciès est identique à celui des bancs banaux (mudstones). ces éléments remplacent progressivement des grumeaux cryptalgaires vers le haut de l'unité.

Les éléments ne présentent par ailleurs jamais de granoclassement. Parfois, les granules sont rassemblés sous la forme de très minces lamines horizontales. De manière générale, la plus grande densité des granules et des grumeaux est enregistrée dans les calcaires argileux en coincidence avec le développement préférentiel dans ces horizons de la texture pseudonoduleuse fusiforme. Dans les bancs plus compacts et plus homogènes, les granules dominent largement. Les marnes franches renferment une quantité moindre d'éléments. Leur taille y est plus homogène et réduite (granules et pisogrameaux). Cette pauvreté relative doit être encore plus prononcée initialement en tenant compte de l'effet de compaction.

L'organisation verticale des couches grumeleuses basales, telle qu'elle a été reconnue et décrite, est constante sur toute l'étendue du secteur considéré (sondage S19 à Courry). Néanmoins, elle diffère de manière plus ou moins sensible dans les environs de Privas.

2 - Autres successions : secteur nord-oriental; du col de l'Escrinet à Flaviac (fig. 8)

Au col de l'Escrinet, les niveaux grumeleux de base sont très calcaires et les unités 51 et 52 se distinguent mal l'une de l'autre. Le Cordon grumeleux compte de nombreux petits monticules carbonatés. De larges mais peu profondes figures de ravinements sont visibles dans les Calcaires grumeleux compacts.

A 2 km vers l'est, en direction du bassin de Privas, l'affleurement situé sur le flanc oriental du Serre Mercier montre en revanche que les couches grumeleuses de base offrent la même succession qu'à Naves.

A Baudoin, le Cordon grumeleux supporte directement une unité épaisse et non grumeleuse, équivalente des Calcaires grumeleux compacts. A Coux, l'enchaînement apparait plus conforme. Dans les deux cas le Cordon grumeleux se développe mal, conjointement à son caractère marneux et à la faible abondance des corps cryptalgaires. Les bancs assez minces à pâte vert-brun possèdent une texture pseudonoduleuse nuageuse. Ce sont des calcaires mudstones à wackestones à protoglobigérines et radiolaires.

Dans la partie orientale du secteur, la vire tendre sous-jacente aux Calcaires grumeleux compacts ne présente plus les caractéristiques usuelles du Cordon grumeleux mais se compose principalement de marnes brun-noir.

Le long du ravin de Gagnes, la partie correspondant au Cordon grumeleux est très couverte. Elle est seulement visible mais non accessible sous une falaise surplombante. Cette barre montre le même aspect que les Calcaires grumeleux compacts. Le fond sédimentaire alternant correspond à un calcaire mudstone contenant des radiolaires, quelques Globochaete et protoglobigérines, des grains couverts et enrobés et des spicules de spongiaires. Un horizon marneux est très ponctuellement teinté de rouge. Les grumeaux oncolitiques de taille centimétrique présentent un contenu identique.

A Blanc (bord de l'Ouvèze sous le Serre du Seigneur), le Niveau rognonneux est absent. Le dernier banc callovien (wackestone à filaments) semble appartenir aux Couches des Assions. Il est limité par une surface de discontinuité qui est conforme, lisse et marquée par de larges échancrures. Au dessus viennent des

calcaires à pâte beige saumon ou bleu-gris sombre qui correspondent à des calcaires wackestones à protoglobigérines, débris de coquilles épars, aptychus, entroques, granules d'oxydes et débris d'échinodermes. Cette composition semble leur accorder un âge oxfordien. Un Perisphinctidae récolté dans le premier banc visible (F1) a pu être attribué à l'Oxfordien inférieur (? Allgaticeras sp). Vers le haut, au toit du niveau marneux, apparaissent des horizons grumeleux. Les deux premiers bancs de calcaire vert-brun (wackestone à protoglobigérines) montrent une texture pseudonoduleuse, nuageuse à fusiforme. Leur surface supérieure se marque par la présence d'hémioncolites et de petits mamelons stromatolitiques coiffent souvent des céphalopodes. Au dessus, les grumeaux oncolitiques sont manquants dans les interbancs. Lissoceras (Lissoceratoides) erato (d'ORBIGNY), Euaspidoceras sp., Taramelliceras obumbrans (HOLDER), Glochiceras sp. récoltés à la base (F2) de la barre indiquent le passage de la zone à Plicatilis à la zone à Transversarium. Les corps cryptalgaires in situ occupent à Blanc la même position relative dans la succession que ceux de Naves et du Serre Mercier où ils atteignent leur densité maximale dans l'ensemble E4 juste au dessous des Calcaires grumeleux compacts. Rien ne s'oppose à considérer cette activité cryptalgairale comme un événement synchrone, même si les marnes n'ont aucun équivalent exact dans le Cordon grumeleux.

3 - Conclusion

La présence des corps cryptalgaires constitue le caractère essentiel des niveaux de base de la série étudiée. Elle rend grandement compte de l'aspect grumeleux des faciès mais suscite conjointement de nombreuses interrogations sur l'origine et les modalités de croissance de ces structures.

La comparaison des affleurements de Naves et de Chanabier indique que le développement de ces corps et la puissance corrélative du Cordon grumeleux semblent inversement proportionnels à l'importance des marnes au sein de ces couches.

Il faut noter, même si le secteur d'observation est parallèle à l'axe d'allongement la bordure, la grande homogénéité latérale dans la succession des faciès dans les niveaux grumeleux de base et ce malgré leur caractère réduit. L'enrichissement calcaire observé au col de l'Escrinet peut témoigner du jeu pérenne résistant de cette aire. Le fait de retrouver la succession fondamentale plus au nord (Serre Mercier) prouve l'existence d'un "bruit de fond" sédimentaire homogène sur toute la bordure.

Les différences observées alors en direction du nord-est laissent supposer l'intervention d'un contrôle tectonique dans la sédimentation au moins pour cette partie basale de la série oxfordienne.

C - Couches de Chanabier

1 - Terme inférieur ou unité 53 (fig. 9 et 10)

Les couches argilo-carbonatées s'organisent selon un mode alternant devenu régulier et homogène sur toute la bordure (les affleurements de Coux et des Terrasses sont distants d'environ 60 km). Quatre sous-unités se reconnaissent dans tous les lieux d'observation.

Dans la partie inférieure (A-B), les semelles des bancs calcaires sont assez franches. Au-dessus, la cyclicité du profil calcimétrique est plus régulière en liaison avec les passages plus progressifs entre les bancs et les interbancs.

La teinte verte qui correspond à une imprégnation ferrugineuse est indépendante de la lithologie et s'estompe très nettement dans la partie supérieure. Le fond sédimentaire correspond à des mudstones très pauvres (1-3%) d'éléments figurés : radiolaires (parfois enrobés de micrite), protoglobigérines, Globochaete, possibles calcisphères, filaments courbes et très fins, spicules de spongiaires, foraminifères benthiques, ostracodes, péloïdes et grains couverts. Ce microfaciès continue jusqu'au sommet de la série étudiée.

Les granules et grumeaux sont présents mais leur taille et leur densité (voir structure - fig. 10) diminuent indéniablement vers le haut de l'unité. Les grumeaux supracentimétriques sont exceptionnels et, dans la moitié supérieure, les granules et grumeaux dominent largement. Ces éléments peuvent être totalement absents de certains horizons essentiellement marneux (Terrasses, Chanabier).

La comparaison des coupes permet de constater d'une part une évolution verticale assez similaire et d'autre part que la densité des grumeaux semble inversement proportionnelle à la dilatation de la série et à l'importance des épisodes marneux.

Le carottage continu permet de bien observer le changement de la nature des grumeaux (fig. 10). Le type cryptalgair (t2) gris sombre encore bien représenté dans la partie basale (A-B) devient très occasionnel vers le haut. Cette diminution coïncide avec la chute générale du nombre des grumeaux.

Seuls persistent les éléments carbonatés gris clair (t1) possédant le même microfaciès que l'encaissant et montrant occasionnellement la présence de nubéculaires très épars sur toute leur périphérie.

A la base de D, les premières figures en boucle (chapitre III, p.36 ; fig. 43D et 43F) sont visibles. Leur très forte concentration à certains niveaux (S19, Terrasses) aboutit à une texture qualifiée de "cérébroïde" (fig. 43B). A l'affleurement, elle se concrétise par une mince lentille carbonatée en saillie, de puissance décimétrique et qui évolue latéralement en continuité vers des faciès beaucoup plus argileux et parfaitement homogènes. Dans l'exemple rencontré dans le sondage, la partie centrale des anneaux est comblée par de la boue et par des granules.

La stratonomie, relativement simple, laisse cependant apparaître quelques textures pseudonoduleuses tout d'abord fusiformes avec des contacts filamenteux puis devenant de plus en plus nuageuses (fig. 42E). L'isolement complet d'éléments noduleux (fig. 42D) s'accomplit à la base de D dans le sondage S19. Ce même horizon a été également observé à Chanabier et semble correspondre à un lit plus continu cette fois-ci aux Terrasses (fig. 9). Il n'est pas visible aux Avelas. La matrice internodulaire ainsi que les marnes sont relativement pauvres en microorganismes et ne renferment que filaments, péloïdes et silts calcitiques. Les plages fermées associées aux textures digitées présentent la même composition.

Nous retiendrons que dans cette unité, un régime sédimentaire alternant très régulier s'est instauré. "L'évolution" grumeleuse ne semble pas régie par des phénomènes locaux. La rémission des encroûtements s'accompagne d'un net effacement du caractère grumeleux. Ils sont remplacés par de nouvelles figures (en boucle, cérébroïde).

2 - Cordon noduleux ou unité 6Q (fig. 11 et 12)

Cette unité "tendre" se caractérise d'emblée en certains lieux par son aspect noduleux et par une grande richesse en ammonoïdes définissant ainsi le Cordon noduleux (fig. 41E et 41F).

Il est bien exposé le long de la route nationale 101 au-dessus du village de Chassagnes. Il débute par un faisceau de trois bancs (A) dont les surfaces supérieures sont irrégulières, largement bosselées. L'aspect noduleux prend ensuite toute son importance au sein des calcaires argileux de la partie médiane (B, C et D) et s'estompe rapidement dans un horizon plus marneux (E). Cette unité est subdivisée et limitée par d'excellents repères stratonomiques (faisceau A, banc au toit de D, banc terminal F). Les calcaires et calcaires argileux sont banalement fins et montrent une coloration variable gris beige à verdâtre ou rosâtre. Les marnes feuilletées possèdent une teinte vert olive ou rouge lie-de-vin qui est plus soutenue dans la partie médiane.

Dans le détail, la texture des éléments stratonomiques est assez diversifiée : prénoduleuse en lame (fig. 42A), pseudonoduleuse fusiforme-nuageuse (fig. 42B). L'imprégnation ferrugineuse, plus soutenue dans la matrice, souligne bien ces textures. Les contacts entre la matrice et les nodules sont francs ou flous-filamenteux. De nombreux éléments correspondent à des moules internes d'ammonoïdes (Phylloceras, Dichotomoceras) disposés souvent à plat et dégagés à la surface des bancs. Ils montrent de fréquentes échancrures et cannelures sur leur face supérieure. Celles-ci peuvent directement affecter le sommet des bancs contribuant à leur aspect irrégulier et corrodé (fig. 41H).

Conjointement, il existe des grumeaux pisiformes, toujours gris, contrastant assez bien avec l'encaissant rosé. Ils sont désormais accessoires et disparaissent parfois dans les passées marneuses un peu plus épaisses. Cependant, immédiatement sous le banc terminal de D, un horizon décimétrique très grumeleux réapparaît très brutalement. Les éléments centimétriques à pluricentimétriques, de forme amiboïde, montrent des liserés sombres internes (grumeaux cryptalgaires). Ils coexistent avec de nombreux nucléus d'ammonoïdes disposés de manière anarchique. Le nombre et la taille des éléments s'amenuisent vers le haut rapidement et progressivement. Cette récurrence grumeleuse est ubiquiste (S19, Chanabier, Chapias, Chassagnes, Avelas...).

Tous les microfaciès correspondent à des mudstones très pauvres en éléments (1 à 3%). Les différences de composition entre les grumeaux, les nodules et la matrice sont ainsi difficilement perceptibles. Par ailleurs, les granules se révèlent être pour l'essentiel de simples péloïdes encroûtés par quelques nubéculaires et des grains couverts. Enfin, retenons dans les pincées argileuses, la présence en quantité non négligeable de nannoplancton (coccolithophoridés) et de très fines aiguilles carbonatées dont la longueur avoisine 5 μ m. mais dont l'origine n'a pu être identifiée (aragonite ou fragments de coccolithes plus ou moins recristallisés).

L'association macrofaunique largement dominée par les ammonoïdes se complète avec des bélemnites, des brachiopodes plus ou moins écrasés, des éponges en assiettes et des fragments de crinoïdes pédonculés. Les figures de bioturbation sont communes. Les unes se rapportent à l'ichnogène Chondrites. La deuxième catégorie correspond à des terriers simples subhorizontaux au diamètre constant d'un à deux centimètres plus ou moins fusiformes en section.

Le caractère noduleux de l'unité 60 diffère nettement selon les lieux (fig. 12). Le nombre de bancs affectés par la nodularisation, leur degré de nodularité et la richesse en ammonoïdes sont proportionnels à la réduction de la puissance de l'unité. La texture noduleuse (sens large) disparaît totalement dans une série épaisse et marneuse (Coux). Le Cordon noduleux représente l'évolution particulière d'une série argilo-carbonatée banalement alternante et très homogène aux variations d'épaisseurs près.

3 - Terme supérieur ou unités 61-62 (fig. 13, 14 et 15)

L'unité 61 se compose d'une alternance équilibrée. Elle est cependant marquée dans sa partie inférieure par un enrichissement en carbonates qui se traduit par l'individualisation d'une corniche bien visible dans la topographie. Le litage est très régulier et les couples interbanc-banc montrent habituellement un profil calcimétrique asymétrique "positif" (enrichissement progressif vers le haut en carbonate puis retour plus "rapide" vers le pôle marneux).

Cette unité est très homogène latéralement. Les corrélations lithologiques s'établissent cycle par cycle. Les augmentations de puissance s'effectuent à la faveur des marnes et par multiplication du nombre de petits cycles.

Les calcaires sont fins (mudstones à faible contenu microfaunique). Les marnes, de plus en plus épaisses et corrélativement de plus en plus argileuses dans la partie sommitale, ont perdu progressivement leur teinte verte pour devenir gris-noir.

Quelques textures prénoduleuses ondulées à tendance stylonoduleuse ou encore pseudonoduleuse et nuageuse subsistent encore très exceptionnellement. L'épisode noduleux localisé à la partie supérieure de la sous-unité C (fig. 13) coïncide avec une concentration à la surface d'un banc, de très nombreux moules internes de céphalopodes (ammonoïdes, nautiloïdes, bélemnites). Son extension est néanmoins restreinte à la région d'Aubenas (Chanabier, Lachamp, Vogüe).

Le caractère grumeleux et granuleux s'estompe encore conséquemment à la réduction de la taille et de la densité des éléments. Les pisogrameaux (simples éléments carbonatés gris clair sans structure interne) sont souvent flottants et les granules peu abondants. Ces derniers peuvent être néanmoins concentrés en lits horizontaux centimétriques à la surface supérieure des bancs. Le nombre de granules et de grumeaux diminue encore dans les horizons marneux où ils finissent par disparaître.

Les figures en boucle sont désormais très fréquentes (fig. 14) en particulier dans les niveaux de calcaire ou de calcaire argileux. Leur concentration engendre souvent des textures cérébroïdes. Les parties centrales des boucles carbonatées renferment parfois de très nombreux granules et péloïdes (serrés) ; Dans d'autres cas, elles sont envahies par des Chondrites. Les traces de bioturbation sont très abondantes.

Outre les Chondrites, des Zoophycos ont été observés (S19, fig. 43E ; Lachamp, fig. 13) ainsi que de nombreux terriers uniformément sombres, subhorizontaux, circulaires ou plus ou moins aplatis et dont le diamètre avoisine 1 cm.

A l'exception de l'épisode noduleux, la macrofaune est très éparse. D'assez rares ammonoïdes, quelques spongiaires disposés à la surface des bancs et d'exceptionnels brachiopodes ont été rencontrés. Les articles de crinoïdes apparaissent également çà et là. Cependant, la macrofaune peut s'enrichir ponctuellement en association avec les minces lentilles carbonatées à texture interne cérébroïde.

L'unité 62 est bien exposée le long de la route montant à l'aérodrome d'Aubenas (coupe de Lachamp; fig. 15). Cette unité se caractérise par l'importance relative des termes marneux tant par leur puissance que par leur faible teneur en carbonates (40 - 50 %). L'enchaînement des couples interbanc-banc est très constant latéralement même si certains niveaux très minces de marnes indurées et de calcaires argileux ne sont pas toujours aisément corrélables entre eux (CURIAL, 1983).

Les Bancs roux terminent cette unité. Ils constituent une barre bien visible dans le paysage. Ce sont des calcaires fins (mudstones) très compacts et carbonatés (95%) incluant de nombreuses ponctuations pyritisées. Ils se composent fondamentalement de trois bancs. Cette trilogie stratonomique demeure reconnaissable même quand l'ensemble s'épaissit (Coux, fig. 15). Les Bancs roux existent sur toute la bordure vivaro-cévenole de Crussol à St-Hippolyte-du-Fort (Cazalet).

La récapitulation de l'évolution, vers le haut, des textures (fig. 16) souligne bien l'indépendance des développements grumeleux et noduleux. La juxtaposition des caractères permettra de mieux cerner certains problèmes concernant l'origine des textures.

A partir de la reconnaissance des textures et des autres caractères, il paraît intéressant de placer les faciès grumeleux et noduleux ardéchois dans le cortège des Ammonitico Rosso. Se basant sur les exemples des Alpes méridionales (Sillon lombard, Ride tridentine), AUBOUIN (1964) a introduit une différence fondamentale entre les "Ammonitico-rosso calcaires" et les "Ammonitico-rosso marneux".

Si l'on se réfère aux critères respectifs reconnus par cet auteur, le Cordon grumeleux basal présente un cachet mixte. Sa tendance calcaire se marque par le fait qu'il s'établit sur un "hard-ground" majeur et renferme lui-même des surfaces de discontinuités plus mineures et qu'il présente une relative condensation. Il inclue également des excroissances stromatolitiques caractéristiques des Ammonitico Rosso calcaires véronais. A l'opposé, sa lithologie d'ensemble et la constance larérale de son âge le rapprochent du pole marneux .

Le Cordon noduleux correspond à des marno-calcaires assez banals et présente une couleur rouge ou verte plutôt que grise ou bleue. La différenciation noduleuse de ses couches dépend de son degré général de réduction. Sa condensation bien que non estimable avec précision, ne semble pas très forte et il n'est associé à aucune surface durcie. Enfin, son âge est assez constant. Tous ces caractères en font l'analogue parfait des Ammonitico Rosso marneux.

Les Calcaires grumeleux compacts (U52) et le terme inférieur des couches de Chanabier (U53) ne diffèrent pas, exceptée la teneur en carbonates des interbanes qui diminue vers le haut. Une limite plus significative pourrait être placée entre ces deux termes, en coïncidence avec la disparition des grumeaux de type cryptalgaires vers le haut. Cette alternance marno-calcaire banale, par sa position et avec ses bancs épisodiquement pseudonoduleux, représente à son tour une sorte d'Ammonitico Rosso marneux "avorté".

Dans le terme supérieur (U61, U62) les Couches de Chanabier et les Bancs roux, le caractère noduleux s'efface pratiquement complètement tandis que l'aspect grumeleux s'estompe fortement devenant très accessoire et relevant très probablement d'un autre mode génétique. Aucune analogie n'existe désormais avec les faciès Ammonitico Rosso.

Cette revue descriptive associée à un essai de caractérisation, montre, dans la succession ardéchoise, une indéniable évolution dont il faut désormais saisir la signification. Dans ce but, il est nécessaire de reconnaître les processus de différenciation et de les intégrer dans leur(s) contexte(s) environnemental(aux) et géodynamique(s).

III _ DIFFERENCIATION DES TEXTURES GRUMELEUSES ET NODULEUSES (fig. 17)

A - Processus intervenant dans la genèse

1 - Textures grumeleuses

1-1 Remplissage de coquilles

Les moules internes d'ammonolides et autres macrofossiles (brachiopodes, gastéropodes) contribuent de manière non négligeable au caractère grumeleux des niveaux de base (U51-U52). Les coquilles avant leur dissolution, sont remplies d'une boue micritique. Ce milieu protégé du vannage par les courants et du brassage par les endobiontes, favorise peut-être une croissance calcitique rapide et "fine" coïncidant avec une précipitation précoce. Il est possible de rapporter à ce même type de processus la formation des grains couverts.

1-2 Corps cryptalgaires

Ils confèrent aux niveaux de base leur véritable caractère grumeleux. Ils interviennent sous deux formes essentielles : oncolites et hemioncolites d'une part et simples fragments de corps cryptalgaires d'autre part.

Les morphologies, les modalités de leur développement sont ultérieurement envisagées (chapitre IV).

1-3 Bioturbation

1-3-1 Textures digitées et grumeaux résiduels

Les digitations plus claires ou plus sombres sont irrégulières, pénétrantes et peuvent s'anastomoser en un réseau plus ou moins complexe. Leur contenu micritique est sensiblement plus grossier (parfois microsparitique) et appauvri en tests de microorganismes par rapport à l'encaissant (fig. 45H). Ces plages sont fréquemment cernées par un très mince liseré noir pouvant supporter des foraminifères encroûtants.

Cette texture résulte sans conteste de l'activité d'organismes endobiontes. La conservation de la géométrie résiduelle parfois complexe et la présence des organismes sessiles suggèrent une intervention dans un sédiment au moins ferme. Ce type de texture disparaît vers le haut, bien que la bioturbation se poursuive, conjointement à l'augmentation de la vitesse de sédimentation (fig. 17). Dans les unités 52 et 53, les textures digitées existent fréquemment dans la partie supérieure des bancs. Leur grande complexité peut aboutir à l'isolement d'éléments alors bordés d'un liseré sombre (? film muqueux) mimant ceux d'origine cryptalgair. Ensuite, il est aisément concevable que les fragments calcaires dissociés évoluent en grumeaux simples (type t1) dans l'interbanc marneux superposé. Leur disparition ou la diminution de leur nombre quand la puissance de l'horizon marneux augmente, soutient cette interprétation.

Dans le Cordon grumeleux, les terriers subverticaux dans la partie supérieure des bancs prennent un développement subhorizontal vers le bas au voisinage du contact avec l'interbanc sous-jacent. Les traces se recoupent donc plus intensément isolant des grumeaux résiduels strictement in situ.

1-3-2 Textures bouclées et grumeaux néoformés

Ces figures apparaissent très tôt dans la série (Cordon grumeleux, fig. 18) mais prennent toute leur importance dans les termes supérieurs (unités 60, 61, 62) où elles se développent préférentiellement dans les calcaires et les calcaires argileux.

En section, elles se présentent comme des boudins carbonatés clairs plus ou moins circulaires, repliés et refermés sur eux-mêmes et qui enserment une zone centrale plus sombre au diamètre centimétrique (fig. 43D,E,F). Ces boucles, d'épaisseur plurimillimétrique, sont asymétriques. Elles possèdent un bord interne très franc parfois souligné par un liseré sombre et un bord externe beaucoup plus flou et irrégulier. Elles sont habituellement ouvertes vers le bas.

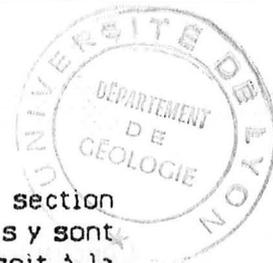
La multiplication des sections a permis d'apprécier l'organisation spatiale de ces figures. Ces tubes restent simples, ne montrent jamais de ramifications et sont dépourvus d'élargissements ou de constriction. Ces boucles, "anneaux" et tubes se disposent dans un plan horizontal. Ils apparaissent parfois coudés en section verticale (forme sigmoïde). La fréquence des figures en forme de joug ou de lunettes illustre bien ce trajet sinueux dans un plan horizontal à subhorizontal.

Les boucles n'offrent aucune structure interne particulière. Comparativement à l'encaissant (mudstone), elles montrent un léger enrichissement en microfossiles (radiolaires, protoglobigérines, Globochaete) et la taille des nannograins calcitiques (anhédraux à subhédraux, aplatis à amiboïdes) y est légèrement supérieure et leur coalescence plus affirmée aboutit à une porosité moindre.

La partie centrale banalement boueuse se caractérise par un rassemblement des Chondrites. Ces figures se concentrent occasionnellement au sein de minces lentilles carbonatées et les boucles "fusionnent" alors et forment une texture dite cérébroïde aux circonvolutions multiples (fig. 43B). Les zones circulaires ajourées sont remplies entièrement par des granules ou selon un mode géopetal par des endostromatolites, de la boue micritique et des composants divers tels que la calcite sparitique ou des sulfates de baryum (fig. 43C). Ces corps coïncident avec de petits monticules en légère saillie sur le fond et sont parfois partiellement encroûtés par quelques lamines stromatolitiques.

Les boucles sont le plus souvent préservées et peuvent montrer conjointement des figures de déformation in situ associées à la compaction du sédiment : écrasement, striction, dissociation en éléments encore disposés en boucle (fig. 43D).

Ces figures bouclées correspondent à des terriers autour desquels se différencie un manchon réactionnel clair. Elles s'apparentent ainsi aux "Halo burrows" définis par CHAMBERLAIN (1975). Le type de remplissage interne, leur déformation souvent cassante et le fait qu'ils ne soient pas recoupés par les Chondrites pourtant ultérieurs, semblent attester leur lithification précoce qui pourrait rendre compte de la légère modification nannostructurale observée. Cette réaction périphérique polarisée peut résulter de l'activité même des organismes lorsqu'ils vivaient dans les terriers (HOWARD & FREY, 1973) ou être plus précisément relative à la présence d'un manchon muqueux (DOMMARGUES et al., 1981) induisant une activité bactérienne locale et modifiant les potentiels d'oxydo-réduction (GAILLARD, 1984b).



Les marnes associées montrent également les terriers à section centimétrique, simples et uniformément colorés mais les figures en boucles y sont beaucoup plus rares. Ce fait peut-être lié, soit à l'organisme lui-même, soit à la réponse du sédiment en fonction de sa composition initiale.

Les figures en boucles expliquent le caractère grumeleux des unités médianes et supérieures. Ces éléments néoformés sont encore le plus souvent strictement en place (associés ou non). La précocité de leur individualisation diagénétique aidant, les fragments ont pu être redistribués à l'intérieur du sédiment par d'autres endobiontes et/ou exhumés et remaniés sous forme d'intraclastes comme en témoigne la présence, à leur périphérie, de quelques foraminifères encroûtants, plus fréquents sur les plus petits d'entre eux.

Les hypothèses de la néoformation des grumeaux et de leur position plus ou moins rigoureusement en place sont également soutenues par le fait que les éléments sont en quantité nettement moindre ou sont absents dans les marnes conjointement au développement beaucoup plus faible de la texture en boucle.

Les passées grumeleuses de la partie médiane et supérieure de la série étudiée ne témoignent en aucun cas d'un ralentissement de la sédimentation. Elles traduisent un simple processus diagénétique lié à une activité biologique dont le caractère ponctuel rend compte de la grande variabilité latérale du cachet grumeleux des bancs à l'affleurement.

1-4 Remaniement des éléments

Il est illustré par les oncolites pour lesquels l'acquisition de la structure interne nécessite a priori un transit sur le fond. D'autres indices plus directs existent. Dans les Calcaires grumeleux compacts, certains mélanges se concrétisent par la présence de grumeaux correspondant à des wackstones à protoglobigérines, radiolaires et péloïdes (type cryptalgair) dans de simples calcaires mudstones. D'autre part, tout le long de la colonne, les granules et pisogrumeaux supportant des foraminifères encroûtants ne sont pas rares.

En revanche, aucun horizon à texture bréchique et pouvant correspondre à une coulée gravitaire et susceptible d'avoir provoqué ou accentué la fragmentation des éléments n'a été observé.

Le remaniement des éléments intervient sans conteste mais il n'engendre en aucun cas la formation même des grumeaux.

1-5 Grumeaux et compaction

La compaction accentue le caractère grumeleux des faciès dans la mesure où elle provoque le rapprochement des éléments sélectivement indurés et préalablement indépendants les uns des autres (modification de la structure). Cet effet peut induire la naissance de contacts stylolitiques entre les grumeaux (Calcaires grumeleux compacts) (fig. 44F).

La compaction provoque manifestement la rupture des figures en boucle. Par ailleurs, on ne peut exclure l'individualisation tardive de grumeaux à la base des bancs lorsque le contraste lithologique est assez fort et le passage assez brutal entre les interbancs et les bancs (cas du Cordon grumeleux). Ceci est suggéré par le modèle expérimental proposé par COUDRAY & MICHEL (1981). Ce processus peut être associé au fluage latéral et au bourrage ponctuel des argiles dont témoigne l'allure festonnée de la base de certains bancs du Cordon grumeleux qui s'accompagne du redressement des nucléus d'ammonites.

Conclusion

Les grumeaux rencontrés dans la série étudiée appartiennent fondamentalement à quatre types :

- **synsédimentaire primaire :**
 - 1 - moule interne de macroorganismes
 - 2 - autoformé (cryptalgair)
- **post sédimentaire secondaire précoce :**
 - 3 - résiduel (bioturbation)
 - 4 - néoformé (bioturbation)

Ils sont conservés strictement in situ ou peuvent être remaniés. Les granules rencontrés ont une nature très variée. Ils ont été identifiés comme de simples péloïdes, des grains couverts ou enrobés. Ils peuvent représenter tout le cortège génétique des grumeaux.

2 - Textures noduleuses

2-1 Création d'une hétérogénéité primaire

2-1-1 Organisation fondamentale des dépôts

Le caractère le plus frappant est la rythmicité pérenne des dépôts marne-calcaire au travers de toute la série. L'unité 60 illustre parfaitement le fait que les niveaux noduleux conservent leur caractère alternant. Les bancs peuvent être corrélés latéralement vers le bassin avec des horizons calcaires parfaitement homogènes et simplement séparés les uns des autres par les interbancs marneux beaucoup plus épais.

L'analyse qualitative et quantitative des argiles révèlent qu'il existe au sein du Cordon noduleux la même différence entre la matrice et les nodules que celle mise en évidence entre les marnes et les calcaires qui appartiennent aux portions encadrantes et qui alternent régulièrement (fig. 28).

Toutes ces données prouvent que la nodularisation (se développant dans la succession oxfordienne ardéchoise) ne résulte ni d'une dissolution sous-marine, ni d'une néoformation (précipitation autour du nucléus) cyclique diagénétique précoce (JENKYNS, 1974) s'opérant dans une matrice initialement homogène. Elle relève d'un (de) processus agissant en synergie avec l'hétérogénéité primaire fondamentalement associée à la disposition alternante.

2-1-2 Actions hydrodynamique et biologique

Dans un tel contexte alternant, les textures noduleuses naissantes ondulées et fusiformes des unités 52 à 60 apparaissent comme l'expression un peu particulière d'un simple litage de type "flaser" ou de type "wavy". Elles se développent fréquemment à la partie supérieure des bancs ou affectent de petits niveaux de calcaires argileux. Cette action est probablement l'oeuvre de lents courants vannant la boue micritique et qui n'affectent pas la fraction argileuse dont la plus grande cohésion la rend plus résistante à la mise en suspension (OGG, 1981). Ce rôle rhéologique se limite à un façonnement, au modelage des

surfaces sédimentaires. Il ne peut cependant être responsable de l'alternance primaire car ceci impliquerait une cyclicité bien trop pérenne dans l'intensité des courants.

Il existe de larges terriers qui se développent dans un plan horizontal ou subhorizontal et qui conservent leur forme circulaire ou sont plus ou moins écrasés. Ils sont visibles tout au long de la série sur les sections ou à la surface des bancs (Cordon noduleux, fig. 41H). Ils provoquent l'introduction d'un matériel argileux dans les lits carbonatés. L'activité biologique semble être fortement engagée dans la différenciation de la texture pseudonoduleuse nuageuse car tous les stades sont observables entre les terriers simples dans une matrice homogène et leur intrication plus complexe isolant plus ou moins les éléments carbonatés dans un encaissant plus argileux. Les contacts flous entre la matrice et les nodules témoigneraient alors, selon le modèle de ELLER (1981), d'une dissolution partielle très précoce se déroulant à la périphérie des terriers "ouverts".

Le caractère mixte des textures noduleuses naissantes (à la fois fusiformes et nuageuses) observé dans de nombreux cas (fig. 42E) semble illustrer l'action conjointe des deux processus. A ce propos, il est bien évident que le brassage biologique du sédiment puisse grandement accentuer l'efficacité de l'action vannante des courants.

Dans le cas des textures prénoduleuses en lames (fig. 42A), il est bien délicat de savoir si l'arc sombre pincé à ses extrémités correspond au piégeage des sédiments dans un creux ou à un terrier complètement écrasé.

Les activités biologiques et hydrodynamiques plus ou moins concomitantes augmentent l'hétérogénéité primaire des dépôts et déterminent l'acquisition des textures noduleuses dont les éléments sont donc strictement résiduels et en place.

2-1-3 Rôle des ammonoïdes

Au sein du Cordon noduleux, de très nombreux nodules sont constitués par des moules internes d'ammonoïdes. Ce fait peut illustrer, par la négative, l'action vannante des courants, inefficace sur la boue micritique protégée initialement dans la coquille. Le moule va apparaître comme un simple résidu à la surface du sédiment et sera ennoyé par les nouveaux sédiments argileux. L'induration précoce des moules semble être exclue par le fait que les terriers passent indifféremment au travers des fossiles.

L'absence systématique des coquilles ne doit pas nous contraindre à envisager une profondeur de dépôt située sous la P.C.A. (Profondeur de Compensation de l'Aragonite). La disparition diagénétique précoce des tests, associée à la remobilisation de l'aragonite, pourrait être consécutive à l'augmentation de la pression partielle de CO₂ (libéré à la suite de la décomposition de la matière organique ou directement par l'endofaune) ou encore consécutive de la précipitation conjointe d'un ciment calcitique (lithification précoce liée à la néoformation des "boucles"). Le fait le plus intrigant est peut-être l'abondance des ammonoïdes. Elle caractérise réellement le Cordon noduleux par rapport aux unités sous-jacentes.

Les indices sédimentologiques de ralentissement des dépôts ne sont pas plus marqués au sein du Cordon noduleux (persistance des interbancs marneux ; surfaces supérieures demeurant de type "soft" à "firm-ground", absence de glauconie). D'autre part, dans certains secteurs assez éloignés (Cazalet près de

St Hippolyte-du-Fort), l'unité 60 même si elle demeure banalement alternante et n'offre aucune texture noduleuse, présente un net enrichissement en ammonoïdes. Ces observations nous incitent à croire que cette concentration est primaire et non pas résiduelle en association avec la chute du taux de sédimentation. Elle peut simplement refléter l'établissement de conditions écologiques particulières et temporaires qui favorisent le développement des céphalopodes.

2-2 Evolution diagénétique tardive. Effet de la compaction

Les effets de la compaction sont perceptibles par l'écrasement de coquilles de brachiopodes, le tronçonnement des rostrés de belemnites, le rôle de poinçon que jouent les "mud-mounds" dans le Cordon grumeleux et les contacts stylolitiques qui s'établissent parfois entre les grumeaux. Les textures noduleuses présentent d'indéniables traces d'actions mécaniques sous la forme d'un chevelu de microfissures verticales situé entre deux nodules en voie d'individualisation (striction) ou encore de contacts filamenteux entre la matrice et les nodules.

La compaction s'effectue sur un matériel hétérogène. La matrice plus argileuse, à plus forte porosité, absorbe l'essentiel des contraintes lithostatiques qui ne semblent néanmoins pas suffisantes pour déterminer la rupture et la rotation des éléments carbonatés résiduels.

Par ailleurs, il est possible que conjointement s'opèrent de légers phénomènes de dissolution (matrice) - précipitation (autour des nodules) qui rendraient compte des contacts de type mixte (francs et flous) qui s'établissent entre la matrice et les nodules et du caractère stylnoduleux que prennent certaines textures fusiformes.

Au sein du Cordon grumeleux, le contraste lithologique plus marqué entre les bancs et les interbancs s'accompagne de nombreuses figures de fluage latéral et d'insinuation verticale de matériel argileux dans les bancs. Le démantèlement, les étranglements et les biseautages qui affectent les bancs situés près de la base semblent parfaitement se conformer aux résultats expérimentaux présentés par COUDRAY & MICHEL (1981). Ils illustrent les effets de la compaction sur les matériaux en voie d'induration et à viscosité fort différente.

Le fait que le caractère noduleux n'affecte aucunement les portions au litage régulièrement alternant, montre que la compaction ne peut déterminer à elle seule la genèse des textures. Elle les accentue en reprenant l'hétérogénéité primaire. Ces mécanismes ne semblent pas négligeables. Il importe de remarquer à ce propos que le soubassement de la série noduleuse est constitué par un ensemble résistant assez carbonaté (Couches des Assions, Niveaux carié et rognonneux), beaucoup plus ancien et dont l'induration est nettement plus avancée.

En conclusion, il apparaît (fig. 17) que la genèse des textures évolue fortement au cours du temps. La place des facteurs de contrôle dans la "hiérarchie" des mécanismes intervenant (fondamentaux, déterminants, participants, annexes) varie également.

La complexité et la diversité rencontrées dans la différenciation des textures mettent bien l'accent sur toutes les précautions dont il faut s'entourer lorsqu'il s'agit d'attribuer une signification aux séquences noduleuses et grumeleuses.

B - Phénomènes annexes

1 - Ferruginisation

1-1 Imprégnation accompagnant les textures noduleuses

Le tableau récapitulatif (fig. 16) montre bien l'évolution concomitante de l'imprégnation et des textures noduleuses plus ou moins accomplies. Une assez faible teneur en fer peut rendre compte de la coloration verdâtre qui marque plus intensément les marnes. La teinte rouge apparaît subitement et de manière très éphémère au sein du Cordon noduleux. Cette coloration particulière n'est pas ubiquiste. Elle ne semble pas liée directement à la condensation du niveau puisque la matrice demeure verte à Chassagnes par exemple. L'imprégnation lie-de-vin concerne les secteurs géographiques précis et restreints : environs de l'Escrinet (S19, Col de l'Escrinet, Charray, Col du Renard), région de St Paul-le-Jeune (Avelas, Serre des Mottes, St-Paul-le-Jeune, Courry). Dans ce dernier secteur, la teinte "oxydée" affecte les horizons assez fins, précis (partie supérieure de l'avant dernier banc de la sous-unité B du Cordon noduleux). Cette distribution illustre l'influence des paramètres sédimentaires sur l'acquisition de cette couleur.

L'indépendance vis-à-vis de l'épaisseur semble exclure l'hypothèse de hauts-fonds balayés par des courants plus actifs et oxygénant les eaux. Le contrôle est local voire ponctuel. Ainsi, entre St Paul-le-Jeune et le Serre-des-Mottes distants de 2 km, le niveau C du Cordon noduleux perd sa couleur rouge. De telles variations pourraient s'expliquer par la quantité de matière organique disponible dans les sédiments (voir chapitre II C, 2^e partie).

1-2 Coloration accessoire des faciès grumeleux : le minéral de fer de Pierre Morte

L'imprégnation ferrugineuse rouge brique mentionnée pour le Cordon grumeleux se poursuit vers le haut sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Elle épargne les Calcaires grumeleux compacts, prend toute son intensité dans l'unité 53 et devient très sporadique dans la partie supérieure (unités 61 et 62 ; l'unité 60 est largement masquée). Les affleurements de Pierre Morte se situent contre la faille de Gagnières et la minéralisation se développe vers l'est seulement sur une dizaine de mètres de largeur. Elle se présente sous la forme d'un rubanement strictement conforme au litage. Elle affecte de manière nettement préférentielle les niveaux marneux et suit les joints de discontinuité. La couleur rouge lie-de-vin ou rouge brique est largement dominante. Seules deux passées bleu-vert ont été enregistrées dans l'unité 53 (sous-unité C).

Sur les sections et les surfaces polies, l'imprégnation de la matrice des bancs apparaît très floue et diffuse. Les grumeaux, qu'ils soient d'origine cryptalgare ou simples (remaniés à partir des bancs sous-jacents) sont seulement couverts d'une mince pellicule rouge pénétrant parfois timidement. Ainsi, ils ne sont en aucun cas affectés par une ferruginisation complète et homogène.

Les encroûtements stromatolitiques sont toujours épargnés au sein du Cordon grumeleux. Ces observations semblent prouver que le fer n'a été intégré aux sédiments qu'assez tardivement, cette incorporation n'intervenant pas dans les éléments moins poreux (grumeaux plus ou moins lithifiés).

Plusieurs types de grains minéralisés sont reconnaissables. Ils se rencontrent dans le Cordon grumeleux puis au-dessus uniquement dans un banc décimétrique très fortement imprégné (unité 53, sous-unité C). Il peut s'agir d'éléments

clastiques (fragments de coquilles, granules) complètement cernés par un halo minéralisé constitué de pellicules sombres d'oxydes empilés de manière conforme par rapport à la surface externe du claste et présentant des excroissances étroites. Plus rarement, les plages minéralisées à l'aspect pétaoloïde se différencient à l'intérieur des grumeaux micritiques. Enfin, le type le plus courant est représenté par les grains millimétriques de calcaire cryptocristallin fortement teinté (rouge sang). Leur forme est souvent sphérique à ellipsoïdale mais leur composition interne est identique à celle de la matrice (fantômes de radiolaires, filaments...) (fig. 45G). L'imprégnation peut se présenter sous la forme d'auréoles emboîtées rouges ou orangées. Aucune véritable structure d'oolite (présence d'un nucléus, fines lamines concentriques) n'a été reconnue et cet aspect cerclé est mimétique. Il semble consécutif à une diffusion centripète se développant dans les péloïdes banaux et autres granules micritiques si communs dans ces faciès.

L'analyse des composants argileux réalisée dans l'unité 53 met en évidence un phénomène intéressant. Dans les couches équivalentes (sondage S19, fig. 28), l'illite représente environ 40% de la fraction argileuse et les autres composés (kaolinite, chlorite et interstratifiés illite - smectite) représentent chacun approximativement 20%. A Pierre Morte, les diagrammes obtenus dans les mêmes niveaux révèlent la très large domination voire l'exclusivité de l'illite. D'autre part, le banc enrichi en oxydes de fer livre un tracé plat suggérant la disparition complète des argiles.

La position et l'extension restreinte du gisement, les caractéristiques "sédimentologiques" et la chronologie relative des événements semblent attester le rôle majeur de la faille de Gagnières dans la genèse de l'imprégnation ferrugineuse. Des fluides minéralisateurs ont pu aisément migrer provoquant plus ou moins conjointement l'enrichissement diagénétique en fer et l'altération des composés argileux (épigénéisation).

Un tel processus pourrait également s'appliquer au Cordon grumeleux de Pigère situé à proximité immédiate de la faille d'Orcières. Cette hypothèse génétique demande à être contrôlée (analyse quantitative latérale du fer, corrélation entre les argiles et le fer, gradient latéral d'altération des argiles...) en conservant à l'esprit que rien ne permet de totalement exclure la contribution synsédimentaire en argiles et oxydes de fer remaniés à partir du minerai de fer toarcien (BOURSEAU & ELMI, 1980).

2 - Un facteur accessoire : les ravinements

Les figures de ravinements demeurent exceptionnelles et apparaissent comme accessoires. Elles ont localement été observées dans la région du Col de l'Escrinet (Escrinet ; Charray ; Cardenal) et à Uzer où elles sont associées à un large "slump" (tête de banc en boules). Elles concernent uniquement les unités 52 et 53.

IV - DEVELOPPEMENTS CRYPTALGAIRES

A L'Oxfordien, certaines structures de ce type ont été reconnues et minutieusement décrites au sein des biohermes à spongiaires des faciès grumeleux du Jura (GAILLARD, 1984a). Par contre, elles sont restées totalement inaperçues jusqu'alors dans les faciès grumeleux à céphalopodes du bassin du Sud-Est de la France.

A - Encroûtements calcaires

1 - Caractères généraux

Ce sont des corps très carbonatés (90 - 96 %) qui présentent une morphologie assez bien définie et qui s'expriment d'emblée à l'affleurement sous la forme d'encapuchonnements de moules d'ammonoïdes et /ou de petites colonnettes dressées les uns contre les autres.

Leur teinte plus sombre les distingue et une observation plus attentive rend compte du développement d'une texture laminée. A la cassure, celle-ci se traduit par l'empilement serré de liserés millimétriques gris-noir (fig. 43A) se recouvrant plus ou moins les uns les autres. Ils sont souvent jalonnés par quelques foraminifères encroûtants à test porcelané qui excluent une possible origine diagénétique de la lamination. La forme générale identifie ces encroûtements aux constructions de type stromatolitique (KALKOWSKI, 1908). Conjointement, ces lamines peuvent s'organiser plus ou moins concentriquement au sein de corps globuleux définissant ainsi les oncolites.

1-1 Géométrie des corps et arrangement des lamines

1-1-1 Oncolites (fig. 18)

Ce sont des corps calcaires entièrement micritiques (gris sombre) à forme arrondie et au contour irrégulier. Leur taille varie de 4 mm à 4 cm. Leur nucléus correspond à un simple granule carbonaté ou, fréquemment, à un fragment d'ammonoïde. Le cortex montre des liserés gris-noir possédant un tracé ondule et dont l'arrangement n'est pas régulièrement concentrique. Ils sont largement recouvrants entre eux mais n'englobent généralement que partiellement le corps oncolitique.

La genèse semble polyphasée et implique un simple basculement ou une rotation des éléments. Les oncolites sont parfois composites incluant plusieurs nucléus. Ils s'apparentent alors aux "bothrolites" définis par MASSARI (1979). Enfin, lorsque l'enrobage partiel ne couvre que la partie supérieure du nucléus, l'élément peut être qualifié d'hémioncolite (fig. 18 et 44D).

1-1-2 Stromatolites

Les encroûtements stromatolitiques s'expriment fondamentalement sous forme colonnaire (fig. 18 et 43A). Ces constructions demeurent usuellement assez basses et forment alors des mamelons (fig. 19). Exceptionnellement, les colonnes sont reliées entre elles par les ponts successifs (fig. 43A).

La section subcirculaire des colonnes varie de 1 à 5 cm tandis que leur hauteur n'excède pas 10 cm. Elles peuvent être coalescentes (fig. 18) et donnent à l'encroûtement un aspect plus tabulaire. Les colonnes ne présentent que beaucoup plus occasionnellement des ramifications vers le haut. Les espaces libres du

réseau cryptalgair sont remplis de sédiments micritiques. Des macroorganismes (ammonoïdes, bélemnites) peuvent être piégés en position subverticale entre les colonnes. A l'affleurement, ces dernières apparaissent alignées les unes contre les autres définissant de vastes biostromes.

Le développement des encroûtements démarre sur des supports divers : simples clastes micritiques, oncolites, ammonoïdes (coquille ou moule interne ?), (fig. 5 et 18), éponges, rostrés de bélemnites (fig. 19) ou encore sur des surfaces planes durcies (fig. 21). Il apparaît de manière évidente qu'un substratum ferme ou dur est nécessaire à leur initiation.

La croissance montre une constante polarité vers le haut (développement acropète). Leur forme est indéniablement tributaire de celle de leur support. Sur les surfaces planes durcies, les espaces intercolumnaires basaux se situent à l'aplomb de l'ouverture des terriers à la surface supérieure du banc. En revanche, le développement semble par la suite s'affranchir complètement de cet héritage. Le même type morphologique peut se différencier à partir de supports différents et réciproquement. Les liserés sombres sont toujours présents et aisément discernables. Ils ne sont que rarement endommagés par de petits terriers et ne sont jamais tronqués, ni même perforés ou "broutés" près de la surface. Corrélativement à la géométrie colonnaire, les liserés sont légèrement convexes vers le haut et fusionnent habituellement sur les flancs des corps stromatolitiques. Leur tracé est le plus souvent régulièrement ondulé ("wavy") et les dédoublements latéraux sont assez communs. Lorsque les encroûtements deviennent latéralement coalescents, le tracé des liserés est de type pseudocolumnaire ou plat irrégulier ("undulatory").

1-2 Structure interne

Les liserés gris-noir sont séparés par des bandes claires plus larges (fig. 44A). Ils s'agit d'une véritable lamination ou chaque unité élémentaire apparaît comme une microséquence qui se marque par un assombrissement progressif vers le haut terminé par un film gris-noir. Seul celui-ci se distingue bien à l'observation macroscopique. L'épaisseur varie sensiblement d'une lamine à l'autre tout en restant d'ordre millimétrique. Les foraminifères encroûtants (nubéculaires) jalonnent de manière éparse le toit de chaque lamine (fig. 44E), ce qui témoigne de la fermeté du substrat.

Leur présence, associée à l'asymétrie vers le haut de l'assombrissement, semble illustrer une croissance rythmique et saccadée des encroûtements. Le fond sédimentaire est entièrement micritique et aucune microstructure particulière ne se différencie au niveau des liserés sombres. Les bandes plus claires montrent, par place, le développement de microsparite mais ne présentent pas de véritable microstructure caillée. Des microfossiles pélagiques (protoglobigérines, radiolaires), des bioclastes (spicules, "filaments") et des particules carbonatées (péloïdes, grains couverts) se répartissent au hasard indépendamment de la texture laminée. Les particules présentes dans la partie sommitale des microséquences sont soit couvertes, soit épargnées par le film micritique sombre mais ne sont jamais tronquées.

2 - Organisation spatiale et formes des encroûtements

L'organisation des encroûtements peut être étudiée de façon précise dans la moitié supérieure du Cordon grumeleux (E3-E4 de Naves, par exemple). Elle montre une séquence élémentaire virtuelle évoluant vers le haut depuis des corps isolés vers les structures plus coalescentes : clastes micritiques nus (A) ; oncolites (B) ; hemioncolites (C) ; stromatolites mamelonnaires (D),

columnaires (E) et tabulaires (F) (fig. 18). Les trois termes basaux sont fréquemment absents et les stromatolites se développent directement sur une surface durcie. Cette organisation séquentielle se superpose à l'alternance marne (ou joint de discontinuité) - calcaire de fond. Les marnes renferment pour l'essentiel des clastes micritiques nus et des oncolites tandis que les autres formes sont plus communes lorsque la sédimentation devient plus calcaire.

La séquence fondamentale semble pouvoir correspondre à l'évolution de l'hydrodynamisme. Un milieu d'abord à forte turbulence périodique (coincidant avec la formation d'une surface durcie ou des oncolites) deviendrait plus calme et plus uniforme (permettant une croissance stromatolitique). Il est aussi possible d'interpréter cette séquence en relation avec la vitesse d'accrétion cryptalgale. Elle serait nulle à faible dans les premiers termes en association avec un temps de résidence assez important des clastes sur le fond qui permettrait leur remaniement et l'acquisition de la structure oncolitique. Elle deviendrait beaucoup plus rapide vers le haut. Cette vitesse de croissance pourrait être associée à d'autres facteurs tels que la quantité de substances nutritives disponible en liaison plus ou moins étroite avec la nature et l'importance des apports sédimentaires.

L'état et la forme des substratums exercent un rôle direct sur la géométrie des encroûtements. L'activité de l'endofaune destabilisant le fond peut gêner la croissance. Par contre, les stromatolites lient le sédiment et subissent une induration précoce. Ils peuvent ainsi favoriser leur propre développement (coalescence).

Il apparaît que le contrôle de la forme de croissance des structures cryptalgales peut résulter de la surperposition de plusieurs facteurs (hydrodynamisme, nature des sédiments, substratum) dont nous ignorons le degré exact d'interaction.

Cette difficulté se retrouve dans l'interprétation de la distribution latérale des encroûtements au sein de l'ensemble E4 du Cordon grumeleux. En quelques mètres (5-10), un banc de 10 à 20 cm, comportant deux séquences au stade colonnaire, fait place à un banc beaucoup plus réduit incluant une séquence colonnaire puis une séquence mamelonnaire et enfin disparaît complètement. Cette croissance localisée engendre des lentilles minces et étendues, s'emboîtant plus ou moins les unes dans les autres et aboutit à une vaste stratification en "berceau".

A la base des Calcaires grumeleux compacts, la distribution verticale des encroûtements est plus régulière. Absents au sein des bancs et remplacés par de nombreux granules les oncolithes et hemioncolites apparaissent progressivement, deviennent très nombreux au toit du banc. Ils se disséminent rapidement dans l'horizon marneux superposé. Leur développement semble dans ce cas être réglé par la vitesse et la nature des dépôts.

B - Corps carbonatés massifs ou "mud-mounds"

Ils prennent place au sein du Cordon grumeleux et sont très ubiquistes sur toute la bordure. Les plus beaux exemples se rencontrent sur les affleurements de Naves, de l'Habitarelle, du Moulin Artige, du Mont Charray et de Cardenal.

1- Morphologie générale (fig. 20, 41C et 41D)

Ces corps carbonatés massifs apparaissent en saillie. Ils sont plus ou moins lenticulaires avec une limite supérieure nettement convexe vers le haut tandis que la limite inférieure a un tracé plus variable plan ou légèrement concave vers le bas. Ils ont une extension métrique et leur hauteur maximale oscille entre 0,3 et 0,5 m. Leurs flancs ont un pendage maximal de 20° (fig. 41C). De nombreux exemples montrent leur subdivision latérale en 2 ou 3 couples banc - interbanc (fig 20B). Des relations plus ou moins continues s'établissent ainsi entre ces corps qui, à l'affleurement, paraissent s'emboîter (fig. 20A). Ces masses sont limitées par des surfaces supérieures lisses et durcies montrant de très rares perforations. Elles peuvent être partiellement encroûtées, ce qui leur donne un aspect verruqueux voire mamelonné. Les bancs latéraux peuvent être également marqués par un "hard-ground" très franc venant se "perdre" dans la masse carbonatée principale (fig. 20A).

La configuration latérale de ces masses est rarement symétrique par rapport à leur axe de développement principal. Elles se gauchissent et s'emboutissent fréquemment dans les bancs latéraux (fig. 20B). Ces déformations sont conséquentes d'un glissement limité et précoce qui modifie les relations stratonomiques initiales.

2 - Caractères internes

Ces masses se composent de calcaire micritique gris beige (90 à 95% de carbonates) et sont dépourvues de tout vestige de macroorganisme constructeur. Elles peuvent être considérées comme de véritables "mud-mounds". Ce sont des calcaires mudstones à wackestones à nombreuses protoglobigérines, radiolaires, spicules d'éponges, ostracodes, foraminifères benthiques, fragments ou cloisons d'ammonoïdes, entroques et enfin grains épars de glauconie, péloïdes et silts calcitiques et quartzeux.

Ils renferment d'assez nombreuses cavités communément allongées dans un plan horizontal. Leur section, très variable, ne dépasse guère le centimètre. La porosité qui en résulte n'excède en aucun cas 5%. Ces figures "ouvertes" qui présentent parfois une section régulière centimétrique bifurquée s'identifient comme des terriers sinueux qui se développent de manière préférentielle dans un plan subhorizontal. Ces cavités peuvent être complètement colmatées par des masses plus ou moins fines de calcite sparitique. Celles-ci possèdent parfois un mur horizontal ou courbe et un toit plus ondulé et prennent dans ce cas un caractère de Stromatactis (d'après la définition de HECKEL, 1972).

L'autre caractère le plus marquant est le développement d'une texture laminée interne qui se matérialise par l'empilement assez espacé de liserés gris-noir. Chacun termine une lamine élémentaire engendrant une texture identique à celle décrite à propos des encroûtements stromatolitiques. A l'affleurement, cette texture est bien perceptible à la base des cavités où les lamines montrent un arrangement tabulaire. Les sections complètes de ces masses révèlent que ces lamines se disposent également sous la forme de véritables croûtes successives, assez étendues et convexes vers le haut (fig. 21). Elles ne sont pas restreintes au plancher des cavités et ces "tapis" plus continus sont certainement engagés dans l'édification primaire des "mud-mounds".

Outre les formes encroûtant la surface supérieure, ces lamines revêtent également les parties sommitales des parois rectilignes de fissures de distension subverticale, de largeur centimétrique et dont le fond est comblé par du sédiment.

Les cavités liées à la bioturbation sont comblées de manières très diverses. Le remplissage peut être entièrement boueux ou engendrer une figure géotrope. Le plancher, ou un premier culot de boue, est alors tapissé par les lamines stromatolitiques (endostromatolites) (fig. 21 et 44B) et le vide sommital subsistant est colmaté par les composés très variés qui peuvent être primaires ou des produits de remplacement. Il s'agit de calcite sparitique en fine mosaïque, de dolomite, de sidérite, de gypse, de barytine ou encore de composés bitumineux très lourds (? ligniteux) dans lesquels le carbone organique total atteint 70% (pyrolyse au Rock-Eval).

3 - Origine

L'origine microbiologique de ces "mud-mounds" est fortement étayée par le développement interne de croûtes très étalées à texture laminée et par le fait que les bancs calcaires en continuité latérale renferment les colonnettes et mamelons stromatolitiques (fig. 20B). La géométrie de ces masses est essentiellement primaire et ne résulte pas de ravinements postérieurs.

L'évolution de la partie interne semble plus complexe. Des bioturbations successives affectent cette masse et en particulier les cavités antérieures en cours de remplissage. Les terriers ont un cheminement essentiellement horizontal qui suit les croûtes principales et endommagent seulement leur partie très superficielle. Les lamines primaires participant à l'édification des monticules et les lamines secondaires de remplissage sont ainsi intimement liées (fig. 21).

D'étroites fractures recoupant verticalement la masse, s'ouvrent et mettent en connexion les différentes cavités. Ce phénomène, associé à la présence de terriers ouverts et des surfaces durcies, illustre bien la précocité de la lithification et de la déformation de ces structures. Les masses sparitiques les plus proches des Stromatactis, c'est à dire celles qui présentent le toit le plus déchiqueté, sont directement couvertes par les lamines stromatolitiques. Les "mud-mounds" ne semblent concrétiser qu'une expression particulière de la croissance stromatolitique. Leur présence dans la série se superpose exactement à celle des encroûtements calcaires. Un seul exemple a été noté dans les unités supérieures (U 62) à Chassagnes.

C - Organismes responsables

Les stromatolites sont généralement d'origine algale (cyanophytes essentiellement) mais peuvent être également d'origine bactérienne (MONTY, 1977). Il est impossible d'identifier précisément les microorganismes protocaryotes engagés dans ces formations. L'étude en microscopie électronique n'a permis de déceler ni filament, ni structure cellulaire (fig. 44C) dans les lamines. Il s'agit, en tout cas, de véritables structures cryptalgaires c'est à dire engendrées par une activité algale ou bactérienne mais qui demeure "cachée", ne laissant aucun vestige organique structuré. Le développement acropète des excroissances ne coïncide pas nécessairement avec un phototropisme et aucune donnée ne permet d'établir le rôle de la lumière dans la croissance microbiologique. L'accomplissement de celle-ci sur le plancher des cavités semble attester au contraire un affranchissement complet vis-à-vis des rayons photiques. MONTY (1971, 1977) spécifie bien cette possibilité mais demeure alors la question du mode de nutrition (métabolisme) des microorganismes. Dans cette perspective, il paraît intéressant de savoir à quoi correspond le net assombrissement observé au toit de chaque lamine. Divers types d'investigations ont été réalisés.

En microscopie électronique, les nannograins montrent un diamètre moyen d'environ 2 μm . Ils sont anhédraux à subhédraux et aplatis à amiboïdes (terminologie établie par LOREAU, 1972). Aucune différence significative dans la taille des grains n'a été observée perpendiculairement aux lamines. Le degré de coalescence demeure fort, réduisant considérablement la porosité intergranulaire.

La pyrolyse de la matière organique par le Rock-Eval (IFP) a été réalisée de manière comparative sur des couples d'échantillons du Cordon grumeleux (Naves) issus du même banc, l'un étant très riche en lamines et l'autre en étant totalement dépourvu. Un échantillon provenant du sondage S19 les complète.

Echantillons	Poids (10^{-2} g)	Gaz	Huile	TOc(%)
NAV - U51 - E4 matrice	116,0	0,00	0,02	0,04
NAV - U51 - E4 lamines	102,0	-	0,01	0,02
NAV - U51 - E3 mud-mound matrice	114,0	-	0,01	0,00
NAV - U51 - E3 mud-mound lamines	103,0	-	0,00	0,01
S19 - U51 lamines	111,0	-	0,03	0,02

Figure B : Tableau de données des analyses de matière organique.

Nous noterons tout d'abord la pauvreté extrême en matière organique (? migration). Aucune "concentration" sélective n'apparaît au sein des lamines. Ceci laisse présumer que leur assombrissement est dû à une autre cause. La couleur nous a incité à procéder au dosage du fer et du manganèse. Il a été réalisé par spectrophotométrie à partir de l'attaque à froid de poudres carbonatées (1 g.) par de l'acide nitrique dilué. De manière analogue, cette analyse comparative a été effectuée sur deux couples d'échantillons.

bug

Echantillons	% de carbonates	ppm/g. de carbonate	
		Fe ₂ O ₃	MnO
NAV - U51 - E4 lamines	95	11 347	735
NAV - U51 - E4 matrice	72	8 488	638
NAV - U51 - E3 mud-mound lamines	94	3 248	348
NAV - U51 - E3 mud-mound matrice	92	2 712	268

Figure C : Tableau de données des analyses des éléments métalliques.

Ces résultats montrent un enrichissement relatif en fer et en manganèse dans les lamines stromatolitiques ; ils ne demeurent cependant qu'indicatifs. Les analyses sont en nombre trop réduit pour être réellement fiables. Par ailleurs, notons que l'attaque à l'acide pratiquée a certainement été trop forte altérant les composés "insolubles" et libérant les éléments en solution.

Ces mesures sont uniquement relatives mais il faudrait opérer sur les échantillons dont la teneur en carbonates est la plus élevée et la plus voisine possible. L'analyse par microsonde permettrait certainement d'obtenir des résultats plus fins et plus fiables.

Les données enregistrées laissent cependant entrevoir la possibilité de la chemoautolithotrophie des microorganismes se développant grâce à l'oxydation des composés métalliques disponibles sur les fonds sédimentaires. Reste également l'hypothèse de microorganismes plus simplement chemoorganotrophes (saprophytes) et la teneur en métaux pourrait être alors relative à des phénomènes de complexation avec la matière organique. Des études géochimiques plus fines, plus nombreuses et plus spécifiques seraient nécessaires pour aborder ce problème.

Les phénomènes d'induration précoce notés aux niveaux des formations cryptalgaires se conforment très bien à l'activité de bactéries dont un certain nombre peuvent causer la précipitation des carbonates (MAURIN & NOEL, 1977). Cette lithification précoce pourrait expliquer l'absence de traces de bioturbation au sein des encroûtements stromatolitiques qui a priori représentent une bonne source alimentaire. Il est possible également que les lamines puissent être "toxiques" en raison de leur relative richesse en métaux.

D - Contrôle du développement cryptalgaire

Les encroûtements débutent timidement dans la partie inférieure du Cordon grumeleux. Ils prennent ensuite toute leur importance dans sa partie médiane et supérieure ("mud-mounds", colonnettes, dômes) et s'estompent rapidement dans les Calcaires grumeleux compacts où ils persistent sous la forme d'oncolites ou fragments de corps cryptalgaires. Leur développement est inversement proportionnel à la puissance d'ensemble de la série étudiée. Ce fait souligne bien le fait que le Cordon grumeleux est un niveau de construction (réel "avortement" du "hard-ground" ; sédimentation active) et non d'ablation. De même, au sein même de ce niveau, la croissance semble être gênée par la présence des composés argileux (Chanabier - Les Avelas).

Comme à propos des séquences morphologiques, il est tentant d'interpréter la distribution verticale des encroûtements comme l'expression de la modification de l'énergie du milieu. Trop forte à la base en coincidence avec la formation du "hard-ground" puis trop faible vers le haut permettant la décantation normale des sédiments. Ils pourraient ainsi croître uniquement dans un étroit intervalle énergétique.

Cependant, plusieurs faits ne se conforment pas à ce schéma évolutif. Tout d'abord, la base du Cordon grumeleux, qui ne renferme encore pas les encroûtements, ne recèle aucun indice sédimentologique d'hydrodynamisme plus élevé. De plus, le début et l'avènement de ces formations cryptalgaires semble synchrone sur toute la bordure ardéchoise. Il est difficile de croire que les étroites conditions énergétiques aient été respectées simultanément sur une aussi grande superficie. Le contrôle du développement de ces formations (au moins de son début) semble relatif à un phénomène beaucoup plus général que pourrait constituer la disponibilité en substances nutritives.

Parmi les corps cryptalgaires, seuls persistent les formes oncolitiques et surtout des éléments fragmentaires dans les Calcaires grumeleux compacts. Cette pérennité sélective ne peut s'interpréter en terme d'augmentation de l'énergie du milieu. Il paraît nécessaire d'envisager une contribution cryptalgairale latérale à partir de zones internes plus résistantes à l'envoyage sédimentaire et où se poursuivraient les accrétions de type colonnaire.

Ces conceptions rejoignent les conclusions précédentes (chapitre III). Même si elles demeurent spéculatives, elles attirent l'attention sur le fait que l'interprétation des séquences grumeleuses et noduleuses ne doit pas être entreprise trop abruptement en termes d'énergie du milieu, de profondeur ou de morphologie sous-marine. Elle doit également intégrer d'autres paramètres écologiques plus généraux (nutriments par exemple).

E - Comparaisons avec les formations similaires

1 - Encroûtements calcaires

1-1 Excroissances stromatolitiques et faciès Ammonitico Rosso (AR dans la suite du texte)

1-1-1 Ride tridentine

En Italie du Nord, dans les Alpes vénitiennes, les AR de la région de Verone ont fait l'objet de très nombreux travaux. Dès 1971, STURANI attirait l'attention sur la présence, au sein de ces niveaux, d'excroissances stromatolitiques. Elles

furent ensuite décrites de manière exhaustive par MASSARI (1979, 1981, 1983). Les figures qu'il présente montrent une très grande analogie avec les textures ardéchoises (1981, fig. 14). Plusieurs localités ont été visitées (fig. D) dans cette région dans le but d'affiner les comparaisons.

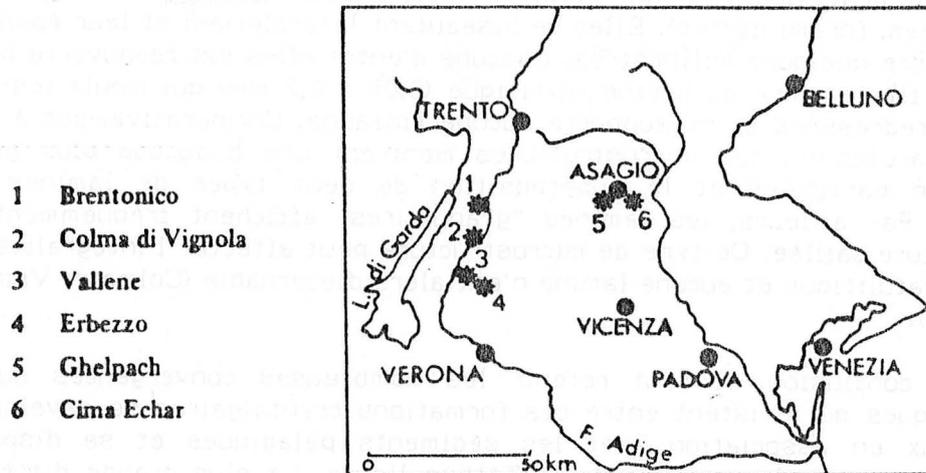


Figure D : Localisation des affleurements observés sur le plateau tridentin.

La série jurassique du Dogger et du Malm est très condensée et montre la superposition de deux AR : Ammonitico Rosso Inferiore ARI (Bajocien - Callovien); Ammonitico Rosso Superiore (ARS) (Oxfordien - Tithonique). Ceux-ci sont séparés par une importante discontinuité (CLARI *et al.*, 1984) ou par les calcaires lités riches en silice (Formazione del Fonzaso). Les AR véronais sont très calcaires, tous les joints sédimentaires sont secs et la stylolitisation est très effective. Les constructions stromatolitiques sont présentes dans les deux AR où elles sont intercalées avec les faciès noduleux à pseudonoduleux fusiformes.

Ces excroissances ont une géométrie assez variée. Les dômes et les coupelles dont le diamètre et la hauteur avoisinent 5 cm constituent les formes les plus fréquentes. Celles-ci sont souvent liées latéralement à leur base et se rapportent à un type pseudocolumnaire. Les formes planaires tabulaires (Erbezzo Sud, ARS) et strictement colonnaires (Volta Scura, ARI) sont plus occasionnelles. Ces excroissances se développent sur les substratums aussi variés qu'en Ardèche. Elles coiffent les moules internes d'ammonioïdes (Vallene), tapissent les surfaces planes durcies couvrant les rares épireliefs (Erbezzo Sud, ARS) et surmontent différents corps sédimentaires et en particulier les oncolites qui se développent conjointement. Ces derniers sont très bien décrits par MASSARI (1983). Ils confèrent parfois aux faciès, l'altération aidant, un net cachet grumeleux (Erbezzo Sud, ARI). Notons que distinctement, de petits galets de fer-manganèse à structure concentrique sont associés aux formations cryptalgaires véronaises (Brentonico, Ghelpach). Ces dernières s'organisent, de manière analogue aux exemples ardéchois, en séquences élémentaires décimétriques coïncidant fondamentalement avec la superposition vers le haut : oncolites ; dômes isolés ; dômes coalescents. Les premiers termes sont souvent absents et les formes tabulaires s'établissent directement sur les surfaces planes durcies. Ces séquences traduisent fondamentalement l'évolution rythmique de l'énergie du milieu selon MASSARI (1979, 1981, 1983) et OGG (1981).

Conformément à la morphologie externe, l'arrangement des lamines est convexe vers le haut et les fins liserés rouges fusionnent sur les flancs des dômes après un tracé assez régulier. La structure interne montre (fig. 44G) des lamines claires "granulaires" correspondant (ARI) à des wackestones à packstones à péloïdes, protoglobigérines, bivalves pélagiques (*Bositra*) et bioclastes (échinodermes, foraminifères). Elles se biseautent latéralement et leur épaisseur peut atteindre quelques millimètres. Chacune d'entre elles est recouverte par un très mince film sombre ou lamine micritique (0,05 à 0,2 mm) qui moule les fines particules redressées et ne supporte aucune épifaune. Comparativement à leurs analogues ardéchois, ces microstructures montrent une beaucoup plus grande richesse en particules et la superposition de deux types de lamines bien distinctes. Par ailleurs, les lamines "granulaires" affichent fréquemment une microstructure caillée. Ce type de microstructure peut affecter l'intégralité d'un dôme stromatolitique et aucune lamine n'est alors discernable (Colma di Vignola ; ARS - base).

En conclusion, il faut retenir les nombreuses convergences surtout morphologiques qui existent entre ces formations cryptalgaires se développant toutes deux en association avec les sédiments pélagiques et se disposant symétriquement sur les marges de la Téthys ligure. La plus grande différence réside peut-être dans le développement très pérenne de ces formations sur la marge sud tandis qu'il coïncide, par exemple au Jurassique supérieur, avec des épisodes plus éphémères (Oxfordien moyen et Tithonique inférieur) sur la bordure vivaro-cévenole. Dans cette approche comparative, il faut noter que dans la région d'Erbezzo, CLARI *et al.* (1984) mentionnent une stratigraphie étonnamment superposable à la succession ardéchoise. La reprise de la sédimentation carbonatée (ARS) qui fait suite à la discontinuité majeure callovo-oxfordienne ou à la formation silicifiée, s'effectue avec un niveau stromatolitique semblant isochrone. Il correspond à la transition des sous-zones à *Plicatilis-Transversarium* de l'Oxfordien moyen. Je ne ferai que souligner la coincidence avec l'avènement cryptalgair sur la bordure ardéchoise.

A propos de la ride tridentine et des excroissances cryptalgaires, il importe encore de signaler que c'est sur cette aire (Monte Giovo - Brentonico) que HOLLMANN (1962, 1964) illustre les phénomènes de corrosion - subsolution sous-marine affectant les AR. Comme l'avait déjà mentionné JENKINS (1974), certaines figures représentées (fig. 1, 1962 ; fig. 1, 1964) correspondent à de belles coupes stromatolitiques se développant sur des ammonoïdes.

1-1-2 Autres exemples de la ceinture téthysienne

De nombreux exemples de stromatolites pélagiques ont été illustrés au travers de l'étude des Ammonitico Rosso calcaires.

a - Italie

En Sicile, JENKINS (1971) montre les coupes stromatolitiques au sein d'AR très condensés. Il souligne leur association avec des croûtes minérales (fer et manganèse) et précise la microstructure des corps stromatolitiques. Elle apparaît identique à celle décrite sur la ride tridentine.

b - Espagne - Chaînes bétiques

Des développements stromatolitiques associés aux AR sont signalés par GARCIA-HERNANDEZ *et al.* (1981 ; zone prébétique, Malm), par DELGADO *et al.* (1981 ; zone subbétique externe, Dogger) et par COMAS *et al.* (1981 ; zone subbétique médiane, Malm). Dans ce dernier cas, les coupes stromatolitiques se



différencient également sur les ammonoïdes. Ces exemples n'ont pas fait l'objet de descriptions détaillées et ne permettent pas de comparaison efficace.

c - Hongrie et Pologne

RADWANSKI & SZULCZEWSKI (1966) illustrent abondamment les structures oncolitiques et stromatolitiques (columnaires et tabulaires) présentes dans le Dogger (?) du Sud de la Hongrie. Elles sont associées à des sédiments pélagiques (Globochaete, Bositra...) et s'établissent également sur des céphalopodes.

En Pologne centrale, SZULCZEWSKI (1967) montre des structures stromatolitiques également liées à des céphalopodes. Elles sont relatives à des dépôts transgressifs du Bathonien. Leur microstructure est différente (de type "Snuff-box") et les sédiments et organismes associés ne sont pas pélagiques.

BROCHWICZ-LEWINSKI et al. (1985) rapportent un fait très intéressant dans la partie méridionale de la Pologne. A la limite Dogger-Malm, les stromatolites accompagnent une couche noduleuse, des éponges et des ammonoïdes. Leurs lamines sombres montrent un très net enrichissement en fer et manganèse et aucune microstructure particulière n'a été décelée. Ces tapis sont de plus recoupés par des filons verticaux qui se terminent à leur niveau et qui sont chargés également d'oxydes de fer et de manganèse. Les auteurs interprètent les stromatolites comme étant les témoins d'un développement bactérien en réponse directe à l'exhalation hydrothermale d'éléments métalliques sur le plancher sous-marin.

1-2 Encroûtements cryptalgaires et faciès oxfordiens en France

1-2-1 Faciès à spongiaires du Jura méridional

Ils sont bien connus grâce au travail récent et très complet de GAILLARD (1984a). A partir de l'Oxfordien moyen, sur le bord externe de la plate-forme jurassienne, les formations stromatolitiques sont engagées avec les spongiaires et les sédiments micritiques, dans l'édification de masses biohermales.

Les encroûtements calcaires dont le développement s'effectue toujours vers le haut nécessitent un substrat dur constitué ici par de larges éponges en coupes. Leur morphologie varie sensiblement et trois types fondamentaux ont été distingués : massifs, columnaires et nuageux.

Comparativement aux exemples ardéchois, la structure interne montre une lamination rythmique identique mais celle-ci affiche néanmoins une fréquente microstructure caillée (ou "péloïdale" selon l'auteur). Une différence plus importante réside dans la grande abondance des microorganismes sessiles (nubéculaires) qui tapissent le toit des lamines et participent activement à l'édification des encroûtements.

Selon GAILLARD (1984a), ces structures stromatolitiques résultent de l'activité de cyanobactéries. D'autres arguments ont conduit l'auteur à envisager un milieu de dépôt circalittoral faiblement éclairé. Aucune preuve directe de l'utilisation des rayons photiques par les microorganismes n'est disponible.

1-2-2 Faciès grumeleux à céphalopodes des chaînes subalpines méridionales (fig. 22)

Dès le siècle dernier, VELAIN (1872) puis KILIAN (1896) soulignaient l'analogie frappante de ces couches avec celles rencontrées en Ardèche.

L'aboutissement assez récent de travaux biostratigraphiques permet d'étayer les comparaisons. Les observations ont été réalisées en cinq points (fig. 22) le long de l'Arc de Castellane et de l'Arc de Nice qui limitent vers le sud le bassin dauphinois.

a - Arrière-pays niçois

A Rimplas (coupe décrite par DARDEAU, 1983, p. 60), les calcaires grumeleux de l'Oxfordien moyen surmontent directement un niveau condensé du Callovien moyen. Ils débutent par une vire assez tendre (2-2,5 m - U1) qui contient des bancs calcaires minces, irréguliers et assez démantelés ("Cordon grumeleux"). Cette partie en retrait est coiffée par un ensemble plus massif et calcaire (U2) ressemblant aux Calcaires grumeleux compacts de l'Ardèche. Plus au Sud, une belle coupe est disponible sur la rive droite du Var dans le défilé de Chaudan.

Des encroûtements calcaires stromatolitiques et oncolitiques ont été reconnus dans les deux séries grumeleuses. Les premiers se rencontrent de manière préférentielle près de leur base : partie supérieure de U1 et base de U2 à Rimplas ; immédiatement au-dessus d'un niveau très démantelé à calcaire fin gris-bleu à Chaudan (fig. 22). Ils s'expriment sous forme de petits mamelons de calcaire micritique gris-noir dont la hauteur ne dépasse guère quelques centimètres. Ils sont emballés dans une pâte beaucoup plus claire et sont coiffés généralement par quelques liserés noirs ondulés et millimétriques, chacun s'assombrissant progressivement vers le haut (fig. 44I). Même si ces derniers présentent un faible contraste avec leur support, ils demeurent discernables et sont identiques aux liserés des lamines stromatolitiques observés dans le Cordon grumeleux en Ardèche.

Les microfaciès sont aussi des wackestones à protoglobigérines contenant des radiolaires, des spicules d'éponges, des "filaments", des débris d'échinodermes et du nanoplankton.

Ces excroissances se forment également sur les ammonioïdes dont elles couvrent la face supérieure, mais leur développement reste faible (rares et très basses colonnettes). Les taches sombres centimétriques correspondant aux corps oncolitiques prennent une importance relative vers le haut de la succession grumeleuse. Ils sont largement dominants dans U2 (Rimplas) et offrent comme en Ardèche un très net enrichissement en protoglobigérines par rapport à la matrice où seuls demeurent les "filaments" et les fragments d'échinodermes (fig. 44J).

Nous retiendrons enfin, à Chaudan, l'intercalation d'un banc assez singulier, vacuolaire à sa base et montrant de fines lamines légèrement obliques. Il correspond à un packstone à péloïdes très légèrement glauconieux et coïncide probablement avec une couche turbiditique assez semblable à celles décrites par BOREL (1984) dans l'Oxfordien supérieur de la région de Buis-les-Baronnies (coupe de Sahune).

b - Environs de Castellane

Les faciès grumeleux de l'Oxfordien moyen et supérieur sont bien exposés dans les massifs du Teillon et du Berbené. La stratigraphie des coupes correspondantes a été récemment étudiée avec précision par LHAMYANI (1985).

Au Teillon, l'ensemble grumeleux pourtant assez condensé, présente une stratonomie remarquablement régulière. Les bancs sont fréquemment limités par des surfaces supérieures planes et lisses sur lesquelles s'ouvrent les puits de bioturbation. Seul près de la base de la série, un banc plus massif apparaît et se

dédoublent latéralement. Il évoque par ces caractères les figures accompagnant les "mud-mounds" ardéchois. Les encroûtements calcaires stromatolitiques sont abondants et se matérialisent par des lamines millimétriques sombres superposées dont la microstructure et le microfaciès (fig. 44H) sont identiques à celles décrites en Ardèche et dans l'Arrière-pays niçois. Leur développement engendre des formes en mamelons ou en dômes larges mais ne s'accomplit jamais sous une forme colonnaire ou tabulaire. Les substrats sont des ammonioïdes et des surfaces planes lisses.

La poursuite de la condensation des faciès permet aux encroûtements d'être pérennes dans l'Oxfordien supérieur. Précisons enfin, qu'outre la nature pélagique du sédiment, le cortège macrofaunique de ces faciès est identique à celui des couches grumeleuses ardéchoises.

c - Clue de Chabrières

Cette coupe (fig. 22) offre les mêmes caractéristiques biosédimentologiques qu'au Teillon. Les unités lithologiques offrent une succession étonnamment superposable à celle des faciès ardéchois, au moins à partir de l'unité 53 et ce, malgré sa condensation d'ensemble. Le cadre biochronologique établi par DUONG (1974) est conforme à cette juxtaposition et rien ne s'oppose à concevoir les différentes unités comme les entités strictement isochrones avec leur homologue ardéchois. En tout cas, ceci montre bien que l'alternance marne-calcaire n'est pas contrôlée par un processus local de comblement ou d'approfondissement mais résulte d'un phénomène sensible sur tout le bassin.

Par ailleurs, en parfaite coïncidence chronologique, le niveau 7 de Chabrières, comme le Cordon noduleux en Ardèche se révèle être pétri de céphalopodes fossiles. De très nombreux nodules y sont également constitués par les moules internes de Dichotomoceras et de Phylloceras et ce niveau ne comporte, par rapport aux couches encadrantes, aucun indice sédimentologique de condensation plus sévère. Ce double constat étaye l'hypothèse formulée antérieurement (p.40) et pourrait illustrer un événement écologique affectant tout le bassin du Sud-Est.

Les corps cryptalgaires, même s'ils se développent de manière moins spectaculaire, semblent contribuer pour l'essentiel au cachet grumeleux des couches oxfordiennes des chaînes subalpines méridionales. Leur microstructure, les sédiments et les éléments fauniques associés les identifient exactement aux exemples oncolitiques et stromatolitiques des couches grumeleuses de base sur la bordure vivaro-cévenole.

Ces excroissances se localisent sur une ceinture sublatitudinale et évoluent, de manière homologue à la bordure vivaro-cévenole, dans un contexte de transition entre la plate-forme provençale et le bassin dauphinois.

2 - "Mud-mounds" carbonatés

Les édifices de type "mud-mound" carbonaté apparaissent exceptionnels au Jurassique. En Europe, seul MATHUR (1975) décrit un exemple de "calcaire rouge massif" dans les Alpes bavaroises au Jurassique inférieur-moyen. Son épaisseur totale oscille entre 5 et 45 m et cette masse supporte les calcaires noduleux du Jurassique supérieur. Sa géométrie, la nature des sédiments, la présence des Stromatactis et l'absence d'algues squelettiques et de coraux ont conduit l'auteur à considérer cet édifice comme un "mud-mound" de milieu externe et relativement profond.

Cet exemple s'apparente plus aux modèles si fréquents dans le Paléozoïque (PRATT, 1982) qu'aux monticules étudiés sur la bordure vivaro-cévenole, dont le développement demeure comparativement très limité.

Dans la nature actuelle, NEUMANN et al. (1977) décrivent les masses carbonatées ("Lithoherms") situées à une profondeur de 600 à 700 m dans le détroit de Floride. Elles sont allongées dans le sens du courant et sont de taille assez importante (100 m de longueur sur 50 m de hauteur). Elles montrent les phénomènes de lithification précoce de leur surface engendrant les croûtes de micrite magnésienne, perforées et colonisées par une importante macrofaune benthique (crinoides, coraux, éponges). L'excavation de sédiments mous sous-jacents aux croûtes par les courants et les organismes peut produire selon les auteurs des vides "stromatactoid".

Les lithohermes ne sont pas étroitement comparables, ne serait-ce que par leur taille, aux "mud-mounds" oxfordiens ardéchois mais ils révèlent néanmoins d'intéressants phénomènes de convergence (surfaces durcies; "stromatactoid") et illustrent également la possibilité de lithification précoce des sédiments carbonatés dans des environnements relativement profonds.

V - ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES ET PALEOGEOGRAPHIE

A - Evolution latérale des faciès et géométrie des corps sédimentaires

1 - Secteur septentrional

1-1 Coupe du Ravin du Chenier (La Voulte) (fig. 23)

Cet affleurement a fait l'objet de travaux stratigraphiques antérieurs (SAYN & ROMAN, 1928 ; ELMI, 1967). Un découpage lithostratigraphique a été retenu afin de rendre utilisables les données diagraphiques des sondages pétroliers réalisés dans les séries similaires de type bassin.

Unité 47 (ELMI, 1967) - (0-1,5 m) - Callovien moyen

Cet ensemble montre une stratonomie très complexe. Les bancs y sont irréguliers, discontinus et présentent un débit en "oreiller" et des surfaces très bosselées. L'unité se compose fondamentalement du Niveau rognonneux qui surmonte un calcaire gris plus banal (pelmicrite à filaments). Ce couple se répète une ou deux fois verticalement tandis qu'il peut disparaître latéralement. Cette disposition des couches indique le développement d'un glissement d'extension limitée qui aboutit au hiatus et au redoublement des unités lithologiques primaires.

Les creux de la surface glissée sont parfois remplis par des entroquites (texture packstone) sous forme de corps lenticulaires d'épaisseur décimétrique.

Unité 48 (? 49) (ELMI, 1967) (2,50 m) - Callovien supérieur

Elle se compose de marnes gris sombre à reflet verdâtre et de calcaires argileux à patine rouge brique parfois finement laminés. Ce sont des mudstones à filaments (*Posidonomya*) comprenant des débris d'échinodermes, de céphalopodes et des silts quartzeux et calcitiques.

Unité 50a - (ELMI, 1967) (24 m) - Oxfordien inférieur

Un ensemble d'argilites noires représente l'expression locale des Terres Noires prises dans leur sens restreint (DROMART & ELMI, 1985).

Elles offrent souvent un aspect bariolé suite à la présence de passées horizontales continues de couleur lie-de-vin ou verte.

Au tiers inférieur, s'individualise un banc pétri (packstone) de débris très fins de crinoïdes et de "filaments" assez épais et ondulés (possibles bivalves). La matrice, très recristallisée, renferme quelques grains de glauconie.

Deux minces bancs calcaires à patine rouge brique interrompent également la monotonie de cet ensemble. Ils sont étirés et discontinus et montrent en section les figures de déformations internes. Il s'agit de "microslumps". Cet ensemble est limité par un faisceau de bancs qui perd latéralement sa stratonomie régulière et devient très chaotique. Il renferme des éléments dissociés aux formes arrondies et des fragments de bancs discordants entre eux et dont l'extension n'excède pas 1 à 2 mètres. La désorganisation de ce niveau semble résulter d'un phénomène de glissement synsédimentaire.

Cette unité qui débute dès la base de l'Oxfordien a été attribuée dans son ensemble à l'Oxfordien inférieur (récolte de *Parawedekindia* à 2 m du sommet).

Unité 5/0-1 (55 m) - Oxfordien inférieur - Oxfordien moyen

Cette unité comprend les niveaux 50b à 50e d'ELMI (1967). Elle se compose d'une alternance de marnes feuilletées gris sombre et de calcaires argileux en bancs décimétriques, très généralement laminés, au toucher très terreux et à patine rouille ou jaune vieille moutarde. Les faciès renferment de très nombreuses traces de bioturbation (dont Zoophycos). Ce sont des wackestones à packstones (fig. 45E) à débris d'échinodermes (taille de silts), restes de céphalopodes (cloisons d'ammonolâdes, aptychus), "filaments" épais et fourchus (possibles bivalves), spicules de spongiaires, débris ligneux, radiolaires, protoglobigérines, Globochaete, péloïdes, silts quartzeux, paillettes de muscovite et grains de glauconie. La matrice est le siège d'une recristallisation très effective (microsparite, sparite, dolomite).

Les faciès perdent progressivement vers le haut leur caractère silteux. L'ensemble se termine par une passée (8 m) de marnes noires qui représente de manière certaine l'Oxfordien moyen. La limite avec l'Oxfordien inférieur extrapolée par ELMI (1967) à partir des ammonites récoltées, est de nature lithologique et paraît légèrement trop élevée (présence d'un Trimarginites - fig. 23).

Unité 52 (19,5 m) - Oxfordien moyen

Elle dessine une légère corniche dominant le chemin menant au col de Viau et constitue l'équivalent latéral des Calcaires grumeleux compacts.

Elle débute par un banc (0,2 m) de calcaire argileux, au toucher très doux, aux limites progressives et à pâte vert olive. Il renferme des grumeaux gris sombre oncolitiques, centimétriques et flottant sans aucun classement. Les microéléments figurés (radiolaires, protoglobigérines, péloïdes, débris d'échinodermes) sont identiques dans les grumeaux et la matrice mais sont moins abondants dans cette dernière.

Au-dessus, les bancs de calcaires et de calcaires argileux contiennent des granules et des pisogrumeaux en structure très lâche. Les marnes en sont totalement dépourvues.

Unité 53 (27,5 m) - Oxfordien moyen

Elle représente l'équivalent du terme inférieur des couches de Chanabier dont les faisceaux basaux (A et B) sont nettement identifiables. Ceux-ci prolongent la corniche formée par l'unité sous-jacente.

Les calcaires fins à pâte gris-noir ne contiennent que des granules très épars. Ils alternent très régulièrement avec les marnes strictement homogènes. La coupe se poursuit sur le flanc oriental de La Banne. L'unité 60 est entièrement masquée mais les unités supérieures définies dans la succession ardéchoise sont aisément reconnaissables, y compris les Bancs roux.

1-2 Coupe de Flaviac

La série oxfordienne est exposée sous le Serre Valanche en rive droite de l'Ouvèze juste en face du village de Flaviac. Elle obéit à la même succession qu'au Chenier et n'est pourtant située qu'à 600 mètres de l'affleurement "Les Gros" où sont visibles les faciès ardéchois (fig. 8). Elle illustre l'extrême brutalité du changement latéral de la nature des couches.

Cette série n'est bien visible que depuis la partie inférieure de l'unité 5/0-1. La portion basale, très masquée par les alluvions de l'Ouvèze, affleure à 2 km en aval près du hameau Les Celliers. Elle se compose de marnes feuilletées noires et très argileuses (unité 50a). DESOIGNIES & DELCEY-LEDUC (1960) lui attribuent une puissance d'environ 70 m à Flaviac mais cette estimation paraît forte.

De manière strictement identique à celle du Chenier, l'unité 5/0-1 (au moins 33 m) se termine par un niveau de marnes noires épais d'une dizaine de mètres et surmonté d'un banc de calcaire argileux contenant des grumeaux oncolitiques. Celui-ci amorce une corniche constituée par les calcaires des unités 52 et 53. Par sa position précise entre l'épisode marneux et les calcaires grumeleux compacts, l'accident cryptalgair se corrèle exactement avec celui noté à Blanc (fig. 8) et très probablement avec la partie supérieure du Cordon grumeleux des faciès ardéchois qui coïncide avec l'avènement des excroissances cryptalgaires (passage zone à Plicatilis - zone à Transversarium).

Au-dessus, après une lacune de visibilité correspondant à l'unité 60, les unités 61, 62 et 63 sont assez bien exposées. Il s'agit d'alternances marne-calcaire qui montrent des faciès et une organisation cyclique tout à fait identiques à ceux reconnus dans les unités supérieures de la succession ardéchoise. Des textures bouclées et cérébroïdes ont été également rencontrées contribuant à l'aspect grumeleux très ponctuel de cette série.

2 - Secteur méridional (région de St Brès) : les coupes de Brougnac et de Vinçonnet (fig. 24)

Elles ont fait l'objet d'une étude antérieure détaillée portant en particulier sur le passage Callovien-Oxfordien (BOURSEAU & ELMI, 1980).

Une première coupe a été levée le long du chemin menant au hameau de Brougnac. Le Niveau bleu (0,10 m) repose directement sur le Niveau rognonneux. Juste au-dessus, noyés dans les marnes, apparaissent quelques bancs résiduels contenant de nombreux fragments roulés d'ammonioïdes. La série se poursuit par une alternance de calcaires argileux laminés gris à patine rousse et de marnes noires feuilletées. Ce sont des calcaires mudstones à wackestones à péloïdes, granules de phosphate et de glauconie, silts quartzeux et calcitiques, débris ligneux, radiolaires, protoglobigérines, foraminifères benthiques et débris d'échinodermes. La matrice est très recristallisée. Les lamines montrent une texture packstone (fig. 45F) et sont horizontales ou légèrement obliques.

Cet ensemble présente des caractères très similaires à ceux de l'unité 5/0-1 décrite à La Voulte. Vers le haut, de manière analogue, les bancs possèdent un toucher plus doux conjointement à l'apparition de grumeaux oncolitiques.

A 500 mètres plus à l'est, au pied du Calvaire du Ranc de Jesus juste au-dessus du hameau de Vinçonnet, un affleurement révèle le développement d'intéressantes perturbations synsédimentaires intervenant au passage Callovien-Oxfordien (fig. 25). Cet ensemble montre de nombreuses surfaces de ravinements associées à des bancs qui s'emboîtent les uns dans les autres et dont l'extension latérale est limitée. L'encapuchonnement du Niveau rognonneux semble imputable à des phénomènes de glissements qui pourraient également rendre compte des figures de ravinements observées. L'existence d'une légère pente sous-marine à regard oriental peut être attestée par la géométrie discordante des lits marneux sus-jacents (niveaux 14 et 14').

Campylites delmontanus (OPPEL) a été récolté dans la partie médiane de l'unité 5/0-1. Cette espèce est présente en abondance dans l'Oxfordien inférieur à Crussol en association avec les Parawedekindia (ATROPS, comm. orale) mais a également été répertoriée à la base de l'Oxfordien moyen dans le Jura et dans le bassin rhodanien (ENAY, 1966 ; BOURSEAU, 1977). Elle ne permet donc aucune attribution précise.

Dans la partie la plus orientale de l'affleurement (fig. 25), un banc très compact (calcaire à filaments) du Callovien probablement supérieur (niveau 10c de BOURSEAU & ELMI, 1980) est surmonté (1,20 m) par un horizon de calcaire argileux (14). Celui-ci livre de nombreux Cardioceras. D'après MARCHAND (comm. orale), ils correspondent à la partie sommitale de l'Oxfordien inférieur (sous-zone à Cordatum). Cette donnée confirme la reconnaissance de BOURSEAU & ELMI (1980) mais abaisse le début de l'Oxfordien inférieur et semble conjointement exclure le développement du Callovien supérieur sous la forme de marnes (niveau 10d - 3 m) tel qu'il est supposé par ces auteurs. Cette information incite par ailleurs à penser que la limite Oxfordien inférieur - Oxfordien moyen, même si elle ne peut être tracée avec rigueur, doit se placer au sein même de l'ensemble des calcaires argileux sus-jacents (unité 5/0-1) et doit y occuper une position assez basse. Ainsi, cette unité se présente, dans ce secteur, comme l'équivalent latéral du Cordon grumeleux.

Comparativement à la coupe de La Voulte, les argilites noires (Terres Noires sensu stricto) de la base de la série oxfordienne sont absentes dans ce secteur. Les premiers échos oncolitiques occupent une position relative identique, immédiatement sous l'unité correspondant aux Calcaires grumeleux compacts (U52). Ce dernier point confère à cet épisode cryptalgairé la valeur de marqueur synchrone sur la bordure.

3 - Coupes palinspastiques transversales

Ces constructions (fig. 26 et 27) montrent bien que le Cordon grumeleux se développe sur une étroite "marche d'escalier" de largeur décakilométrique. Son extension est brutalement limitée vers l'extérieur par d'actives charnières paléotectoniques coïncidant avec le linéament de Flaviac au Nord, et avec la faille des Buisnières au Sud. Il est intéressant de noter la proximité de ces accidents avec l'alignement cévenol Alès-Privas.

B - Enseignements fournis par le contenu et les structures sédimentaires

1 - Différents composants sédimentaires

1-1 Glauconie

Dans la série de type bassin, elle est banalement associée aux argilites correspondant aux Terres Noires (unité 50a). Sa présence n'est pas surprenante car ce minéral a été reconnu comme typique des processus diagénétiques intervenant dans les "Black Shales" (in OGG et al., 1983). Sur la bordure, elle se concentre dans le Niveau rognonneux puis se disperse dans les faciès grumeleux sus-jacents.

Dans la nature actuelle, la glauconie peut abonder en milieu marin largement ouvert, sur le bord externe du plateau continental et sur la partie haute du talus. ODIN & LETOLLE (1980) situent sa formation essentiellement entre 120 et 400 m de profondeur. Elle a été également découverte in situ par 1000 à 2000 m de fond au large de l'Amérique centrale (in OGG et al., 1983).

Sa formation coïncide avec un faible taux de sédimentation. Elle n'est pas compatible avec un milieu trop agité (ODIN, 1975) mais requiert une circulation régulière des eaux du fond dont la teneur en oxygène est faible à modérée.

1-2 Eléments terrigènes

Ils ont été analysés par diffraction aux rayons X sur une centaine d'échantillons de la série callovo-oxfordienne carottée sur le sondage S19.

1-2-1 Quartz

Il a systématiquement été enregistré dans les assises du Callovien inférieur mais il demeure en faible quantité. Sa présence est ensuite de plus en plus sporadique dans les couches de l'Oxfordien.

1-2-2 Argiles

Les modes opératoires utilisés pour l'analyse des minéraux argileux ont été précisés par WEBER (1985).

Dans la série oxfordienne, le cortège argileux se compose d'illite qui est largement dominante (25-50%), de kaolinite, d'interstratifiés illite-smectite auxquels se joint de la chlorite ou de la smectite. Ces deux derniers composants s'excluent mutuellement suggérant une transformation diagénétique (WEBER, 1985).

Les données obtenues sur les quantités relatives par mise à 100, des hauteurs des pics révèlent que les proportions réciproques des composants de cette association varient verticalement d'une manière oscillante parallèlement au contenu carbonaté (fig. 28). L'illite et surtout la kaolinite prennent de l'importance dans les interbanes marneux. Conjointement, les interstratifiés illite-smectite et la chlorite, de même que la smectite lorsqu'elle est présente, voient leur quantité augmenter dans les banes. Nous noterons à ce propos l'anomalie existant au niveau des Banes roux (extrême richesse en smectite).

Ce même type d'oscillation a été mis en évidence dans les faciès alternant marno-calcaires du Crétacé inférieur du domaine vocontien (COTILLON *et al.*, 1980 ; FERRY *et al.*, 1983). Il traduit, en partie, selon les auteurs, les pulsations générales (? climatiques) réglant la qualité et la quantité de l'afflux des matériaux terrigènes fins à partir des continents.

FERRY *et al.* (1983) soulignent le caractère détritique de la kaolinite en liaison avec son importance dans les interbanes. Ils démontrent par ailleurs l'origine diagénétique de la chlorite au sein de l'alternance marne-calcaire ou Valanginien, en particulier au dépend de la smectite. Cette transformation est plus effective dans les banes que dans les interbanes. Ce constat s'accorde avec l'incomptabilité chlorite-smectite observée dans la succession ardéchoise et avec la transformation du deuxième minéral vers le premier.

La série oxfordienne n'a souffert d'aucun effet diagénétique majeur (seulement 20% de chlorite) et la dualité dans la composition notée entre les banes et les interbanes peut être supposée primaire, héritée et climatiquement contrôlée. A ce point de vue, il serait intéressant de tester latéralement la validité de l'anomalie enregistrée au niveau des Banes roux.

Notons parallèlement que les analyses réalisées après la séparation des grumeaux carbonatés de leur matrice argileuse dans les niveaux basaux, a permis de mettre en évidence la même différence que celle existant entre banc et interbanc. Cette constatation écarte définitivement une origine diagénétique des grumeaux et corrobore les processus d'individualisation proposés (chap. III).

La discontinuité callovo-oxfordienne ne coïncide avec aucun changement majeur du cortège argileux (fig. 28). La diminution relative de l'illite est très délicate à interpréter puisque ce minéral peut avoir une origine à la fois sédimentaire et diagénétique. Le défaut de kaolinite dans les Couches de Naves et dans la plus grande partie des Couches des Vans et ce, malgré le net cachet argilo-marneux de ces niveaux, peut traduire sa destruction diagénétique vers le bas. Son absence primaire, qui ne peut être écartée, remettrait en cause l'origine centralienne de la kaolinite envisagée par ARTRU (1972).

Cette étude détaillée a permis, malgré son caractère ponctuel, de mettre en évidence une sédimentation différentielle réglée par les facteurs très généraux (peut-être climatiques). Par là, elle illustre le caractère très externe des milieux de dépôts à l'Oxfordien soumis aux influences globales. Une analyse comparative, sur l'ensemble de la bordure, des minéraux argileux suivant les horizons marne-calcaire rigoureusement isochrones permettrait probablement de mieux cerner la part exacte de l'intervention diagénétique dans leur répartition et de localiser les sources et les voies de distribution de ce matériel.

1-3 Matériel micritique

Dans la série oxfordienne étudiée, l'observation au microscope électronique à balayage de la matrice micritique des bancs montre le développement de nannograins anhédraux à subhédraux, aplatis à amiboïdes et caractérisés par une coalescence très forte. Cette dernière s'accompagne d'une porosité intergranulaire très réduite (1 à 3%) et suggère une recristallisation assez effective du matériel carbonaté fin initial.

Conjointement les nannoorganismes à test calcaire y sont très rares (y compris dans les encroûtements cryptalgaires, fig. 44C) et sont très mal préservés. En revanche, au sein des horizons marneux l'abondance de ces formes n'est pas négligeable ("peu" à "commun", ROTH, comm. pers.) et leur préservation "modérée" à "faible". Est-ce le reflet d'une différence primaire de concentration comme elle existe dans les alternances marne-calcaire du Crétacé inférieur (COTILLON *et al.*, 1980) ? ou est-ce le résultat d'une destruction plus sévère dans les bancs ?.

De toute manière, même si les phénomènes de recristallisation sont importants, le fait qu'aucun nannograin par sa forme, ne semble pouvoir provenir de la fragmentation de nannofossiles, incite fortement à penser que le matériel micritique des bancs ne peut résulter d'une "pluie" d'éléments carbonatés d'origine planctonique. Nous sommes alors contraints d'envisager, comme l'a fait GAILLARD (1984a) à propos des calcaires fins de l'Oxfordien de la plate-forme jurassienne, un apport latéral de particules carbonatées biodétritiques à partir des zones plus internes (plate-forme centrale) où la production benthique est certainement plus élevée. Dans cette perspective, il serait important de contrôler la nature exacte des fines aiguilles carbonatées décelées en microscopie optique.

Les nombreuses semelles de bancs assez franches qui ont été observées tout au long de la série ardéchoise de l'Oxfordien (banc de l'unité 53; Bancs roux) pourraient correspondre à ces arrivées. Cette notion d'afflux latéral n'est absolument pas incompatible avec l'extension géographique très importante des bancs. Il peut être également l'expression indirecte de facteurs de contrôle plus généraux sur la sédimentation carbonatée dans son ensemble comprenant aussi celle des plates-formes.

1-4 Matière organique

L'analyse a été entreprise à l'aide du Rock-Eval (IFP) sur les échantillons provenant de la série oxfordienne (sondage S19). Le carbone organique total demeure en quantité très faible et n'excède pas 0,25%. Cette pauvreté interdit la reconnaissance de l'origine continentale ou marine de la matière organique. Il faut noter par ailleurs que la pyrolyse reste très faible en coincidence avec les produits lourds et une matière organique très dégradée.

Ces caractères ne se conforment pas à ceux de l'encalssant sédimentaire qui indiquent un environnement marin réducteur et calme. Ce défaut organique n'est peut-être que secondaire et conséquent de phénomènes de migrations.

2 - Organismes

2-1 Caractères généraux

Les sédiments renferment conjointement des restes et des traces d'organismes benthiques (endobiontes et épibiontes) et pélagiques. La présence des formes planctoniques en quantité non négligeable (protoglobigérines, radiolaires, Globochaete, possibles calcisphères, coccolithophoridés) révèle que la zone de sédimentation devait correspondre à un milieu marin franc nettement ouvert sur le large.

Deux faits saillants concernent les macroorganismes : la part considérable des ammonoïdes et l'absence des formes associées aux milieux peu profonds (bryozoaires, madréporaires). Les céphalopodes occupent 80 à 90% du cortège. Le reste de la macrofaune est représenté dans un ordre d'abondance décroissante par les crinoïdes, les brachiopodes, les spongiaires, les échinodermes eleutherozoaires, les gastéropodes et les bivalves.

L'étude respective des groupes, qualitative et quantitative, est susceptible de fournir des informations plus précises. Une bonne vision des milieux de dépôts pourra être acquise en superposant les différentes "fenêtres" environnementales fournies indépendamment par chacun.

2-2 Différents groupes

2-2-1 Nannofaune (examen : P.H. ROTH)

Les nannoorganismes calcaires ne sont pas rares au sein des horizons marneux de toute la succession oxfordienne étudiée. Ils ont livré un total de 14 espèces avec une moyenne de 7,5 par échantillon examiné. Ces nombres illustrent la relative diversité de ces formes oxfordiennes qui marque bien le caractère pélagique de l'environnement.

Les nannofossiles ont également été observés au sein des faciès marneux du Callovien inférieur (Couches de Naves, Couches des Vans) mais leur abondance ("peu" à "rare") et leur diversité (4 espèces par échantillon) semblent cependant nettement moindres que dans la série oxfordienne.

2-2-1 Microfaune

a - Ostracodes

Toujours présents mais en assez faible abondance, ils n'ont pas donné lieu à une étude spécifique et quantitative. Un examen d'ensemble a permis à ASCOLI (comm. orale) de remarquer la large dominance des petites formes suggérant un environnement relativement profond. Pour les spécimens issus de la base de l'unité 50a du Chenier (Terres Noires de l'Oxfordien inférieur), DONZE (comm. orale) note la dominance des Cytheridae de petite taille, la présence d'une forme proche du genre Tethysia et des Pontocyprilla. Il envisage en conséquence un milieu de dépôt de type néritique externe à une profondeur située entre 200 et 400 m. La diversité relativement élevée des formes semble exclure l'étage bathyal.

b - Foraminifères

b1 - Méthodes et techniques d'analyse

Des renseignements sur les paléoenvironnements sont susceptibles d'être livrés par l'évolution au cours du temps de la diversité générique de ces formes et par l'abondance relative des familles. Dans cet objectif, une étude verticale a été menée sur deux séries d'échantillons :

- l'une est issue de la succession callovo-oxfordienne ardéchoise au travers du sondage S19 (fig. 28). La faible quantité de marnes disponibles à la base des niveaux grumeleux (perte de carottage) a entraîné leur remplacement par les prélèvements effectués dans le Cordon grumeleux (Naves; fig. 4).
- l'autre, complémentaire, provient de la base de la série de type bassin (Ravin du Chenier, fig. 23). L'échantillonnage ne dépasse pas l'unité 52 à partir de laquelle les faciès peuvent être considérés comme uniformes dans tout le domaine vivaro-cévenol.

Les échantillons de marnes ou de calcaires argileux ont été lavés selon le processus suivant :

- séchage à l'étuve
- écrasement modéré
- addition d'eau chaude, d'une solution de miramine et d'une faible quantité de carbonate de sodium (48h)
- plaque chauffante et vibrante (1h)
- premier lavage à l'eau chaude sur tamis (100 µm)
- addition d'une solution alcoolique et passage aux ultra-sons (3 mn)
- lavage final

Les spécimens ont été triés et comptés ensuite de la manière suivante. Le résidu de lavage est homogénéisé et divisé à l'aide d'un "splitter". Une fraction obtenue est alors dispersée sur une cuvette de tri et les deux cents premiers spécimens ou fragments rencontrés sont obligatoirement collectés. Le nombre



d'arrêt de collecte (200) a été établi à la suite de quelques tests effectués sur l'apparition des nouveaux genres en fonction du nombre de spécimens rencontrés (courbe logarithmique). Les représentants planctoniques, lorsqu'ils sont présents, ont été traités indépendamment et de manière complémentaire (rapport planctoniques/benthiques).

b2 - Résultats (fig. 29)

Succession ardéchoise (A)

L'analyse des données révèle que la discontinuité callovo-oxfordienne coïncide avec un très net phénomène d'approfondissement (GRADSTEIN, com. pers.). La diversité très réduite, la très faible contribution des agglutinants (absence des Textulariidae) et la large domination des Spirillinidae sont très probablement la traduction d'un milieu peu profond (quelques dizaines de mètres). Au-dessus, la diversité est nettement plus élevée et l'association des foraminifères benthiques se conforme à un environnement de type néritique externe - talus épibathyal et correspond à une bathymétrie située entre 100 et 1000 m.

L'évolution de ce dernier paramètre vers le haut de la série est plus délicat à saisir. Cependant, nous noterons l'augmentation sensible de la diversité (l'échantillon S19-U60 ne doit pas être pris en compte car seulement 170 spécimens ont été collectés), la disparition des Involutinidae (Paalzowella) et l'apparition des genres Glomospirella (Ammodiscidae) et Ophthalmidium (Nubeculariidae) et enfin le meilleur équilibre quantitatif des familles. Ces observations tendent à exprimer un approfondissement sensible du milieu de dépôt au cours du temps. Il reste à apprécier l'influence exacte d'autres facteurs comme la vitesse de sédimentation qui augmente vers le haut.

Nous remarquerons enfin, l'absence des formes planctoniques dans les lits marneux des niveaux grumeleux de base alors que celles-ci abondent dans certains niveaux carbonatés et en particulier en association avec les encroûtements cryptalgaires. Aucun argument ne permet de savoir avec certitude s'il s'agit d'une différence primaire ou si celle-ci tient à un effet de préservation sélective.

Série de type bassin (B)

Quatre échantillons ont été étudiés dans les faciès argilo-marneux de l'Oxfordien basal (unités 50a et 5/0-1) de la coupe du Ravin du Chenier (fig. 23). Les données issues des unités médianes et supérieures de la succession ardéchoise leur ont été adjointes. Cette superposition permet d'obtenir une vision évolutive complète de la série oxfordienne étudiée.

Les associations relevées au Chenier indiquent également un environnement de type néritique externe - talus épibathyal plus profond que pour les faciès équivalents de type "Black Shales" connus en Allemagne, au Portugal ou encore sur les "Grand Banks" au large de Terre-Neuve (GRADSTEIN, com. pers.).

Les genres Epistomina et Globuligerina coexistent préférentiellement dans les couches d'argilites noires (CHE - Fm1 et Fm3). Cette même liaison avec le faciès et avec une sédimentation différentielle a également été notée par GRADSTEIN dans les régions citées ci-dessus. Le nombre trop restreint d'analyses et le lien avec la lithologie ne permettent pas dans ce cas d'apprécier l'éventuelle évolution bathymétrique (comblement, approfondissement ou équilibre) de la partie basale de la série.

De manière plus générale, si l'on se réfère au tableau comparatif établi par GRADSTEIN (1983), la présence de certains genres (possibles Rhizammima, Glomospirella, Bigenerina) et la rareté des Involutinidae dans les couches oxfordiennes de la bordure vivaro-cévenole leur confèrent une plus grande affinité avec le domaine "Abyssal-océanique" qu'avec le domaine "Superficiel-épicontinental" que distingue l'auteur.

Même si cette étude demeure relativement sommaire, elle atteste néanmoins sans conteste l'existence d'une phase d'approfondissement entre le Callovien inférieur et l'Oxfordien moyen et le développement postérieur d'une bathymétrie assez importante (quelques centaines de mètres). Une analyse verticale plus "serrée", plus étendue verticalement et plus fine au niveau de la diversité taxonomique permettrait sans doute de mieux apprécier l'évolution de la profondeur des milieux de dépôts de la série.

2-2-3 Macrofaune

a - Endofaune (succession ardéchoise)

a1 - Organismes perforants

Sur les quelques surfaces durcies du Cordon grumeleux, les perforations sont très occasionnelles et éparses et appartiennent à un seul type. L'ouverture en surface est circulaire et son diamètre avoisine 0,5 cm. En section, la hauteur de la loge en forme de bourse n'excède pas 2 cm. L'identité de l'organisme responsable demeure inconnue.

a2 - Organismes fousseurs

Le type de terrier bifurqué décrit dans les "mud-mounds" carbonatés du Cordon grumeleux n'a plus été observé dans les unités superposées (U52 à U63). Cependant, la densité des figures de bioturbation y conserve toute son importance et les traces relevées concernent aussi bien les interbanco marneux que les bancs calcaires. Cette relative abondance et cette constance requièrent un milieu bien approvisionné en matières nutritives organiques et non déficient en oxygène. L'homogénéité verticale, tant dans la nature que dans l'intensité apparente de la bioturbation, illustre bien le régime sédimentaire pélagique et régulier.

Plusieurs types de traces sont discernables et définissent une association pérenne. Le cortège est dominé par les terriers simples à développement horizontal et subhorizontal (incluant les traces correspondant aux figures en boucles) qui peuvent être sommairement rapportés au type "Planolites". L'ichnogène Chondrites est également très fréquent. Ces petits terriers cylindriques et ramifiés se localisent souvent préférentiellement à l'intérieur de terriers simples réalisant ainsi les "composite burrows" (CHAMBERLAIN, 1975).

Les Zoophycos demeurent occasionnels. Ces traces horizontales montrent l'emboîtement interne caractéristique de petits arcs alternativement sombres et clairs définissant les terriers imbriqués ("imbricate burrows"). Enfin, très exceptionnellement, se développent des terriers simples assez étroits (infracentimétriques) dans un plan essentiellement vertical sur les sections de carottes. Ils ne sont ni droits ni rectilignes.

Ces quatre types de traces peuvent se surimposer et définissent une séquence de bioturbation (fig. 43E) dans laquelle les Zoophycos interviennent en dernier. L'association Planolites - Chondrites - Zoophycos est courante dans les sédiments profonds. Elle a souvent été rencontrée dans les carottes des

sondages océaniques profonds réalisés dans les sédiments d'âge Crétacé à Actuel (SCHOLLE *et al.* 1983).

L'association reconnue s'intègre dans le "Deep-sea Ichnofacies" (EKDALE & BERGER, 1978). Dans la série étudiée, l'extrême rareté des terriers verticaux et la domination du type Planolites pourraient lui donner un caractère encore plus abyssal (SCHOLLE *et al.*, 1983). Ce cortège de traces se différencie nettement de ceux associés aux faciès pélagiques des plates-formes caractérisés par une plus grande diversité et comprenant d'autres formes comme Gyrolithes, Thalassinoïdes (SCHOLLE *et al.*, 1983).

Les figures de bioturbation des sédiments de la partie médiane et supérieure de la succession oxfordienne ardéchoise constituent les indices d'un milieu pélagique profond. Une telle activité semble d'après les résultats du D.S.D.P., particulièrement bien développée à des profondeurs de l'ordre de 3 à 4000 m (CHAMBERLAIN, 1975), ce qui paraît tout de même largement excessif pour le Jurassique épicontinental ardéchois.

b - Bivalves et gastéropodes

Les représentants de ces deux groupes restent exceptionnels. Pour les bivalves, seulement 5 exemplaires ont été dénombrés. Ils appartiennent à 2 ou 3 espèces dont une seule a été identifiée (Anisocardia campaniensis d'ORB. - Cordon grumeleux). Les gastéropodes présentent uniquement des formes de très petites tailles.

c - Spongiaires

Ils se rencontrent tout au long de la succession oxfordienne ardéchoise mais demeurent très occasionnels. Les spécimens sont généralement très mal conservés et souvent indéterminables. Toutes les formes sont des spongiaires siliceux et il existe un rapport de 1 lithistide pour 4 hexactinellides (20 spécimens récoltés). Cette faune possède ainsi un caractère "profond". Il existe, dans la nature actuelle, de très rares hexactinellides à faible profondeur. Ils se diversifient à partir de 100 m et vivent essentiellement entre 300 et 2000 m (SARA & VACELET, 1973). Les lithistides se rencontrent surtout sur les pentes du talus continental entre 100 et 300 m. L'association observée pourrait, d'après ces données, s'établir à partir de 100 m.

d - Brachiopodes

Ces organismes constituent une part non négligeable de la faune benthique en particulier au sein du Cordon grumeleux. Les genres Nucleata (Pygopidae), Septocurella ("Rhynchonellidae") et Antioptychina (Zeilleridae) forment une association typique du domaine mésogéen. Ce caractère est bien mis en relief par l'abondance des Nucleata qui sont, au Jurassique supérieur, répartis sur toute l'aire périméditerranéenne de l'Espagne (zone subbétique) à la Pologne méridionale (BOULLIER, comm. pers.).

Il est admis que les représentants de la famille des Pygopidae (térébratules à coquille sulquée) sont liés à des environnements très calmes. Il est remarquable, de constater ici que ces organismes, appartenant à trois familles distinctes, offrent une grande analogie morphologique qui se concrétise par une petite taille, une forme aplatie et un bord antérieur élargi et sulqué (la commissure montre un sillon prononcé). Cet acquis traduit probablement une même adaptation à un environnement de fond mou, pauvre en oxygène et marqué par des conditions écologiques très particulières (BOULLIER, comm. pers.). Enfin, notons que ces organismes suspensivores ne pouvaient tolérer qu'une turbidité très modérée.

e - Echinodermes

e1 - Eleutherozoaires

Les échinides sont très peu abondants. Quelques uns, de très petites formes "régulières" (Pleurodiadema stutzi de LORIOU ; Aplodiadema langi DESOR), se rencontrent au sein du Cordon grumeleux. Les oursins irréguliers demeurent exceptionnels dans la succession oxfordienne de la bordure (4 exemplaires appartenant tous à l'espèce Cyclolampas voltzi AGASSIZ). Selon CLAVEL (com. pers.), les échinides collectés représentent des formes typiques des milieux épibathyaux du Jurassique supérieur.

Dans tous les lavages effectués, il est possible de recenser, par leurs pièces squelettiques, les astérides, les holothurides et les ophiurides.

e2 - Crinoïdes

Tout au long de la succession oxfordienne ardéchoise et en particulier dans le Cordon grumeleux, des éléments de crinoïdes se rencontrent assez fréquemment. Ces organismes sont dominants au sein du groupe des suspensivores. Ils se présentent sous la forme de fragments de pédoncules dont le degré de dissociation paraît assez faible (jusqu'à 11 columnales en connection) marquant leur caractère autochtone. Dans la nature actuelle, ces organismes sont le plus souvent rhéophiles et efficacement adaptés à filtrer la nourriture en suspension dans les courants laminaires lents et réguliers et dont la vitesse n'excède pas 25-30 cm/s (ROUX, 1980).

Ces formes présentent une très faible diversité. Une seule espèce, qui appartient au genre Balanocrinus, a été rencontrée. Les conditions du milieu n'ont autorisé aucune diversification spécifique. Seuls les organismes à stratégie opportuniste ont pu coloniser cet environnement. L'installation a certainement été contrôlée par la nature du substratum, la disponibilité des ressources nutritionnelles et, de manière plus générale, par la profondeur.

Selon ROUX (1979), l'idée que les crinoïdes pédonculés actuels sont les "fossiles vivants" réfugiés dans les grands fonds apparaît comme une notion erronée. Selon cet auteur, tout porte à croire que ces organismes n'ont pas changé de biotope depuis le Mésozoïque. La bathymétrie optimale à leur développement a dû toujours correspondre à l'intervalle 200-1000 m et c'est à partir des biotopes épibathyaux que les formes pédonculées paraissent avoir conquis à diverses périodes d'autres domaines plus superficiels.

Dans la nature actuelle, les crinoïdes pédonculés suivent, en fonction de la bathymétrie, une distribution bimodale (ROUX, 1982 ; BOURSEAU & ROUX, 1985). La première strate se situe entre 200 et 600 m et voit les Pentacrinidae se diversifier de façon remarquable. Le second mode entre 1500 et 3000 m marque le domaine de diversification d'autres groupes (Bourqueticrinina, Hyocrinidae). Entre 600 m et 1500 m, la diversité spécifique reste toujours faible mais l'abondance absolue peut être relativement élevée. Des "prairies" à crinoïdes peuvent s'installer, constituées d'espèces opportunistes.

Au sein des Pentacrinidae, la sous-famille des Balanocrinidae est représentée dans la nature actuelle par le genre monospécifique Hypalocrinus naresianus CARPENTER ressemblant étroitement au genre Balanocrinus de LORIOU (ROUX, 1978 ; BOURSEAU & ROUX, à paraître). Dans la distribution bathymétrique envisagée précédemment, Hypalocrinus occupe constamment la partie basse de l'intervalle de distribution des Pentacrinidae. L'espèce a été récoltée dans différentes stations à des profondeurs allant de 620 à 2450 m (BOURSEAU & ROUX, 1985). Elle est toujours représentée par un grand nombre d'individus (stratégie opportuniste).

Les Eugeniocrinidae et les Phyllocrinidae (Cyrtocrinida) font totalement défaut dans les faciès oxfordiens ardéchois. Ces groupes, qui présentent certaines analogies avec les Hyocrinidae actuels, s'associent par contre avec les Balanocrinus au sein de certains gisements subcontemporains des Terres Noires du bassin dauphinois (BOURSEAU, comm. orale). Ce fait nous incite à penser que la présence exclusive des Balanocrinus au sein du Cordon grumeleux sur la bordure, marquerait plutôt la partie la moins profonde de l'intervalle bathymétrique envisagé pour ce genre (autour de 600 m).

Les lentilles à entroques qui tapissent la surface du Niveau rognonneux dans le ravin du Chenier méritent une attention particulière. Le non classement des éléments, la coexistence des pièces des pédoncules et des bras et la conservation des articles colonnaires en connection (jusqu'à 7) semblent attester la subautochtonie des crinoïdes. Les représentants sont les pentacrines étoilées possédant des zones radiales relativement acutes. Dans la nature actuelle, le pic de la strate des pentacrines est situé à environ 300 m. Néanmoins, celui-ci correspond à des formes dont la section du pédoncule toujours pentagonale est plus trappue. Les formes plus étoilées se développent préférentiellement à des profondeurs moindres (200-300 m) (ROUX & BOURSEAU, comptes rendus en cours).

f - Céphalopodes

f1 - Ammonoïdes

Le caractère le plus frappant est la part tout à fait considérable que prennent ces organismes au sein des faciès grumeleux ardéchois. Les paléomilleux marins marqués par une telle prédominance connaissent une profondeur minimale avoisinant la centaine de mètres d'après les diagrammes comparatifs établis par ZIEGLER (1967). Les faunes rencontrées portent un caractère très "téthysien" bien souligné par la présence des Phylloceratidae, Taramelliceratinae et Lissoceratinae.

La richesse des gisements a permis de construire les spectres fauniques successifs (abondance relative des différentes familles) le long d'une seule coupe (L'Habitarelle) (fig. 30). Il faut noter à ce propos que le recensement des formes a été effectué sur la tranche des bancs. Ce mode de comptage majoré artificiellement la proportion des organismes de plus grande taille (Dichotomoceras et Phylloceratidae aux dépens des Oppeliidae dans le Cordon noduleux). Ces diagrammes demeurent néanmoins très indicatifs.

Si l'on se réfère aux spectres dressés par ZIEGLER (1967), les associations reconnues dans la succession ardéchoise oxfordienne correspondent à des environnements situés entre 200 et 500 m. Les indications bathymétriques n'ont pas de valeur absolue car elles sont déjà déduites. Elles doivent être considérées comme des estimations relatives.

Dans les niveaux grumeleux de base (A à D, fig. 30), la part encore importante des Oppeliidae et la relative discrétion des Phylloceratidae s'accordent avec la partie haute de l'intervalle envisagé (200-300 m). Les diagrammes supérieurs

(E à I, fig. 30) (unités 53 et 60) expriment le net déclin des Oppeliidae et l'avènement des Phylloceratidae semblant correspondre à une tranche bathymétrique plus basse (300-500 m). Au sein du Cordon noduleux, l'épisode coïncidant avec la quasi-exclusivité des Phylloceratidae (près de 90%) peut être plus directement associé à une modification plus brutale des conditions abiotiques du milieu. Ce type de peuplement déséquilibré pourrait être relatif à une configuration particulière du bassin entravant la dispersion des groupes d'Ammonotina mais cette solution ne rend pas compte du caractère brusque et éphémère de cette surabondance.

Notons par ailleurs que les aptychus sont présents de manière relativement abondante tout au long de la série aussi bien dans les faciès de bordure que de bassin.

f2 - Belemnites

Ces organismes demeurent relativement fréquents tout au long de la série oxfordienne. Quantitativement, les Duvaliidae (genres Duvalia et Rhopaloteuthys) qui sont les formes typiquement mésogéennes, s'équilibrent parfaitement avec les Hibolitidae (rapport établi à partir de 60 exemplaires déterminés).

Chacun des groupes fournit des informations qui seront reprises dans une synthèse plus générale (chapitre VI). Il faut retenir dans l'immédiat l'appartenance nette de la bordure vivaro-cévenole à la province biogéographique de la Mésogée et le fait que les associations des organismes indiquent des milieux de sédimentation très externes et assez profonds. Il paraît alors intéressant de confronter les données paléoécologiques respectivement enregistrées sur la bordure et au sein des faciès "équivalents" de la plate-forme jurassienne.

2-3 Comparaison des composants fauniques du Cordon grumeleux et des Couches du Birmensdorf (Oxfordien moyen - Jura méridional)

GAILLARD (1984a) a dressé un inventaire très précis des organismes et de leurs relations lors d'une étude paléoécologique menée sur les biohermes à spongiaires qui envahissent les Couches de Birmensdorf. Celles-ci se composent fondamentalement d'une alternance de marnes et de calcaires fins et les biohermes, qui coïncident avec un développement important des stromatolites, apparaissent à la base de la zone à Transversarium. Cette subcontemporanéité renforce l'intérêt de la comparaison.

L'éventail macrofaunique relatif aux biohermes est ici largement dominé par les spongiaires qui ne laissent qu'une étroite place dans un ordre d'importance décroissante aux céphalopodes, brachiopodes, échinides, bivalves et gastéropodes.

Outre la différence frappante dans le découpage et l'occupation du spectre, plusieurs groupes considérés séparément montrent dans leur composition spécifique et dans leur diversité des différences qui méritent une attention particulière.

2-3-1 Spongiaires et épifaune

La spongiafaune est également exclusivement siliceuse et se caractérise par un rapport lithistides/hexaménilles identique. Nous noterons, dans la succession oxfordienne ardéchoise, l'"abondance" de la forme (?) Cavispongia cylindrata très rare dans le Jura. D'autre part, la face inférieure des spécimens du Jura est constamment envahie par des épizoaires (serpules, bryozoaires, brachiopodes). Cette colonisation préférentielle a été interprétée par GAILLARD (1984) comme la manifestation d'une réaction sciaphile. Cette épifaune n'existe pas sur les spongiaires (ou autre forme benthique) de la bordure ardéchoise. Seules quelques serpules ont été observées. Cette "sélection" s'accorde avec le schéma comparatif établi par GAILLARD (1984a, fig. 96) dans lequel ce groupe domine la faune encroûtante des spongiaires dans les faciès les plus profonds.

2-3-2 Ammonolides

Les Oppellidae et surtout les Perisphinctidae présentent une abondance relative beaucoup plus élevée dans les Couches de Birmensdorf tandis que les Phylloceratidae sont très accessoires (GAILLARD, p. 229). S'appuyant sur les schémas de ZIEGLER (1967), cette différence de composition est le signe, pour les faciès du Jura, d'une profondeur moindre de dépôt.

2-3-3 Brachiopodes et bivalves

Ces deux groupes révèlent une diversité générique beaucoup plus élevée dans les Couches du Jura. Les rapports s'établissent à 11 contre 4 pour les brachiopodes et à 19 (comprenant ceux associés aux spongiaires siliceux de la zone à Bimammatum) contre 3 pour les bivalves.

2-3-4 Foraminifères

Outre le développement majeur de la microfaune sessile (Nubéculaires) en relation étroite avec les encroûtements stromatolitiques dans les biohermes à spongiaires, nous noterons également un rapport Spirillinidae + Involutinidae / agglutinants beaucoup plus élevé.

2-3-5 Ichnofossiles

Nous retiendrons la présence, distinctive, en association avec les Chondrites et les terriers de type A (GAILLARD, p. 298), de l'ichnogenre Thalassinoides qui n'a pas été observé dans les sédiments ardéchois.

Tous les éléments de cette confrontation confortent assurément la suggestion de GAILLARD (1984a, p. 274) selon laquelle les faciès grumeleux à céphalopodes ceinturant le bassin dauphinois ont pris naissance dans les environnements plus externes et plus profonds que ceux associés aux biohermes à spongiaires. Cette évolution latérale semble pouvoir être précisée. Les faciès construits à spongiaires situés sur la bordure de la plate-forme font place vers l'extérieur à des faciès grumeleux stratifiés. Nous y assistons à la régression notable des spongiaires au profit des céphalopodes qui voient eux-mêmes l'importance des Perisphinctidae diminuer et réciproquement les Oppellidae augmenter.

A l'opposé, sur la bordure vivaro-cévenole, le faciès basal du Cordon grumeleux se transforme vers le Nord (Chateaubourg - Les Ollières) en un "faciès grumeleux à spongiaires" dont la singularité avait bien été notée par SAYN & ROMAN (1930). Il occupe en fait une position plus interne par rapport à l'axe d'allongement de la bordure et il révèle un caractère mixte. Même si les "mud-mounds" et les mamelons stromatolitiques se développent encore et si les

céphalopodes sont encore dominants, les spongiaires sont dorénavant assez abondants. Il apparaît donc très séduisant de "juxtaposer" ce palier à celui supportant les faciès stratifiés du Jura et de tracer un profil bathymétrique parallèle à l'évolution du rapport quantitatif spongiaires /céphalopodes.

GAILLARD admet que les biohermes à spongiaires se sont édifiés à une profondeur moyenne d'une centaine de mètres dans les conditions d'éclairement limite (zone euphotique profonde à oligophotique). La comparaison effectuée a permis d'établir un modèle fiable d'approfondissement. Celui-ci met bien l'accent sur le problème de la possibilité du développement des stromatolites de la bordure ardéchoise sur un fond sédimentaire non éclairé. Ce fait est conforme à l'absence de l'épifaune sciaphile.

2-4 Stromatolites, éclairement et profondeur

La reconnaissance de stromatolites tapissant le fond de cavités et le mode de nutrition chemoautolithotrophe plausible à partir des quelques données géochimiques disponibles, laissent supposer que les structures stromatolitiques des faciès ardéchois étaient totalement indépendantes de la lumière. Les stromatolites marins se développent de manière très spectaculaire dans les milieux superficiels et en particulier dans les domaines intertidaux. Il est conjointement admis (MONTY, 1977) que certaines de ces structures sont d'origine cyanobactérienne et bactérienne et qu'elles sont aptes à se former à toute profondeur. Ces microorganismes seraient même engagés dans la formation de nodules de manganèse océaniques (MONTY, 1973). Récemment, des "microbial mats" croissant dans l'obscurité totale, ont été observés à une profondeur d'un à deux milliers de mètres. Dans le bassin de Guaymas (golfe de Californie ; GRASSLE, 1984), ces tumulus assez bas sont associés à des sources hydrothermales chaudes et contiennent des bactéries chemoautolithotrophes oxydant les sulfures (JANNASH, 1984). Au pied de l'Escarpement de Floride (PAULL *et al.*, 1984), ils sont liés à des percolations froides émanant des falaises calcaires sous-marines adjacentes et véhiculant différents composés et éléments chimiques (H₂S, Fe, Mn, NH₄...).

Dans ce contexte, notons que de manière contemporaine (zone à Plicatilis ; BOURSEAU, 1977) à la croissance des colonnes stromatolitiques sur la bordure vivaro-cévenole, des masses carbonatées ont pris naissance dans le bassin dauphinois. Elles sont très vraisemblablement relatives à des manifestations hydrothermales (GAILLARD *et al.*, 1985).

Ces considérations et ces comparaisons, sans donner d'indication précise, permettent d'envisager raisonnablement l'hypothèse selon laquelle les encroûtements des faciès grumeleux à céphalopodes ont pu croître dans une obscurité totale à des profondeurs relativement importantes.

3 - Texture des sédiments

Aucune texture grainstone n'a été observée et le type mudstone est de loin le plus répandu. Les bioclastes et les grains carbonatés sont parfois très dispersés et ne composent qu'une fraction très réduite (1 à 3%) du faciès. Ce type de microfaciès ainsi que la disposition très régulière des bancs et des interbancs caractérisent les dépôts de fines particules en milieu de très basse énergie. Ils se conforment à un environnement subtidal en-dessous de la limite d'action des vagues dont, à titre indicatif, la valeur moyenne admise se situe environ à -50 m. Le milieu est de plus complètement épargné par les agitations plus fortes et exceptionnelles (tempêtes) dont l'influence pourrait se manifester jusqu'à une centaine de mètres de profondeur.

Les textures wackestones observées à la base de la succession oxfordienne ardéchoise, en particulier en association avec les encroûtements cryptalgaires, ne traduisent pas nécessairement une augmentation relative de l'énergie du milieu mais relèvent peut-être d'une production primaire accrue.

4 - Figures sédimentaires

4-1 Oncolites et lamines

Les corps oncolitiques qui se différencient notamment dans les niveaux grumeleux de base (U51-U52) possèdent une taille assez importante (centimétrique). Leur remaniement semble impliquer les courants dont la forte puissance serait inconciliable avec la stratification alternée et régulière reconnue dès la base des Calcaires grumeleux compacts. Celle-ci est de plus très homogène latéralement même si en quelques points (secteur du col de l'Escrinet), les figures de ravinements existent à ce niveau.

Ce paradoxe peut être annulé en considérant la structure même des oncolites. En effet, le nombre de liserés enveloppants est réduit le plus souvent à 2 ou 3 et leur recouvrement n'est fréquemment que partiel. Leur genèse ne nécessite donc pas un remaniement long et multiple. Il suffit d'envisager l'action de lents courants assez pérennes pour affouiller la base des corps provoquant leur propre basculement. Ce même processus peut être envisagé pour expliquer, avec la bioturbation, la disposition dans les plans pluridirectionnels des moules d'ammonitides. D'autre part, la trame organique des oncolites pourrait très bien par son rôle de liant leur donner une cohérence relative permettant par là même de conserver une faible densité facilitant leur transport. Ainsi, il ne semble absolument pas plausible de corrélérer directement la présence des oncolites à une augmentation significative de l'énergie du milieu.

De très fines lamines à texture packstone se développent très fréquemment dans les calcaires argileux de l'unité 5/0-1 (fig. 45F) du domaine externe de type bassin (Brougnac). Des lamines millimétriques et des lits centimétriques sont beaucoup plus occasionnels dans la succession oxfordienne ardéchoise (S19) et coïncident avec une concentration de granules carbonatés banaux. Le transport de ces éléments et le vannage conjoint de la micrite témoignent de l'activité de lents courants sur le fond. Celle-ci a été envisagée comme intervenant dans la genèse des textures noduleuses (chap. III).

4-2 Discontinuités sédimentaires

4-2-1 Niveau rognonneux et surface d'arrêt de sédimentation (niv. 47)

Ce niveau connaît une très large extension et sa surface, même si elle est légèrement bosselée et tronque quelques ammonites, ne montre pas de figure d'érosion majeure (larges ravinements). Aucune faune callovienne remaniée dans les niveaux oxfordiens immédiatement superposés n'a été observée. Par contre, la présence de toute une sous-zone d'ammonites (ELMI, comm. orale) en quelques centimètres et la concentration de glauconie illustrent l'extrême condensation sédimentaire associée à ce niveau. Ces observations convergent pour relier la discontinuité à une simple omission sédimentaire. Le défaut de sédiments et /ou de développement de courants néphéloïdes qui engendrent un phénomène de dereption sédimentaire (BARUSSEAU & VANNEY, 1977), pourraient être responsables de cette lacune.

L'autre caractère le plus frappant est l'absence, malgré un temps d'exposition apparemment très long, de toute forme macrobiologique encroûtante ou perforante

(Bivalves...). Est-ce justement l'illustration du défaut de lithification de cette surface ou ce quasi désert biologique ne coïncide-t-il pas avec les "hard-grounds" jurassiques des plates-formes profondes dont FURSICH (1979) ne fait que soupçonner l'existence ?.

4-2-2 Surfaces durcies du Cordon grumeleux

Elles sont préférentiellement associées aux "mud-mounds" et leur extension latérale est limitée. Elles sont également dépourvues de toute macrofaune encroûtante et ne montrent que de très rares perforations. Ces caractères étayent la deuxième hypothèse émise précédemment à propos de la surface du Niveau rognonneux.

4-3 Déformations sédimentaires et turbidites

Le Niveau rognonneux montre les déformations consécutives à des déplacements gravitaires mais uniquement dans les zones charnières (Ravin du Chenier, Vinçonnet) assurant le passage du domaine ardéchois au bassin.

Au sein du Cordon grumeleux, les bancs liés latéralement aux "mud-mounds" sont déformés en plis enroulés (L'Habitarelle) (fig. 41B) ou montrent encore des figures de redressement en "accent circonflexe" (Charray). Ces structures résultent de glissements très limités. L'emboutissage du "mud-mound" dans ses deux bancs latéraux (fig. 20B) illustre également de légers déplacements subhorizontaux.

Même déclenchés, ces mouvements avortent très rapidement et témoignent bien de l'extrême douceur des pentes sédimentaires associées aux faciès grumeleux. Dans ce contexte, notons que les colonnettes stromatolitiques ont toujours été observées dans leur position verticale primaire.

Des structures de déformations engageant des volumes sédimentaires plus importants n'ont été enregistrées qu'à Uzer où elles affectent l'unité 52 et la base de l'unité 53 et au Ravin du Chenier où elles concernent un faisceau de la base de l'unité 5/0-1. Si l'on se rapporte à la superficie totale parcourue sur la bordure et au nombre très élevé des points d'observation, ces niveaux glissés ("slumps") n'ont qu'un caractère très accessoire. Ils existent mais sont simplement liés à des exagérations limitées dans le temps et dans l'espace d'une topographie sous-marine généralement très régulière.

A Cazalet près de St Hippolyte-du-Fort, un banc assez épais (0,3 m) qui se marque par sa patine rouille, son aspect grossier et une semelle très nette, s'intercale dans l'unité 53. Il s'agit d'un calcaire packstone à péloïdes, bioclâstes et grains de glauconie (fig. 45G). Il montre de fines laminations obliques et représente très probablement une turbidite. Sa présence illustre bien la position "basse" de l'aire de sédimentation des alternances marne-calcaire.

A propos des coulées gravitaires, il faut souligner que toute remobilisation et distribution tardive des grumeaux par ce processus ne peut être une règle. Elle entrerait en contradiction totale avec la rythmicité des dépôts alternants qui s'avère identique sur les quelques 150 km² de la bordure et ce même de part et d'autre des axes résistants (Escrinet - chapitre II). De plus, un tel type de transport devrait permettre le transfert des éléments à partir des bordures jusque dans les zones externes en contre-bas où ils devraient se concentrer au moins sporadiquement. Il n'en est rien et les grumeaux font totalement défaut sur la partie médiane et supérieure des calcaires argileux laminés qui constituent

l'équivalent latéral des couches du Cordon grumeleux. La répartition de grumeaux tient plus à la capacité de production des zones qu'à leur remobilisation tardive.

C - Environnements et leur(s) évolution(s)

Les compositions fauniques reconnues démontrent que tous les faciès étudiés du Callovien et de l'Oxfordien ont pris naissance dans un milieu ouvert de mer franche. Le Cordon grumeleux représente la partie qui a fait l'objet des investigations les plus longues et coïncide avec une concentration d'organismes. Il servira en quelque sorte de point de base et de référence lors des estimations bathymétriques évolutives.

1 - Cordon grumeleux : caractères du milieu de dépôt

1-1 Paramètres abiotiques

1-1-1 Oxygénation des fonds

Une macrofaune benthique peu abondante, l'adaptation morphofonctionnelle que présentent les brachiopodes et la réduction du fer laissent fortement envisager que les eaux du fond n'étaient que faiblement ou modérément oxygénées.

1-1-2 Hydrodynamisme et turbidité

Le sédiment témoigne de la très faible énergie du milieu et les crinoïdes illustrent le balayage des fonds par les courants lents et réguliers. La naissance des surfaces durcies et la formation des structures oncolitiques ne sont, comme nous l'avons vu, absolument pas contradictoires avec un tel régime hydrodynamique. La faune suspensivore est incompatible avec une trop grande charge particulaire des eaux et semble ainsi exclure une très forte turbidité.

1-1-3 Eclaircissement

Aucun indice ne permet d'affirmer que le fond recevait des rayons photiques. Par comparaison avec le milieu des biohermes à spongiaires, l'éclaircissement peut être considéré comme très réduit (zone oligophotique) ou nul (obscurité totale). Il ne constitue pas un facteur limitant au développement des structures cryptalgaires.

1-2 Paléogéographie

1-2-1 Eloignement du littoral

Aucune influence continentale n'a été décelée dans les sédiments. L'absence de terrigène grossier et la faible quantité générale des apports excluent la proximité immédiate de terres émergées. Dans sa synthèse (1977), le G.F.E.J. admet à l'Oxfordien moyen la submersion totale de la plate-forme centrale. Ceci conduit à nous interroger sur le(s) lieu(x) d'origine des argiles héritées présentes dans les sédiments ardéchois.

1-2-2 Intervalle bathymétrique

Les informations livrées par les sédiments, les organismes et les conclusions tirées de l'analyse comparative indiquent avec certitude une profondeur initiale de dépôt sous les 100 m.

La limite vers le bas est plus délicate à préciser. Elle correspond à 1000 m selon les foraminifères, à 1500 m selon les crinoïdes, à la P.C.A. d'après les ammonoïdes et à plusieurs milliers de mètres d'après les traces de bioturbation.

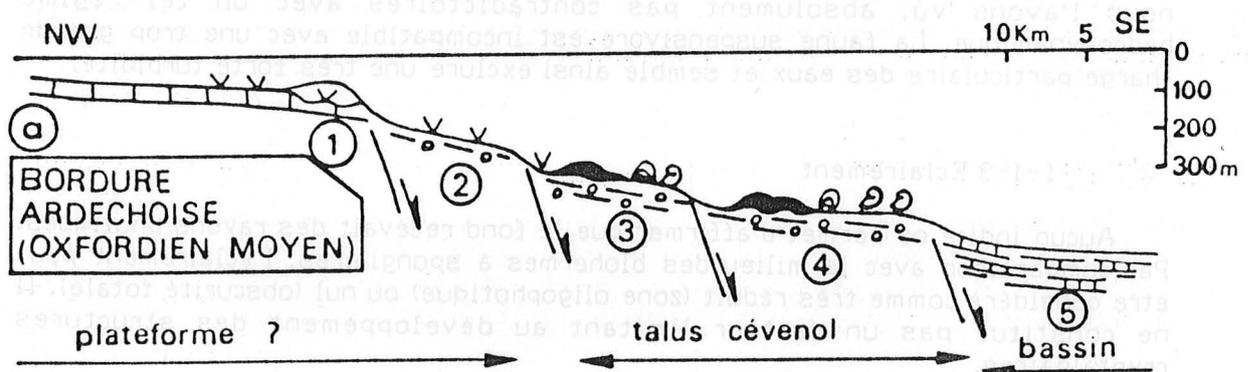
L'intervalle bathymétrique certain correspondant au Cordon grumeleux est donc assez large : 100-1000 m. Si l'on superpose les différentes gammes de répartition et si l'on tient compte de la relative "proximité" en amont des biohermes à spongiaires, la tranche 200-600 m avec une valeur médiane indicative de 400 m apparaissent les plus probables pour l'unité 51.

1-2-3 Morphologie des fonds

Sur la bordure, la relative homogénéité latérale des sous-unités du Cordon grumeleux et la timidité des glissements sédimentaires laissent entrevoir un fond horizontal ou très faiblement incliné et seulement marqué par quelques larges bombements de hauteur décimétrique qui correspondent aux "mud-mounds" carbonatés et aux biostromes à colonnettes stromatolitiques.

En direction du bassin, les épandages turbiditiques et les "slumps" ne se développent pas ou mal au sein des couches immédiatement adjacentes aux Cordon grumeleux. Ainsi, il est fort probable que le bord externe du plateau sous-marin supportant les couches grumeleuses et qui coïncide avec la charnière paléotectonique ne devait pas être marqué par un talus très proéminent.

1-2-4 Profil-modèle du talus vivaro-cévenol



Bordure ardéchoise. 1 = biohermes à spongiaires en bordure de plate-forme ; 2 = faciès grumeleux stratifié, à spongiaires et à céphalopodes ; 3 = mud-mounds, céphalopodes et spongiaires (Châteaubourg) ; 4 = faciès grumeleux à mud-mounds, céphalopodes et structures cryptalgaires ; 5 = alternances marne calcaire .

Fig. E: Profil restitué de la marge vivaro-cévenole.

Ce profil idéal est obtenu en juxtaposant les domaines jurassien et ardéchois. Il montre une succession de plateaux suspendus et étroits qui permettent une descente assez rapide vers le bassin.

Cette reconstitution illustre bien le fait que les faciès grumeleux à céphalopodes du bassin du Sud-Est ne représentent pas des hauts-fonds. Même s'ils ne correspondent pas strictement à des pentes sédimentaires, ils s'inscrivent dans le talus assurant la liaison entre la plate-forme et le bassin.

Ce profil montre une remarquable convergence avec un modèle disponible dans la nature actuelle au large des Bahamas (MULLINS *et al.*, 1980). Au pied de la plate-forme carbonatée, se succèdent sans rupture de pente, différents types de fonds sédimentaires vers le large. Des surfaces durcies s'étendent jusqu'à une profondeur de 375 m. Elles font place à une aire où les unités de calcaires noduleux s'intercalent dans les boues carbonatées dont une grande fraction est issue de la plate-forme superficielle en amont. Viennent enfin, à partir d'une profondeur de 500 m, les fonds boueux ("soft-grounds").

2 - Trilogie callovienne : paléoenvironnements associés

Les faciès du Callovien inférieur renferment du nanoplancton, des bivalves pélagiques (filaments) et des ammonoïdes (dominance des *Oppellidae* dans les Couches de Naves, ELMI, 1985b). Ces formes sont les indices d'un milieu marin ouvert sur le large.

La certaine régularité des dépôts alternants marne-calcaire (Couches des Vans et Couches des Assions) et la texture des sédiments sont par ailleurs les témoins de la "quiétude" de l'environnement (zone subtidale inférieure). Des lentilles à hexactinellides sont présentes au Ravin du Chenier (ELMI, 1967) mais la trop faible diversité de la faune de foraminifères (fig. 29) semble en revanche limiter la profondeur du milieu de dépôt à quelques dizaines de mètres.

ELMI (comm. orale) note l'apparition des pectinidés lisses dans les Couches des Assions et pense que le milieu de dépôt devient moins profond vers le haut de la trilogie. Aucun argument déterminant n'est cependant disponible pour reconnaître une évolution bathymétrique au travers de cet enchaînement vertical et continu d'un terme marneux (Couches de Naves), alternant (Couches des Vans) et calcaires (Couches des Assions).

La même dérive existe dans le bassin rhodanien à la base du membre supérieur des Terres Noires (ARTRU, 1972). Dans la région de Buis et de Nyons, dans la partie basale de ce membre, se différencie un ressaut carbonaté, équivalent des Plaquettes calloviennes, qui contient une faune d'ammonites (rapportée par ARTRU) identique à celle des Couches des Assions (hor. à *Posteriorium*). Ce terme fait suite aux Marnes argileuses intermédiaires qui apparaissent comme l'équivalent strict des Couches de Naves. Ainsi, l'enrichissement en carbonate du sommet du Callovien inférieur sur la bordure ardéchoise peut être considéré comme le retentissement d'un phénomène général affectant tout le bassin. Il n'est pas nécessaire de corréliser cette dérive avec un effet de comblement local.

Une profondeur moyenne de dépôt d'environ 100 m peut être suggérée pour l'ensemble de la trilogie. Un comblement s'opérant entre les Couches de Naves et les Couches des Assions (- 150 m à -50 m) ne peut être exclu.

3 - Approfondissement callovo-oxfordien

Les estimations précédentes indiquent qu'un approfondissement notable (100 à 400 m) s'est déroulé entre la partie terminale du Callovien inférieur et l'Oxfordien moyen dans le domaine ardéchois. Les mouvements eustatiques ne permettent pas d'en rendre compte. Les courbes établies par VAIL *et al.* (1977) et HALLAM (1978) indiquent respectivement pour cet intervalle de temps une faible

transgression (élévation d'environ 50 m du niveau marin) et des variations sensibles au bilan nul.

L'enfoncement du milieu de dépôt coïncide avec l'importante condensation des termes du Callovien moyen et avec l'absence ou l'extrême réduction des faciès du Callovien supérieur et de l'Oxfordien inférieur. Plusieurs types de relations peuvent à priori exister entre la discontinuité et l'approfondissement et il semble très logique en tout cas d'associer la condensation et la lacune au même phénomène.

a - La condensation et la lacune sont relatives au caractère très superficiel du milieu marin puis un brutal affaissement du tréfonds d'origine tectonique intervient. La présence des pleurotomaires, des brachiopodes, de la glauconie... dans le Niveau rognonneux ne traduisent pas nécessairement la réduction de la profondeur du milieu de dépôt par rapport à celle de la trilogie callovienne sous-jacente. Ces apparitions peuvent être dues à la modification de la nature du substrat et de la vitesse de sédimentation.

Le Niveau rognonneux et sa surface ne montrent aucune figure de haute énergie et les caractéristiques biologiques de cette dernière ne se conforment absolument pas à celles des "hard-grounds" jurassiques qui se rencontrent dans le domaine de type "submarine shoal" et "offshore shallow shelf" (FURSICH, 1979). D'autre part la glauconie, qui se concentre dans ce niveau, possède une répartition bathymétrique (120-400 m) qui s'intègre parfaitement dans l'intervalle d'approfondissement établi (? 100-400 m). Enfin, ce même niveau peut supporter des crinoides qui indiquent également une profondeur intermédiaire de 200-300 m. Ces observations plaident très fortement en faveur d'un enfoncement progressif et permettent de réfuter cette première hypothèse.

b - La discontinuité est la conséquence de l'enfoncement. La subsidence s'accélère alors brutalement au Callovien moyen. La lacune sédimentaire est engendrée par l'instabilité tectonique (secousses sismiques), la naissance de pentes et l'instauration de courants bordiers. Un tel processus envisagé par BOURBON (1980) sur le domaine briançonnais paraît néanmoins difficile à retenir dans notre cas. La constance du Niveau rognonneux, l'absence d'indices d'érosions majeures et la faible intensité, le nombre réduit et la restriction à la zone charnière des témoins de glissements, semblent exclure la notion d'instabilité sédimentaire. De plus, la persistance durant plusieurs millions d'années de courants dont la puissance demeure à peu près constante (empêchant tout dépôt mais n'ayant aucune action érosive) est difficilement concevable.

c - Une rupture dans les apports sédimentaires est la cause de l'approfondissement. Le hiatus correspond à un défaut primaire de sédiment et l'absence de comblement conduit, conjointement à une subsidence continue, à un approfondissement du plancher sous-marin.

Ce simple enfoncement rend bien compte de l'uniformité latérale des enregistrements sédimentaires associés à cette période. Cette crise sédimentaire pourrait être liée à la diminution de l'abondance des filaments qui s'amorce dans les niveaux condensés du Callovien moyen et être aussi la conséquence, avec une certaine latence, du recouvrement des continents par la transgression majeure du Callovien inférieur. Ce mode de contrôle associé à la productivité ou/et directement à l'eustatisme se conforme, davantage qu'un à-coup tectonique, à l'extrême étendue géographique de la discontinuité callovo-oxfordienne. Elle est reconnue dans toute l'Europe et se développe en particulier de manière synchrone sur la ride tridentine (CLARI *et al.*, 1984).

Dans cette hypothèse, nous devons contrôler si les estimations bathymétriques réalisées sont compatibles avec un taux de subsidence constant. La série marno-calcaire du Callovien inférieur sur le domaine ardéchois peut atteindre une épaisseur d'environ 100 m (région de Vesseaux ; ELMI, 1967). Si l'on admet une puissance équilibrée entre les marnes et les calcaires argileux et un recouvrement total de 2000 m (COTILLON & BUSNARDO, 1984), qui provoque une perte de porosité respective d'environ 80% et 50% (BRUNET, 1984), nous déduisons un dépôt total correspondant de 275 m de boue. Par ailleurs, les données sédimentaires nous conduisent à envisager soit un remplissage à profondeur constante (100 m) soit un comblement (150-50 m). Prenant en compte une élévation eustatique de 100 m (VAIL *et al.*, 1977), la valeur calculée du taux de subsidence du domaine ardéchois au Callovien inférieur est respectivement d'environ 87,5 m ou 37,5 m par zone d'ammonites. L'extrapolation de cette vitesse associée à l'absence ou à l'extrême réduction des dépôts durant l'intervalle de temps <Callovien moyen - Oxfordien moyen-zone à Plicatilis> (7 zones) aboutit, avec un bilan eustatique approximativement nul, à un enfoncement d'environ 600 m ou 250 m donnant une paléobathymétrie théorique de 700 m ou de 300 m pour le sommet du Cordon grumeleux. Ces deux valeurs s'inscrivent chacune dans l'intervalle bathymétrique déduit préalablement d'une manière indépendante. Ce calcul grossier ne prouve rien mais se conforme aux réalités et il met bien l'accent sur le fait qu'il n'est pas nécessaire d'envisager une accélération de la subsidence et l'instabilité tectono-sédimentaire associée pour engendrer cette lacune et cet approfondissement.

Il paraît indispensable de saisir le retentissement de ce double événement dans le bassin rhodanien. ARTRU (1972) y a distingué le Niveau repère médian très constant et passant plus au Sud aux calcaires gris. Il correspond à la base du Callovien inférieur (zone à *Macrocephalus*) et représente (ELMI, comm. orale) l'équivalent exact de l'ensemble Couches de Gette - Couches du Fesc (niv. 41-42 ; ELMI, 1967). Ce repère marque la fin du membre inférieur des Terres Noires. Il est surmonté par les Marnes argileuses intermédiaires et les Plaquettes calloviennes qui s'identifient respectivement, comme nous l'avons dit précédemment, aux Couches de Naves et aux Couches des Assions de la bordure.

Il existe donc une homologie possible dans l'organisation cyclique des dépôts marne-calcaire entre le bassin et sa bordure orientale. Ces précisions permettent désormais de mieux saisir l'importance relative des dépôts du Callovien inférieur au sein même du bassin. La coupe de Laragne (ARTRU, 1972, fig. 3) révèle qu'ils possèdent approximativement la même puissance (environ 500 m) que la réunion de ceux de l'intervalle (Callovien moyen - Oxfordien inférieur). Le même constat s'établit dans le sondage de Valvignères où les épaisseurs respectives sont d'environ 200 m (2 zones) contre 130 m (7 zones). Ces nombres témoignent bien de la pénurie des apports sédimentaires et de la vacuité dans laquelle entre le bassin rhodanien à partir du Callovien moyen et ce jusque dans l'Oxfordien moyen. Accompagnée d'une subsidence continue, cette crise sédimentaire doit provoquer un approfondissement majeur également dans le bassin dont le paroxysme est peut-être atteint à l'extrême base de l'Oxfordien inférieur précédant juste une reprise de sédimentation plus active bien marquée sur les zones plus bordières (La Voulte). Ces dernières suggestions demeurent très spéculatives et pourraient être contrôlées par une analyse verticale des associations de foraminifères.

4 - Evolution des environnements dans les Couches de Chanablier

Le taux de sédimentation s'accélère vers le haut mais aucun témoignage fiable de modification bathymétrique au-dessus du Cordon grumeleux n'est disponible. Seuls les changements des rapports d'abondance dans les familles de foraminifères et d'ammonoïdes tendent à marquer un approfondissement sensible et régulier mais dont la valeur absolue reste inappréciable.

Notons que le Cordon noduleux ne coïncide avec aucun changement bathymétrique majeur et que dans la succession oxfordienne, les rentrants marneux et les ressauts calcaires ne sont pas la traduction d'effets d'approfondissement et de comblement. Cette cyclicité est très probablement sous le contrôle de facteurs généraux dont l'influence couvre tout le bassin.

VI - GEODYNAMIQUE ASSOCIEE AUX PHENOMENES SEDIMENTAIRES

Les estimations bathymétriques constituent un premier élément nécessaire à la compréhension de l'évolution géodynamique. Cette approche doit être complétée par l'établissement de la zonéographie de la subsidence au cours du temps.

A - Données stratigraphiques complémentaires

1 - Montagne de Crussol (Valence)

Dans le grand ravin de la dorsale, il existe une lacune du Callovien supérieur au-dessus de l'assise à Hibolites perforés équivalente du Niveau rognonneux (ELMI, 1967). Les couches qui surmontent l'emplacement de ce dernier sont visibles sur une douzaine de mètres. Elles se composent de bancs décimétriques de calcaires argileux laminés et bloturbés et de marnes feuilletées. Ces assises s'apparentent sans conteste à celles de l'unité 5/0-1 décrites à La Voulte (Chenier). Les microfaciès sont identiques.

A 3 m de la base, un banc riche en Campylites représente l'Oxfordien inférieur (ELMI, 1967). Cette unité se poursuit vers le haut sur une vingtaine de mètres, très masquée sous un talus herbeux. De manière similaire à la coupe du Chenier, elle est limitée par les bancs contenant des oncolites.

En revanche, les argilites noires de l'unité 50a sont absentes et le passage Callovien-Oxfordien de la série de Crussol est plus similaire à celui de Montoisson qu'à celui de La Voulte.

2 - Sondages pétroliers

Différents enregistrements diagrapiques (X-Ray ; Neutron ; Sonic) permettent de parfaitement discerner toutes les unités supérieures (U52 à U63) (fig. 31). Les parties basales sont interprétées en tenant compte des données disponibles à l'affleurement.

2-1 Villeneuve-de-Berg et Vallon-Pont-d'Arc

Sous la "dérive" correspondant aux Calcaires grumeleux compacts (U52), s'individualise une unité marquée par des tracés très oscillants qui indiquent la présence de minces bancs. Il s'agit très probablement des calcaires laminés argileux (unité 5/0-1) reconnus plus au sud (Vingonnet). Vers le bas, l'inflexion assez brutale des lignes correspond certainement à la discontinuité callovo-oxfordienne supportée par un ressaut carbonaté se présentant comme l'équivalent des Couches des Assions. Ces deux sondages semblent montrer le même type d'enchaînement des faciès que dans le secteur méridional (St-Brès).

2-2 Valvignères, Marsanne et Montoisson

Dans le sondage de Valvignères, l'unité 5/0-1 fait place vers le bas à une portion où les courbes ont un tracé beaucoup plus lisse et plat suggérant un faciès homogène, argileux (X-Ray) et dépourvu d'intercalation calcaire notable. Cet intervalle (1350-1375 m) semble correspondre aux argilites noires de l'unité

50a (Oxfordien inférieur) distinguées à l'affleurement à La Voulte. Vers le bas, une reprise progressive d'une alternance aboutit (1400 m) à un ressaut carbonaté. Aucune rupture majeure n'apparaît et le passage Callovien-Oxfordien semble continu.

Dans le sondage de Marsanne, la même dépression marneuse (unité 50a) se différencie nettement. Sa limite inférieure coïncide sommairement avec la disparition des épistomines. Cette même unité semble en revanche absente dans le sondage de Montolzon plus au nord.

3 - Secteur d'Alès (fig. 32)

La coupe de Blatiès montre le développement classique de la trilogie callovienne. La route en masque la partie terminale mais le Niveau rognonneux est visible à 3 km au nord-ouest. L'ensemble du Callovien est surmonté par quelques mètres de calcaires fins pseudonoduleux alternant avec les marnes. Près de la base (F), la présence de *Cardioceras* et de *Parawedekindia* permet d'identifier l'Oxfordien inférieur. Les bancs de la partie sommitale (rougeâtre) sont des wackestones à péloïdes et radiolaires qui ne renferment que quelques nucléus d'ammonoïdes.

Plus au Nord-ouest, à proximité du hameau de Les Plos, la coupe débute par un ensemble (A) de marnes feuilletées et de calcaires argileux (wackestones à filaments) qui ont livré (F) quelques *Choffatia*. Il s'apparente ainsi très fortement aux Couches des Vans (Callovien inférieur).

Cet ensemble est surmonté en discordance angulaire (environ 10°) par un niveau carbonaté (B) à stratonomie irrégulière et dont la surface supérieure, durcie, supporte de très nombreux *Balanocrinus*. Les ammonites y sont totalement absentes mais les microfaciès sont identiques à ceux du Niveau bleu. Vient ensuite un terme (C) visible sur une épaisseur d'une dizaine de mètres et qui se compose de calcaires argileux laminés tout à fait similaires à ceux décrits dans la région de St-Brès dans l'unité 5/0-1. Cet ensemble s'avère dépourvu d'ammonites.

Cette reconnaissance stratigraphique implique l'ablation en ce point des Couches des Assions et du Niveau rognonneux "conjointement" au mouvement qui a engendré la discordance. Le pendage des couches noté aux Plos semble indiquer un basculement contraire accompagné d'un relèvement au sud-est. Dans cette hypothèse, l'ablation des couches du Callovien inférieur devrait s'opérer également à Blatiès, ce qui n'est pas le cas.

La variation latérale des faciès et l'observation directe du mouvement du substratum illustre la mobilité tectonique de ce secteur entre le Callovien et l'Oxfordien. Cependant, le nombre très réduit des points d'observation, leur développement vertical limité et les imprécisions chronostratigraphiques ne permettent pas de préciser ni les modalités ni le(s) moment(s) de cette activité. Ce témoignage doit être considéré avec beaucoup de réserves.

B - Etales tectono-sédimentaires

1 - Callovien moyen et supérieur (fig. 33)

Le caractère différentiel de la subsidence apparaît nettement et les deux zones principales (bordure-bassin) s'allongent parallèlement à la bordure, leur limite suivant grossièrement une direction cévenole.

2 - Oxfordien inférieur - (pars) - Unité 50 (fig. 34)

Le mode de dynamique différentielle persiste. Par rapport au canevas précédent, notons l'effondrement du compartiment La Voulte - Flaviac - Chomérac et le rôle prépondérant du linéament de direction cévenole de Flaviac.

3 - Oxfordien inférieur (pars) et Oxfordien moyen (zone à Pliatilis)(fig. 35)

Deux zones s'opposent toujours nettement et la subsidence demeure différentielle de manière perpendiculaire à la direction cévenole. L'affaissement progresse encore vers le domaine interne (Ouest) et la zone plus subsidente comprend désormais le secteur de Crussol - Montoisson, de Villeneuve-de-Berg - St-Remèze et la Montagne d'Uzège dans le secteur méridional (St-Brès). L'importance de la direction cévenole est soulignée par l'activité tectono-sédimentaire des accidents de Flaviac au Nord et des Buissières au Sud.

4 - Oxfordien moyen - Zone à Transversarium (partie inférieure) - Unité 52 (fig. 36)

La reprise de la sédimentation s'affirme sur la bordure. Les couches s'épaississent plus régulièrement vers l'extérieur et l'opposition bordure-bassin s'estompe. Le tracé des courbes isopaques s'allonge encore essentiellement selon une direction cévenole mais le jeu concomitant de la direction varisque est perceptible dans le secteur de Privas. Au nord de La Voulte, s'individualise un axe transverse (N110).

5 - Oxfordien moyen - Zone à Transversarium (partie supérieure) - Unité 53 (fig. 37)

L'épaississement des faciès s'effectue dans son ensemble vers l'est mais les courbes isopaques prennent désormais un tracé assez sinueux. Cette irrégularité illustre la conjonction du jeu de structures transverses de direction varisque (nord de Privas), pyrénéo-provençale et vellave (axes de La Voulte, Uzer-Vallon, de la Cézarenque et linéament de l'Escrinet) et régordan (axes de La Ribeyre, Les Assions - L'Habitarelle). Dans ce contexte d'amorce de structuration sublatitudinale, notons sur la même parallèle à la bordure, le blocage du "horst" de Valvignères et l'effondrement plus au nord du compartiment Coux-Flaviac juste en avant de Privas.

6 - Oxfordien supérieur (pars) - Unités 60 à 63 (fig. 38, 39 et 40)

Les jeux et la tendance observés durant l'épisode précédent se confirment. Plusieurs points méritent cependant d'être soulignés. La subsidence est générale sur la bordure mais le découpage transverse est pérenne et s'accroît vers le haut comme en témoigne la nette opposition qui s'établit entre le domaine résistant Vallon-Pont-d'Arc - Villeneuve-de-Berg - Valvignères et la partie immédiatement adjacente et très subsidente du sous-bassin d'Aubenas. La limite se situe dans le prolongement de l'accident qui met en contact dans le socle deux séries métamorphiques différentes (ELMI et al.). Cette ligne coïncidera approximativement avec l'extension maximale vers le nord de la plate-forme urgonienne (COTILLON & BUSNARDO, 1984). Ce constat nous amène également à prendre en compte le rôle de la nature du socle dans la différence des réponses à la subsidence générale.

A l'extrémité nord-orientale de la bordure, la structure positive transverse s'efface au début de cette période. Le retard à l'enfoncement de cette partie est en quelque sorte compensé par la suite par une subsidence très active.



La mise en place du Cordon noduleux (U60) (fig. 38), au regard des dispositifs tectonosédimentaires précédant et suivant, ne correspond à aucun changement majeur dans la géodynamique de la bordure et cet épisode s'intègre banalement dans le mode en cours.

C - Dynamique callovo-oxfordienne de la bordure vivaro-cévenole

Durant l'intervalle de temps correspondant à la série étudiée, les zones isopiques sont assez larges et l'épaississement des couches comme l'approfondissement du bassin s'effectuent vers l'est. La différenciation de la morphologie sous-marine reste faible et le jeu des accidents est conforme à l'exception peut-être du secteur d'Alès. Ces caractères s'accordent avec le nouveau style géodynamique amorcé au Bathonien supérieur, bien établi au Callovien inférieur et qui marque le basculement général de la bordure vers l'est (ELMI, 1983).

Ce même changement affecte tout le bassin du Sud-Est et le domaine alpin. Dans la zone briançonnaise, il se traduit par l'immersion de la plate-forme carbonatée au Bathonien supérieur (MERCIER, 1977) puis par l'affaissement de la ride au Callovien et à l'Oxfordien (BOURBON, 1980). Dans les chaînes subalpines méridionales, DARDEAU (1983) constate, également à partir du Bathonien supérieur, une modification du dispositif des structures contrôlant la sédimentation. Aux directions transverses NW /SE, succède une large flexure sublatitudinale qui marque le passage de la plate-forme provençale au bassin dauphinois. Enfin, dans ce dernier, ARTRU (1972) illustre l'effacement des seuils internes (dorsale dauphinoise...) avec le début du dépôt du membre supérieur (base du Callovien).

Cette modification contemporaine et fondamentale du dispositif sédimentaire, qui traduit une subsidence généralisée correspond à l'initiation de la phase "spreading" (de GRACIANSKY *et al.*, 1979) dans l'histoire tectonique des marges continentales. Ce changement semble directement lié à la mise en place des ophiolites liguro-plémontaises (LEMOINE, 1982).

Sur la bordure ardéchoise, ce nouveau style se manifeste au Callovien inférieur par une subsidence très active qui est compensée par un remplissage très intense. La phase suivante qui couvre l'intervalle Callovien moyen - Oxfordien moyen (*pars*) revêt une certaine originalité par l'opposition nette qui existe entre la bordure et le bassin. Elle coïncide avec l'activité d'une charnière tectonique de direction cévenole qui se traduit par le développement d'une subsidence très différentielle qui n'est pas inhérente au blocage de la zone interne mais résulte plutôt de l'excès d'enfoncement du substratum du bassin. Durant cette phase, les panneaux s'affaissent successivement et sont incorporés au bassin. Ils illustrent la progression de la subsidence vers les domaines internes. La crise sédimentaire qui se superpose à l'enfoncement général (même si celui-ci est différentiel) conduit à un approfondissement important des milieux de dépôts.

Au cours d'une troisième phase (à partir de la zone à *Transversarium*), la subsidence redevient plus uniforme entre la bordure et le bassin même si quelques compartiments s'effondrent encore. Les linéaments transverses hérités du stade "Rifting" du Lias-Dogger sont encore actifs. La direction cévenole perd de son importance et la bordure acquiert une structuration latitudinale de plus en plus nette. Cette dernière prend parfaitement place dans la période "pré-vocontienne" (Jurassique supérieur) que reconnaissent BAUDRIMONT & DUBOIS (1977). Elle correspond à une nouvelle époque charnière dans l'évolution du bassin du Sud-Est et voit s'établir un dispositif à polarité isopique E-W qui caractérise la période "vocontienne" se développant durant le Crétacé.

Ce changement de structuration peut être interprété comme une simple évolution "transformante". Il pourrait également traduire une modification fondamentale de la géodynamique en relation avec le blocage de l'ouverture liguro-piémontaise et la cessation prématurée de l'accrétion océanique.

L'évolution tectonosédimentaire de la bordure vivaro-cévenole au passage Callovien - Oxfordien s'intègre parfaitement dans la dynamique générale du bassin du Sud-Est et du domaine alpin (marge nord-téthysienne).

La paléogéographie de la bordure est contrôlée par l'activité tectonique et par les événements sédimentaires généraux. Une subsidence accrue relative à un nouveau style géodynamique n'explique pas à elle seule la formation d'une discontinuité et l'approfondissement des milieux comme ceci a pu être envisagé pour l'évolution du domaine briannonnais au début du Malm (BOURBON, 1980). Ce rôle existe assurément mais il paraît nécessaire de prendre en compte le paramètre sédimentaire (crise des apports et de la production). L'action plus ou moins concomitante de ces deux facteurs peut trahir une cause commune dont l'influence est plus ou moins directe (? accrétion océanique).

Les niveaux grumeleux et noduleux présents dans la série étudiée s'inscrivent dans un mode de subsidence amorcé dès le Bathonien supérieur et pérenne à l'Oxfordien. Ils représentent des événements essentiellement sédimentaires et ne marquent aucun changement particulier du style géodynamique.

Les travaux effectués sur les terrains oxfordiens de la bordure vivaro-cévenole sont complétés dans la partie suivante par l'analyse de sondages océaniques. Les résultats respectifs obtenus sur la genèse des formations de type Ammonitico Rosso sont confrontés.

Deux forages réalisés sur la marge orientale de l'Atlantique central (sites DSDP 547 et 367) ont pénétré des séries noduleuses et grumeleuses jurassiques. Elles surmontent respectivement une croûte continentale et océanique. L'étude se focalise sur la nature des grumeaux et des nodules et sur la différenciation des textures. L'appréciation des environnements associés et de la place de ces lithofaciès dans la géodynamique de la marge se fonde sur les données préalablement recueillies lors des "legs" respectifs.

Deuxième partie : LES FACIÈS NODULEUX ET GRUMELEUX JURASSIQUES DE LA MARGE ORIENTALE DE L'ATLANTIQUE CENTRAL

I - AU PIED DE L'ESCARPEMENT DU PLATEAU DE MAZAGAN (MAROC) - SITE D.S.D.P. 547 - "Leg" 79

WINTERER & HINZ (1984), résument les objectifs des forages du "Leg" 79. Il s'agissait :

- d'étudier l'histoire de la subsidence d'une marge continentale passive bordant le proto-Atlantique ;
- de comprendre les processus tectoniques associés à l'évolution de la marge ;
- et de connaître la stratigraphie et les environnements de dépôts relatifs aux plates-formes carbonatées typiques des ceintures subtropicales de l'Océan Atlantique mésozoïque.

Le site 547 (B) se localise au pied de l'escarpement du plateau de Mazagan (fig. 46 et 47A) dont l'élévation relative avoisine 3000 m (fig. 47B). L'organisation structurale (fig. 47C) et le cadre stratigraphique de cette marge sont complexes. Les puits antérieurs (544, 545, 546) révélèrent que les faciès variaient fortement sur de très courtes distances. Le forage 547 B devait compléter la section transversale de la marge et permettre de mieux en connaître la partie la plus externe et la plus profonde.

Le but était de récupérer une section complète des successions cénozoïques et mésozoïques. La plate-forme carbonatée du Jurassique était sensée être pénétrée permettant ainsi de dater sa phase d'effondrement. Son sommet devait correspondre à un réflecteur sismique majeur (réflecteur β). Le forage a révélé que la série jurassique (fig. 47D) était en réalité composée dans son intégralité de dépôts pélagiques de pentes et de faciès grumeleux et noduleux. Ces derniers constitueront l'objet de cette étude.

Il s'agit d'abord d'effectuer une revue des caractères des faciès en particulier de leurs textures. L'origine de ces dernières sera ensuite envisagée en appréciant le rôle des facteurs biologiques, sédimentologiques et diagénétiques. Enfin, ces faciès et leurs caractères seront replacés dans le contexte évolutif de la marge (environnements de dépôts, histoire de la subsidence) établi par les études préalables. Ce travail se base sur des observations macroscopiques complétées par l'examen de nombreuses lames minces.

A - Description générale des carottes : textures et faciès

Certains caractères sont rassemblés au sein de tableaux dressés pour la plupart des carottes. Précisons que dans cette étude, le terme de "brèches" n'a pas simplement une acception descriptive. Elles sont considérées comme associées à des coulées gravitaires ("mass-flows"). Les caractères mentionnés dans les tableaux en illustrent les critères de reconnaissance : classement, structure, nature des éléments, types de remplissages interclastiques...

La composition des clastes a été minutieusement étudiée par JANSKA *et al.*, 1984, et a livré d'utiles informations sur l'environnement général de dépôt. J'utiliserai le qualificatif "intraformationnel" si, durant le processus de coulée gravitaire, la masse engagée est demeurée un système clos, c'est à dire si aucune incorporation ni autre forme de mélange ne s'est déroulée.

D'autre part, les contributeurs organiques et les autres particules minérales indiqués se rapportent dans tous les cas à la matrice des textures bréchiques, grumeleuses ou noduleuses. Il en est de même pour la lithologie et la couleur des faciès. Dans tout le texte, la position sera transcrite C20-1 /130 pour un échantillon situé dans la carotte (Core) 20 section 1 et à 130 cm du sommet de cette dernière.

1 - Unité VI B2

1-1 Carotte 24 (fig. 49)

Elle se caractérise par la grande importance (66%) des brèches polygéniques. Celles-ci contiennent des éléments provenant de domaines peu profonds (lithoclastes de grès rouges et de stromatolites tidaux dolomitiques). En S1 /3-10, une micrite à texture "coverstone" (TSIEN, 1981) coiffe une brèche. JANSÁ *et al.* (1984) la décrivent comme un boundstone péloïdal irrégulièrement laminé. Elle diffère nettement des corps stromatolitiques remaniés dans les coulées gravitaires.

1-2 Carotte 23 (fig. 49)

Un horizon de type stromatolitique se différencie en S2 /54-66. Il montre une superposition de lamines micritiques ondulées discontinues où sont concentrés des débris phytogéniques. Elles sont séparées par de la sparite fine. Aucun fossile n'a été rencontré. De nombreuses petites plages sparitiques plus ou moins quadrangulaires et de type Stromatactis sont discernables. Quelques unes d'entre elles ont une grande extension parallèle aux lamines tandis que d'autres leurs sont orthogonales. Ces figures semblent dues à un échappement d'eau consécutif à une dessiccation. Selon JANSÁ *et al.* (1984), ce développement stromatolitique, associé à des fantômes de cristaux de gypse, signale une émergence. En revanche, les faciès bréchiques immédiatement sus-jacents présentent un caractère nettement pélagique en particulier avec la présence de *Schizosphaerella* (KALIN & BERNOULLI, 1984). Ils contiennent des lithoclastes, à faciès d'eaux peu profondes, précédemment décrits.

1-3 Carotte 22 (fig. 50)

Elle se compose de niveaux argileux homogènes brun à gris sombre (type "Black-Shale") intercalés dans des brèches polygéniques. En S2 /60-150, la matrice argileuse emboîte des lithoclastes rosâtres ou bleu sombre (mudstones) et d'autres vert olive à texture interne laminée (peut-être des stromatolites du type 23-2).

1-4 Carottes 21 et 20 (fig. 51)

La déformation des sédiments est très importante avec des lamines convolutées et des plans de cisaillements mineurs. Les traces de fouissage sont fréquentes et indépendantes de la lithologie. Les faciès très fins, continuent d'être pauvres en éléments biologiques qui sont le plus souvent recristallisés. Cependant, le composant pélagique s'affirme quelque peu avec la présence des radiolaires.

2 - Unité VI B1 (de la base de C19 à 14-2 /27)

2-1 Carotte 19 (fig. 52)

Elle se caractérise par le développement de textures grumeleuses et digitées associées à des faciès laminés stromatolitiques. Les brèches sont dorénavant monogéniques, à lithoclastes pélagiques.

2-2 Carotte 18

Les accidents tectoniques dont témoignent les plans de failles et les pendages verticaux ainsi que les opérations de forage ont passablement perturbé les faciès. Retenons la présence d'un niveau argileux noirâtre très marqué et dépourvu de tout grumeau et de toute trace de bioturbation.

2-3 Carotte 17 (fig. 52)

Les faciès de la partie inférieure de la portion récupérée sont très carbonatés et offrent une texture pseudogrumeleuse.

2-4 Carottes 15 et 16 (fig. 53)

Elles montrent des faciès fins argilo-carbonatés dont la disposition alternée reste perceptible. Marnes et calcaires renferment de nombreux grumeaux, cependant moins nombreux dans les niveaux plus argileux. Les textures sont diversifiées : laminées, digitées, grumeleuses, plissées et bréchiques.

3 - Unité VI A3 (de C14-2 /37 au sommet de C11)

Cette partie intermédiaire de la série se singularise par la grande fréquence des brèches carbonatées (32 répétitions représentant 85% de l'unité). Ils sont particulièrement spectaculaires dans la carotte 11. Les remplissages interclastiques de diagenèse précoce sont complexes (cimentations successives, structure géopétale inverse...). JANSÁ *et al.* (1984) et BERNOULLI & KALIN (1984) attribuent ces horizons à des "débris-flows" et précisent la nature polygénique des clastes mobilisés. Chaque couche de calcaire bréchique est coiffée d'une mince croûte micritique (quelques centimètres) qui sépare les coulées gravitaires successives. Cette unité est aussi marquée par un important afflux terrigène clastique.

4 - Unité VI A2 (de la base de C10 à C6-3 /140)

La carotte 9 montre qu'un puissant développement bréchique s'intercale dans cette unité. Il comprend respectivement la partie supérieure et inférieure des carottes 10 et 8. Ceci a conduit à la subdivision de cette unité en trois parties.

4-1 Sous-unité VI A2c (de la base de C10 à C10-2 /135) (fig. 54)

Cette partie se compose d'une succession de marnes et de calcaires argileux fins offrant une texture grumeleuse très nette et qui peut être aussi pseudonoduleuse (fig. 64C). Près de la base, une mince couche constituée de grains enrobés (structure grainstone) est facilement discernable. Son classement est normal. Le contact avec les marnes sous-jacentes est brutal (fig. 64E) tandis que la limite supérieure est plus progressive. Elle correspond à un mince horizon turbiditique.

4-2 Sous-unité VI A2b (C10-2 /135 à C8-3 /120) (fig. 54)

Cette portion bréchique a été décrite par JANSÁ *et al.* ; STEIGER *et al.* et BERNOULLI & KALIN, 1984. Nous rappellerons que désormais de nombreux lithoclastes sont issus de milieux superficiels; de fréquents grains enrobés sont rencontrés, inclus dans les clastes ou libres dans la matrice des brèches. Ils traduisent l'afflux de sédiment provenant de la hauteur adjacente couverte par une plate-forme carbonatée (site 544). Par ailleurs, deux niveaux particuliers se développent, à masses sparitiques associées avec les encroûtements stromatolitiques.

4-3 Sous-unité VI A2a (C8-3 /120 à C6-3 /140)

4-3-1 Carotte 8 (fig. 55)

Dans la section 3 (50-120), s'intercalent régulièrement de minces niveaux d'accumulation (packstones) de fines coquilles allongées et flexueuses (? *Bositra*) avec des effets de toit (fig.18 in WINTERER *et al.*, site 547, 1984). Vers le haut, une texture noduleuse se différencie dans des faciès fins carbonatés (fig.11A in JANSÁ *et al.*, 1984). La matrice est assez fortement imprégnée par les oxydes de fer, mais verticalement, les teintes vertes (réduites) et rouges (oxydes) peuvent passer brutalement de l'une à l'autre indépendamment de toute variation lithologique.

Par ailleurs, quelques grumeaux sont emballés dans la matrice et les nodules (8-2 /70-120). Ils sont bien définis et leur bordure est souvent occupée par des foraminifères encroûtants. Ils correspondent certainement à des intraclastes.

4-3-2 Carottes 7 et 6 (sections 4 et 3) (fig. 56 et 57)

Les dépôts deviennent plus réguliers et prennent une disposition alternante marne-calcaire. Plusieurs types de textures demeurent discernables : prénoduleuse, stylonoduleuse et pseudonoduleuse fusiforme. De nombreuses récurrences bréchiques interrompent encore la sédimentation fine. Ces niveaux de remobilisation peuvent présenter un remarquable granoclassement (7-2 /105-130) et les clastes peuvent être jointifs, les vides étant alors remplis selon un mode géopétal (6-4 /68-72).

5 - Unité VI A1 (C6-3 /140 à C6-2 /10) (fig. 57)

Le sommet de la section 2 a été attribué au Tithonique-Berriasien par AZEMA & JAFFREZO, 1984. La texture de cette portion terminale présente de fortes analogies avec celle de la partie immédiatement sous-jacente. Les faciès en place sont néanmoins plus carbonatés et blanchâtres.

B - Caractères et différenciations des textures

1 - Les faciès grumeleux et les brèches de l'unité VI B

1-1 Le développement des textures au travers des carottes

1-1-1 Carotte 23

La section 1 offre une texture très hétérogène. Les éléments sont nettement plus carbonatés que leur encaissant et leur contact avec la matrice est très franc. Leur taille (2 à 4 mm), leur forme (anguleuse à arrondie), leur contour (régulier à légèrement lobé) et la structure (lache à punctique-serrée) sont très variés. Leur composition est en revanche similaire à celle de la matrice: ils ne montrent qu'un

très faible enrichissement en microorganismes. La dernière pièce (fig. 59A) est un niveau plus homogène avec deux fissures verticales fermées (boutonnères), colmatées par de la calcite.

1-1-2 Carotte 19

a - Texture digitée (fig. 58A)

Elle se caractérise par des plages micritiques beiges (mudstones à wackestones à radiolaires - fig. 65A) au contour irrégulier, plus ou moins isolées par les digitations plus sombres et plus argileuses où les microfossiles sont absents mais où, en revanche, existent de petits rhomboédres de dolomite et du quartz néomorphiques.

Les plages claires carbonatées sont traversées par de fines bandes millimétriques ou liserés au tracé légèrement ondulé de couleur bleu-gris. Cette texture laminée lâche s'apparente sans conteste à des stromatolites. L'imprégnation gris sombre est dissymétrique et polarisée. Progressivement à partir du bas, elle s'intensifie puis cesse brutalement. Ces liserés sont convexes vers le haut et souvent recoupés par les digitations.

b - Texture pseudogrumeleuse (fig. 59D)

Les contacts entre les plages dont le contenu en carbonates diffère, sont très irréguliers et parfois peu nets. Les compositions ne présentent pas de différence significative. La présence des Chondrites surtout dans les plages sombres indique que celles-ci étaient plus molles et /ou que la matière organique y était en plus grande quantité à la suite du passage d'un organisme fouisseur (GAILLARD, 1984a).

c - Texture bréchiq

Les clastes (mudstones beiges) ont une forme et une taille très variées. Ils peuvent comporter des lamines stromatolitiques dont la disposition indique des polarités qui diffèrent d'un élément à un autre, attestant ainsi leur remaniement.

En 19-1 /15-42, une brèche est couronnée par un horizon stromatolitique continu. Cet ensemble a subi un retournement. Cet agencement illustre peut-être la présence d'un large pli de slump.

1-1-3 Carotte 17

La partie basale est pseudogrumeleuse. Des éléments légèrement plus carbonatés et parfois allongés (fig. 59B) sont présents mais demeurent assez indistincts. Au-dessus, des granules et des grumeaux apparaissent (voir fig.17 in WINTERER et al., site 547, 1984). Ils ont une forme subanguleuse à arrondie et un contour assez régulier. Les contacts avec la matrice plus sombre et plus argileuse sont généralement progressifs. La disposition et les caractères des éléments varient latéralement. Dans les intervalles S1 /58-70 et S1 /80-90, une texture grumeleuse floue incluant de grands éléments en structure punctique à serrée fait place à une texture où les grumeaux sont distincts, plus petits, arrondis et flottent dans la matrice. Les figures résultantes s'apparentent à des puits de soutirage ou encore à de larges filons sédimentaires.

Dans les deux textures distinguées, la matrice montre un léger appauvrissement en radiolaires (toujours calcitisés) et un enrichissement en silt quartzeux (néomorphiques ?). Dans la partie sommitale, une véritable brèche

montre un contraste lithologique beaucoup plus marqué entre les lithoclastes flottants et la matrice. Le polygénisme est indéniable. Des éléments carbonatés beiges renferment quelques liserés stromatolitiques lâches évoquant fortement les faciès décrits en 19-1 et coexistent avec des clastes vert olive à texture laminée très serrée.

1-1-4 Carottes 15 et 16

a - Croûte et texture digitée (fig. 58B)

La texture laminée stromatolitique résulte de l'empilement de fins liserés gris dont l'assombrissement est dissymétrique de la même manière que dans les faciès de la carotte 19. Les calcaires beiges sont des mudstones à wackestones à radiolaires (fig. 65B). Dans la partie inférieure de la section, les plages digitées-amiboïdes brun sombre sont très recristallisées en microsparite associée à une disparition des microfossiles et à un enrichissement relatif en résidus insolubles (argiles, oxydes de fer, silts quartzeux, paillettes de muscovite et granules de phosphate).

b - Texture grumeleuse lâche

Elle comporte deux types. En 15.2 /64-74 (fig. 59C) les grumeaux montrent des liserés d'encroûtements plus ou moins hémisphériques à convexité vers le haut et se définissent comme des hémioncolites. Dans la partie supérieure de la section 1 (fig. 8C in JANSÁ et al., 1984), les éléments calcaires beige-rose flottent dans une matrice brune assez argileuse. Ils possèdent une forme de gousse dont l'axe d'extension est parallèle au litage. Certains d'entre eux présentent un contour assez lobé.

c - Superposition des textures (fig. 64A)

Verticalement, la disposition et les caractères morphologiques des éléments peuvent varier rapidement. En 16-1 /145-115, à la base, une portion à texture digitée est couverte par une croûte stromatolitique. Au-dessus, en contact très brutal, une brèche montre des éléments de taille assez homogène, aux contacts francs, à la forme arrondie et au contour régulier. De plus, les liserés stromatolitiques n'ont pas la même orientation suivant les clastes et le niveau montre un mauvais granoclassement inverse. Au-dessus, viennent une passée fortement argileuse pauvre en grumeaux puis à nouveau une texture digitée.

d - Démantèlement des couches (fig. 64B)

En 16-2 /55-85, plusieurs sections montrent les étapes successives de déformation. Le fin litage argilo-carbonaté est d'abord légèrement perturbé puis une déformation en pli accentue la désorganisation. Enfin, un démantèlement encore plus important correspond à la rupture et à la rotation des éléments.

1-2 Genèse des textures (fig. 60)

La sédimentation initiale correspond à une alternance de dépôts fins argileux et carbonatés pélagiques. Les développements cryptalgaires engendrant les stromatolites y participent activement. Les textures digitées sont le résultat d'une bioturbation des croûtes stromatolitiques (fig. 58) créant une hétérogénéité fondamentale dans le sédiment. Cette action semble également responsable des textures pseudogrumeleuses (fig. 59B). Dans le premier cas, les contacts entre les bioturbats et les éléments résiduels sont toujours très francs et les terriers sont le siège d'assez importants phénomènes de dissolution-recristallisation.

Ceci semble inhérent au durcissement précoce des croûtes accompagné d'une porosité élevée des parties bioturbées. Ces dernières jouent alors le rôle de drains et de voies de circulation privilégiée des eaux. Ce phénomène est nettement moins marqué dans le cas de la texture pseudogrumeleuse où le sédiment brassé est encore mou et riche en eau.

Occasionnellement, une texture grumeleuse lâche se développe de manière indépendante. Elle résulte de la formation in situ d'hémioncolites.

Les coulées gravitaires ("débris-flows") sont fréquentes dans cette unité. Elles sont intraformationnelles et favorisées par la désorganisation biologique antérieure des sédiments. A leur tour, elles contribuent au démantèlement des facès et leur degré de maturité varie. Les boutonnières reconnues dans le niveau supérieur de la carotte 23 (fig. 59A) peuvent traduire l'amorce de tels mouvements tandis que la petite unité bréchique de la carotte 16 (section 1) (fig. 64A) exposent des caractères très évolués (façonnement et classement des éléments). D'autre part, l'ouverture de filons intrasédimentaires (carotte 17) et la formation de slumps (carotte 19) s'expliquent aisément dans ce contexte d'instabilité.

En conclusion, les éléments grumeleux de cette unité apparaissent comme résiduels. Leur individualisation est due à l'activité de l'endofaune et au déroulement de remobilisations gravitaires intraformationnelles. La taille parfois importante et le fait que leur nombre diminue dans les horizons argileux semblent exclure la possibilité d'envisager leur remaniement plus continu, sous forme d'intraclastes, par les courants plus banaux.

2 - Texture grumeleuse de l'unité VI A2c

2-1 Analyse des caractères

Les grumeaux beiges restent indépendants de l'encaissant. Ils se distinguent bien et flottent dans la matrice plus argileuse et plus sombre brun-rougeâtre ou vert-bleuâtre (fig. 64C et D). Leur taille est plurimillimétrique à centimétrique. Leur forme est souvent subarrondie et jamais anguleuse. Leur contour est irrégulier à lobé et les contacts avec la matrice sont francs à flous. Occasionnellement, des foraminifères encroûtants jalonnent leur bord.

Les grumeaux se composent d'une micrite fine et dense à texture mudstone à wackestone. Ils renferment des radiolaires calcitisés, des spicules de spongiaires, des Globochaete, des "filaments" et des foraminifères. De nombreux éléments sont partiellement ou complètement couverts par une coquille épigénisée ("filament" courbe ou nucléus d'ammonoïde). La matrice est plus grossière (micrite à microsparite) et se trouve enrichie en argiles, oxydes et en silts quartzeux. Les radiolaires y sont beaucoup moins nombreux (fig. 65D et E) et des fragments de nannoplancton calcaire sont également présents en faible abondance. A ce propos, BERNOULLI & KALIN (1984) précisent que Schizosphaerella se rencontre à la fois dans la matrice et les grumeaux.

2-2 Origine des grumeaux

La disposition alternante marne-calcaire et le contact graduel qui existe entre les couches semblent exclure la possibilité d'un vaste processus de coulée gravitaire conduisant à un brassage homogénéisant. D'autre part, la forme amiboïde très prononcée de certains grumeaux plaide en faveur de leur disposition strictement in situ. Ils sont toujours plus calcaires que leur encaissant (preuve de leur néoformation) et ne sont jamais envahis par les oxydes de fer. Certains témoignent de remaniement à l'état ferme ou dur (faune

encroûtante sur toute la périphérie). En conséquence, une lithification précoce des éléments au cours de leur enfouissement est supposée se dérouler, empêchant toute imprégnation et permettant leur exhumation et la remobilisation d'une fraction d'entre eux.

Il reste à rendre compte du caractère précoce et sélectif de cette lithification. Dans quelques cas, les grumeaux sont singulièrement arrangés en anneaux ouverts (fig. 61 et 64E) dont le bord interne est très net tandis que la limite externe est beaucoup plus floue et progressive. Ils définissent une texture en boucle. Ces figures correspondent à une lithification sélective du sédiment autour d'un terrier. Certaines d'entre elles montrent ensuite une fragmentation en place par compaction (fig. 61B et 64E).

Les grumeaux présents dans cette carotte sont des éléments néoformés évoluant strictement sur place ou remobilisés sous forme d'intraclastes. Leur formation résulte d'une lithification lors de la diagenèse précoce. Nous nous devons de considérer si un tel processus est compatible avec l'environnement de dépôt.

2-3 Lithification précoce en eaux profondes : possibilités, conséquences

Pour JANSA *et al.* (1984) et WINTERER & HINZ (1984), ces faciès ont pu se former à des profondeurs assez importantes (respectivement autour de 1500 m et entre 500 et 1000 m). Dans les mers profondes actuelles, la lithification des boues carbonatées sur le plancher sous-marin ou près de l'interface eau-sédiment requiert une sédimentation nulle ou très lente (MILLIMAN, 1966) ou des environnements particuliers associés à des mers marginales semi-fermées (MILLIMAN *et al.*, 1969 ; MILLIMAN & MULLER, 1973). D'autre part, la lithification associée à l'enfouissement des boues carbonatées récentes est très lente (plusieurs centaines de mètres) comme cela a été démontré par les forages du programme D.S.D.P. Enfin, même si les boues pélagiques carbonatées océaniques du Tertiaire et du Crétacé sont fréquemment et intensément bioturbées, elles ne renferment jamais de grumeaux. Toutes ces observations ne semblent pas s'accorder avec l'hypothèse génétique avancée.

Néanmoins, il faut souligner que les dépôts carbonatés post-jurassiques à nannofossiles se composent fondamentalement de calcite primaire stable et faiblement magnésienne et que la cimentation tardive résulte uniquement des processus de pression-solution liés à la compaction. SCHLAGER & JAMES (1978) et KALIN & BERNOULLI (1984) suggèrent que la situation était peut être fort différente pendant le Jurassique. Se basant sur l'étude du forage 547 B, KALIN & BERNOULLI (1984) notent qu'en comparaison avec les sédiments pélagiques post-jurassiques déposés à une profondeur équivalente, les faciès carbonatés jurassiques sont plus lithifiés. Ils associent ce fait non pas au facteur temps mais plutôt à la composition minéralogique initiale très variée des sédiments dans le second cas. Etudiant les dépôts profonds récents de la "Tongue of Ocean" aux Bahamas, SCHLAGER & JAMES (1978) montrent que ces boues périphériques au pied des plates-formes sont un mélange de matériel pélagique et de composants issus du talus adjacent. L'aragonite se rencontre sous la forme d'aiguilles transportées à partir de la plate-forme ou de débris de ptéropodes. La calcite est presque exclusivement représentée par les coccolithes et tests de globigérinides tandis que sa fraction magnésienne a une origine néritique, sous la forme de débris sableux, de foraminifères benthiques et d'échinodermes ou de boue provenant probablement d'algues calcaires.

Les sédiments du site 547 B (carotte 10) se sont déposés dans un environnement similaire au pied d'une plate-forme carbonatée (JANSA *et al.*, 1984). Ils ont donc pu posséder une telle composition mélangée avec une faible fraction de nannoplancton calcaire (coccolithes). D'après le modèle de NEUGEBAUER (1974) concernant la diagenèse de la craie, l'adjonction d'aragonite et de calcite magnésienne doit modifier la vitesse de lithification.

D'autre part, selon KALIN & BERNOULLI (1984), le rapport Magnésium /Calcium dans les eaux marines et dans les fluides intersticiels a pu être plus bas au Jurassique, précédant l'explosion du nannoplancton calcaire qui marque le passage au Crétacé. En conséquence, la moindre quantité de magnésium disponible a pu faciliter la croissance de la calcite (FOLK, 1974) et accélérer la lithification des boues carbonatées jurassiques.

Ainsi, malgré la profondeur de dépôt assez importante et l'absence d'indice de très net ralentissement de la vitesse de sédimentation, le matériel du site 547 devait être favorable à une lithification précoce. La bioturbation a pu déclencher la rupture du fragile équilibre minéralogique en causant une précipitation locale due par exemple à la présence de mucus.

En se basant sur les transformations subies par les boues à la périphérie des plates-formes au cours de leur durcissement (SCHLAGER & JAMES, 1978), nous pouvons envisager de manière homologue que la lithification précoce autour d'un terrier coïncide avec la dissolution tout d'abord de l'aragonite qui est le composant le moins stable (FRIEDMAN, 1965) et ensuite de la calcite hautement magnésienne. Le lessivage de ces composants épargne la calcite faiblement magnésienne des coccolithes encore présents. Il enrichit la matrice en résidus insolubles (argiles, oxydes) et accentue la porosité primaire. Celle-ci va favoriser la néoformation de microsparite et de quartz et l'élimination des radiolaires.

Les modalités génétiques suggérées se rapprochent du modèle diagénétique proposé par JENKYN (1974) sur la formation des calcaires noduleux. Cet auteur envisage également une redistribution des éléments chimiques suite à un déséquilibre minéral, mais celle-ci apparaît spontanée dans son modèle évolutif et non déclenchée par un facteur comme la bioturbation.

3 - Textures noduleuses de la partie supérieure

3-1 Nodularisation complète des faciès de la carotte 8

Les nodules sont assez bien séparés les uns des autres et possèdent une forme allongée nuageuse et plus rarement globuleuse. Ils sont toujours plus clairs et carbonatés que la matrice et les contacts peuvent être francs ou flous. Ils sont parfois traversés par des stylolites naissants. L'encaissant argileux est fortement imprégné par les oxydes de fer.

Les nodules possèdent les mêmes sortes de restes d'organismes et autres particules minérales (fig. 55) que la matrice, mais en quantité moindre (fig. 65C). La matrice est souvent affectée par le développement de microsparite et montre également du nannoplancton. WIEGAND (1984) précise à ce propos, que pour les sections 1, 2 et 3, les coccolithes montrent une préservation modérée mais leur abondance reste faible. Ceci laisse supposer une productivité primaire limitée.

Les nodules s'allongent dans la direction du litage et présentent un net caractère résiduel. Dans la section 3 (fig. 64F), la partie médiane (50-120) montre une alternance régulière mettant en jeu des calcaires à filaments rosâtres et des

calcaires plus argileux fins et verts. Au-dessus, des pseudonodules puis des nodules, présentant le même microfaciès à filaments, flottent dans une matrice argileuse verte. Une évolution similaire de la nodularité à partir de dépôts alternants marne-calcaire est observable également à la base de la section 2 (fig. 64G).

La nodularisation ne résulte donc pas d'une simple aggradation néomorphique diagénétique autour d'un quelconque nucléus. Elle est la conséquence de la désorganisation *in situ* de dépôts alternants initiaux. L'activité des organismes endobiontes peut être rendue responsable de cette altération puisque les traces de fouissage se distinguent à plusieurs reprises (fig. 64H). Les contacts assez francs semblent témoigner d'un durcissement précoce du matériel carbonaté résiduel. Par ailleurs, l'irrégularité des surfaces supérieures de certains lits calcaires peut être directement due au vannage du matériel micritique par de lents courants façonnant l'interface eau-sédiments.

Au cours de l'enfouissement, la matrice (bioturbat et niveaux marneux primaires), grâce à sa plus grande porosité associée à son retard à la lithification (présence d'argiles et d'organismes fouisseurs), absorbe les contraintes mécaniques de la compaction. Cette pression s'accompagne sans doute d'une dissolution de la fraction micritique la plus soluble contenue dans la matrice. Elle provoque l'enrichissement résiduel en éléments carbonatés plus résistants (péloïdes, débris d'échinodermes...) et en particules insolubles (argiles, silts quartzeux...). Le nourrissage périphérique en carbonates de certains nodules déjà isolés et engendrant des limites floues ne doit pas être exclu.

Les effets diagénétiques physico-chimiques apparaissent complémentaires mais non déterminants dans la nodularisation des faciès de la carotte 8. Cette évolution correspond fondamentalement à une désorganisation d'un sédiment alternant dont la partie la plus carbonatée est apte à subir une lithification spontanée assez précoce.

3-2 Textures noduleuses naissantes de la partie terminale (carottes 7 et 6)

3-2-1 Caractères des différents types

a - Texture stylonoduleuse (fig. 64I)

Quelques niveaux montrent un enchevêtrement stylolitique qui se développe à partir de veines argileuses. Celles-ci représentent probablement de minces joints sédimentaires marneux ondulés ou en lames qui séparaient initialement les lits calcaires.

b - Texture prénoduleuse (voir fig. 11B in JANSA *et al.*, 1984; fig. 64J)

Les lits de calcaires fins et clairs sont intercalés avec les horizons plus argileux. Ils possèdent des surfaces légèrement irrégulières, ondulées ou simplement inclinées ou encore marquées par des encoches (possibles traces de bioturbation).

En revanche, quelques amandes calcaires sont parfois isolées dans les couches marneuses où se développent conjointement des microstylolites très serrés. Les contacts entre les différents horizons demeurent très graduels.

c - Texture pseudonoduleuse fusiforme (fig. 64I)

La texture est très mal différenciée. Les limites entre les plages irrégulières, claires, calcaires et les zones argileuses sont très floues et progressives. Leurs compositions respectives sont semblables (fig. 65F) mais l'abondance des éléments figurés (essentiellement des péloïdes et des débris de *Saccocoma*) augmente avec la teneur en argile et l'imprégnation par les oxydes. De plus, ces niveaux marneux sont marqués par le développement épars de microsparite et par la concentration de silts calcitiques au sein de lamines.

3-2-2 Différenciation des textures

La sédimentation initiale est alternante (marne-calcaire). L'abondance des microstylolites illustre la dissolution secondaire, relative à la compaction, d'une fraction des carbonates des niveaux initialement plus marneux. Ce phénomène peut expliquer la concentration résiduelle en éléments plus résistants qui s'y opère. Il est possible également que cet enrichissement soit d'origine sédimentaire et consécutif à un vannage par les courants qui remobilisent la fraction micritique mais qui n'affectent ni les débris de la taille des silts ni la matière argileuse dont la cohésion est plus forte (OGG, 1981).

Cette action peut rendre compte de l'irrégularité des surfaces des différents horizons superposés, la compaction exagérant celle-ci par la suite. Les petites amandes calcaires emballées dans les horizons marneux, peuvent, par ailleurs, représenter le remplissage de terriers par de la boue issue des lits sus-jacents. Notons enfin que les contacts entre les nodules et la matrice ne sont jamais francs. Ceci témoigne peut-être de la faible faculté de lithification précoce des horizons calcaires.

Les textures grumeleuses et noduleuses de cette série jurassique affichent une grande variabilité. Les modalités de différenciation évoluent même si les éléments apparaissent le plus souvent comme résiduels et plus rarement comme néoformés (carotte 10). Elles résultent de la combinaison de divers facteurs. L'alternance marne-calcaire, la bioaccrétion, la bioérosion et bioturbation, l'hydrodynamisme et les remobilisations gravitaires créent, au sein du sédiment, une hétérogénéité primaire reprise par des phénomènes diagénétiques (fragmentation, rotation, dissolution, ? nourrissage...) qui paraissent complémentaires ou accessoires.

C - Développements cryptalgaires stromatolitiques

Des textures laminées de type stromatolitique se rencontrent tout au long de la série jurassique en association ou non avec les textures grumeleuses et noduleuses.

1 - Analyse des caractères : géométries, arrangements et microstructures

1-1 Unité VI B1

Ces structures s'expriment particulièrement bien dans les carottes 19, 16 et 15. Certains niveaux, entre les horizons bréchiques, montrent une texture laminée primaire bien préservée et peu désorganisée par la bioturbation.

Les lamines stromatolitiques successives sont discernables par leur teinte plus sombre (fig. 58). Chaque imprégnation élémentaire devient vers le haut de plus en plus soutenue puis cesse brutalement, définissant une microséquence. Leur tracé peut être horizontal ou plus ou moins régulièrement ondulé. Ces

lamines ne sont pas superposées de manière très serrée excepté en 15-1 /110-113. Leur extension latérale atteint au moins 8 cm et leurs dédoublements demeurent très occasionnels. Ces structures sont le plus souvent tabulaires et confèrent aux couches une apparence de croûte (texture de type "coverstone").

Les lamines sont des films denses de micrite fine (fig. 65G). Les bandes plus claires les séparant et représentant la base de chaque microséquence sont constituées généralement de micrite légèrement plus grossière. Parfois, la présence de microsparite engendre une microstructure caillée. Les Schizosphaerella (fig. 65H) et autres tests d'organismes (radiolaires, spicules d'éponges) se distribuent de manière aléatoire au sein de cette texture. Par contre, les lamines micritiques supportent parfois des foraminifères encroûtants.

Une croissance régulière et rythmique des croûtes (bioaccrétion) en réponse à une activité microbiologique est suggérée par la disposition superposée et par l'absence de tout indice d'érosion (filaments tronqués...) dans les films micritiques. L'assombrissement de ces derniers pourrait résulter de l'enrichissement soit en matière organique soit en éléments métalliques, soit les deux. Les mesures de la teneur globale en MnO et Fe₂O₃ par gramme de carbonate ont été réalisées sur les échantillons respectivement très riches et totalement dépourvus en lamines. Elles ne révèlent pas de différences significatives. Les valeurs moyennes sont d'environ 500 ppm pour MnO et 5000 ppm pour Fe₂O₃ (échantillonnage en 19-1 et 15-1). Bien que les mesures concernent des échantillons très carbonatés (entre 89 et 95%), les valeurs indiquées pour les éléments métalliques sont certainement légèrement majorées. Ceci est inhérent au processus de décarbonatation utilisé (acide nitrique dilué) altérant sans doute également les argiles.

Enfin, la présence de la microfaune encroûtante et le tracé très net des terriers (bioérosion) témoignent du durcissement précoce de ces horizons. Ce que confirme le remaniement, sous forme de clastes anguleux, d'éléments stromatolitiques dans les brèches.

1-2 Unité VI A3

Les passages calcaires coiffant les horizons bréchiques successifs (carotte 11, fig. 8A in JANSÁ et al., 1984) sont des mudstones finement bioturbés. Ils montrent des lamines stromatolitiques ondulées et ramifiées. Elles coïncident avec des films denses de micrite (fig. 65I) qui supportent des foraminifères encroûtants épars (nubéculaires). Les tests de microorganismes (radiolaires, Globochaete, "filaments" courbes) et autres particules minérales (paillettes de muscovite, silts quartzeux et calcitiques) sont répartis de manière aléatoire.

1-3 Unité VI A2

La sous-unité VI A2b est caractérisée par l'importance des niveaux bréchiques. Entre eux, s'insèrent des horizons particuliers de calcaires gris-verdâtre (10-1 /138-146 ; 8-4 /0-15) contenant de très nombreux grains enrobés et articles de crinoïdes. Des masses sparitiques (fine structure en mosaïque) dont le toit est indenté et dont le plancher est plat ou légèrement ondulé existent dans ces niveaux (fig. 62). De nombreux tubes d'annélides sont également présents. Certains d'entre eux sont appliqués sur les bords ou suspendus au sommet des masses sparitiques indiquant que des cavités ont pris naissance dans ces niveaux. Les lamines stromatolitiques légèrement ondulées ou ridées couvrent ces couches. Elles peuvent tapisser le plancher, s'appuyer sur les parois de cavités et contribuer à leur remplissage.

La microstructure de ces encroûtements est typiquement callée (fig. 65J). Les taches micritiques plus ou moins arrondies ont une taille comprise entre 20 et 100 micromètres. Elles demeurent souvent floues et sont entourées par de la microsparite. Elles fusionnent rythmiquement vers le haut engendrant les lamines successives.

Dans la carotte 8, comparativement aux faciès noduleux in situ sus-jacents, le matériel de ces niveaux est allochtone et représente comme en 10-4 /48-52, une couche turbiditique formée d'éléments issus du site adjacent (544). Les encroûtements cryptalgaires s'établissent sur sa surface supérieure, lient et stabilisent plus ou moins ces dépôts résédimentés.

La formation des cavités peut s'expliquer par l'effondrement ou l'écoulement vers le bas de matériel interne en réponse à la présence de vides dans les brèches sous-jacentes à clastes jointifs. Ces cavités secondaires des couches supérieures sont colonisées par les microorganismes (endostromatolites) et un remplissage géopétal s'y déroule.

2 - Conclusion

Les constructions cryptalgaires pélagiques du site 547 s'expriment toujours sous forme de croûtes intercalées dans les niveaux bréchiques ou coiffant directement ceux-ci. Elles représentent alors les dépôts les plus capables de stabiliser temporairement les pentes.

Elles ne sont ni trop altérées, ni trop démantelées par la bioturbation. Ce dernier fait est quelque peu surprenant car ces stromatolites présentent a priori une haute valeur alimentaire; mais leur lithification précoce gêne certainement l'activité de l'endofaune. La toxicité liée à la présence de métaux ne doit non plus pas être exclue.

D - Textures et environnements sédimentaires et géodynamiques de la marge

1 - Evolution des contextes

1-1 Unité VI B

Les brèches constituent une part très importante (44% et 37%) des unités VI B2 et VI B1. Elles sont essentiellement polygéniques à la base et enferment fréquemment des clastes provenant des zones paléogéographiques plus superficielles. Elles deviennent monogéniques et uniquement pélagiques vers le haut. Intraformationnelles ou non, elles illustrent une forte instabilité sédimentaire associée à une topographie sous-marine accusée.

Un autre fait marquant réside dans la pénurie de la faune. La production pélagique reste faible tandis que les formes benthiques sont très rares probablement en raison de l'instabilité des fonds. Les ammonoides ne sont pas représentés. Ils sont pourtant fréquemment associés aux croûtes stromatolitiques pélagiques (1ère partie chap. V; cette partie p.101). Leur absence est peut-être la conséquence de la très grande différenciation morphologique du bassin. Elle pourrait induire une distribution très hétérogène des faunes et leur défaut complet en certains lieux.

Les fines couches argileuses riches en matière organique correspondent à l'établissement de conditions anoxiques locales et temporaires. Cette restriction dans la circulation des eaux de fond peut être due, selon JANSA *et al.* (1984), aux mouvements relatifs de blocs ou à la mise en place de masses bréchiques agissant comme des barrières.

Ces événements se conforment assez bien à un contexte tectonique d'effondrement ("rifting") caractérisé par l'activité de blocs fallés et basculés pendant la transgression liasique (JANSA *et al.*, 1984 ; WINTERER & HINZ, 1984). Selon les premiers auteurs, au cours de l'intervalle Hettangien - Pliensbachien, les environnements de dépôts sont, successivement vers le haut, de type hypersalin, néritique puis épibathyal. Une large rampe, inclinée doucement et régulièrement vers le large, se développe sur la marge.

La présence du possible niveau stromatolitique (23-2) d'émergence s'intercalant dans des faciès plus marins est troublante. La lamination interne s'accorde avec le litage général et semble ainsi attester son autochtonie. Il est surmonté directement par du matériel pélagique. Cette variation très abrupte, même s'il existe une perte de forage, impliquerait un important et très rapide effondrement. Une disposition strictement *in situ* de cette succession ne doit pas être exclue. Elle peut correspondre à une séquence de "charnière", aux abords de la lèvre externe d'un bloc basculé où les différences de subsidence sont très importantes sur de courts espaces et intervalles de temps en raison d'un processus de rotation (ELMI, 1984) ou de mouvements antithétiques.

1-2 Unité VI A3

Selon BERNOULLI & KALIN (1984), les brèches calcaires résultent de processus de glissements sous-marins et de coulées gravitaires qui mobilisent du matériel issu d'escarpements de failles actives. JANSA *et al.* (1984) interprètent les brèches et le matériel terrigène clastique comme les témoins d'une régression. Un afflux détritique majeur s'établit au large du Canada oriental et dans le bassin d'Essaouira de manière contemporaine (JANSA & WADE, 1975a ; JANSA & WIEDMANN, 1982). Un rajeunissement d'ensemble des morphologies de la marge (pentes plus fortes, augmentation de l'érosion) consécutif à un réajustement tectonique ("rifting") ne peut être exclu.

1-3 Unités VI A2 et VI A1

Près de la base, la composition des clastes des brèches change notablement. Les éléments provenant de milieux superficiels commencent à dominer ceux dérivés des pentes. Selon JANSA *et al.* (1984), une telle modification traduit l'établissement dans le domaine plus interne d'une plate-forme carbonatée (Jurassique supérieur) à partir de la rampe initiale (Jurassique inférieur et moyen). Les faciès du site 547 (Oxfordien - carotte 8) se développent désormais dans un environnement de type talus épibathyal au pied d'une pente assez forte (environ 8%) dominée par les biohermes (fig. F).

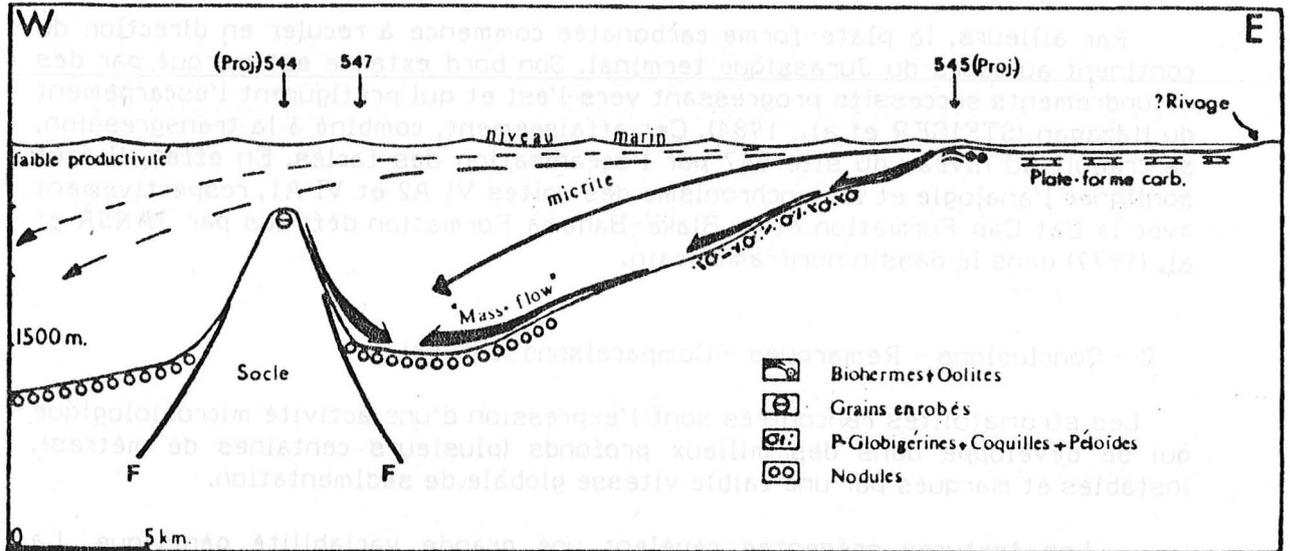


Fig. F - Section transversale montrant les environnements et les modes de dépôts sur la marge à l'Oxfordien (car.8). Les profondeurs indiquées sont déduites de la nature des sédiments et des profils sismiques. Modifié d'après JANSÁ et al., 1984.

Fig. F - Reconstructed cross-section showing depositional environments and sedimentary processes during Oxfordian time (core 8). Indicated depths have been inferred from the composition of sediments and seismic profiles. Modified after JANSÁ et al., 1984.

RIEGRAF et al. (1984), étudiant les associations de foraminifères, rejoignent cette conclusion. A ce propos, notons que les protoglobigérines illustrées par STEIGER et al. et par JANSÁ et al. (1984), qui correspondent au même échantillon (7-2 / 69-72), ou celles observées par la suite (7-3 / 35-40), semblent appartenir à des clastes bréchiques. Ces formes sont présentes dans les faciès plus internes de l'Oxfordien moyen (prélevés sur l'escarpement ; RENZ et al., 1975) mais manquent (carotte 8) dans les couches noduleuses *in situ* et plus profondes et ce, bien que l'intervalle chronostratigraphique soit a priori très favorable (Oxfordien).

Les faciès se développent dans un contexte transgressif existant peut-être dès le Bathonien et certain à l'Oxfordien. Il est marqué par une extension assez lointaine de dépôts marins sur le Maroc (ADAMS, 1979). Cette avancée correspond à la "transgression Atlantique" (LANCÉLOT & WINTERER, 1980). Un affaissement tectonique semble conjointement affecter cette partie externe de la marge. JANSÁ et al. (1984) envisagent ce fait à partir de la succession rencontrée au site 544 et WINTERER & HINZ (1984) l'indiquent également sur leurs schémas évolutifs.

Par ailleurs, la plate-forme carbonatée commence à reculer en direction du continent au cours du Jurassique terminal. Son bord externe est marqué par des effondrements successifs progressant vers l'est et qui préfigurent l'escarpement du Mazagan (STEIGER *et al.*, 1984). Cet affaissement, combiné à la transgression, se traduit au niveau du site 547 par l'océanisation des faciès. En effet, il faut souligner l'analogie et le synchronisme des unités VI A2 et VI A1, respectivement avec la Cat Cap Formation et la Blake-Bahama Formation définies par JANSÁ *et al.* (1979) dans le bassin nord-américain.

2 - Conclusions - Remarques - Comparaisons (fig. 63)

Les stromatolites rencontrés sont l'expression d'une activité microbiologique qui se développe dans des milieux profonds (plusieurs centaines de mètres), instables et marqués par une faible vitesse globale de sédimentation.

Les textures présentes révèlent une grande variabilité génétique. La diversité et l'interférence des facteurs intervenants rend très délicate l'interprétation séquentielle des textures. Cependant, dans la partie supérieure de la série, le caractère noduleux évolue vers un pôle pseudonoduleux. La différenciation n'étant pas due à des phénomènes diagénétiques, cette modification doit alors traduire un changement dans les conditions de sédimentation. La maturité des textures (netteté des contacts) semble associée à la possibilité de durcissement spontané et précoce du sédiment. Ainsi, l'évolution vers le haut pourrait refléter soit l'augmentation de la vitesse de sédimentation, soit la perte du potentiel de lithification précoce des dépôts. Les données chronostratigraphiques disponibles ne s'accordent pas avec la première hypothèse. En revanche, la deuxième possibilité pourrait être envisagée : la diminution des apports du matériel de la plate-forme carbonatée adjacente serait liée à son recul progressif (ennoyage externe) et /ou au le processus d'océanisation en cours induisant un effet de dilution.

La morphologie des domaines de dépôts des faciès grumeleux et noduleux demeure dans son ensemble irrégulière et accusée. Ceci souligne une fois de plus la coïncidence signalée par BERNOULLI (1972) et ELMÍ (1981b) entre la différenciation de ces textures et une configuration complexe des bassins.

Au site 547, les développements grumeleux et noduleux paraissent se corrélérer avec des phases d'approfondissement suite à des mouvements transgressifs et à des réajustements tectoniques. Mais ils demeurent indépendants du contexte et du style de ces derniers ("Rifting"-"Drowning" /Effondrement-Affaissement). Le début du deuxième stade indiqué dans le tableau (fig. 63) est valable pour l'étroite bande marginale qui comprend les sites 544 (qui reste différentiellement en saillie) et 547. Même s'il coïncide avec le début du "spreading" (expansion), supposé Bathonien terminal par WINTERER & HINZ (1984), cet affaissement n'affecte pas l'ensemble de la marge. Il va progresser ensuite vers le continent et la plate-forme carbonatée interne ne s'effondre que durant le Crétacé inférieur (JANSÁ *et al.*, 1984). Le géodynamisme de cette marge ne s'intègre pas au modèle évolutif établi par GRACIANSKY *et al.* (1979) à partir des exemples de la marge ibérique de l'océan Atlantique et de la marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. Par ailleurs, comparativement au domaine téthysien, cette marge marocaine, de la même manière que son homologue américaine (JANSÁ, 1981), ne comporte pas de stade initial "plate-forme carbonatée" mais possède une configuration de type rampe.

Pour continuer les comparaisons, il est nécessaire de mentionner les remarquables similitudes entre les faciès liasiques de l'unité VI B1, du site 547 et les calcaires du Carixien décrits par DOMMERGUES et al. (1981) au Portugal. Des horizons d'argiles bitumineuses et des couches grumeleuses s'insèrent de manière répétitive au sein d'une alternance régulière marne-calcaire. Les auteurs insistent sur le rôle de la bioturbation dans la genèse des textures. Une observation plus récente a révélé la présence conjointe de petits encroûtements cryptalgaires hémioncolitiques qui contribuent grandement à l'aspect sculpté des surfaces de bancs. Ces faciès à nombreux céphalopodes se développent dans un environnement marin ouvert proche du bord externe d'une large rampe sédimentaire, succédant à la plate-forme carbonatée du début du Lias.

La série jurassique rencontrée au site 547 se superpose difficilement à la série équivalente de la bordure vivaro-cévenole. Les faciès les plus proches d'après leur nature, leur mode de différenciation et leur position stratigraphique, sont les développements grumeleux présents respectivement dans l'unité VI A2 et dans les couches des alternances du sommet de l'Oxfordien moyen et de la base de l'Oxfordien supérieur. Tous deux semblent prendre place dans des milieux très externes dont la profondeur atteindrait plusieurs centaines de mètres.

II - LE BASSIN DU CAP VERT - Leg 41 - site DSDP 367

A - Cadre de l'étude

1 - Le forage : situation et objectifs

Il fut effectué en mars 1975 à environ 400 km au large de la Gambie, au sud-est des îles du Cap vert (fig. 46). Le plancher sous-marin est à une profondeur de 4748 m. Le forage est situé à l'est de l'anomalie M-25, à l'intérieur de la "Zone Magnétiquement Calme" à l'aplomb d'un bombement du substratum et du premier réflecteur superposé (C). L'horizon acoustique situé au-dessus (Horizon β), qui correspond au sommet de la formation carbonatée du Jurassique terminal - Néocomien, montre un tracé plus plat.

Le but de cette opération était de déterminer la nature et l'âge du réflecteur C et de comparer l'évolution sédimentaire de ce domaine avec celle du bassin nord-américain. En effet, le réflecteur C était supposé représenter les calcaires argileux du Jurassique supérieur ("Ammonitico-Rosso") rencontrés au cours du Leg 11 (LANCELOT et al., 1972 ; BERNOULLI, 1972) au large du Cap Hatteras (site 105) et au large des Bahamas (sites 99 et 100).

2 - La série jurassique : récupération, stratigraphie

Une série argilo-carbonatée du Jurassique supérieur a été forée (fig. 66) et récupérée de manière plus ou moins complète selon les carottages. Sa puissance avoisine 70 m et elle surmonte les basaltes qui ont été eux-mêmes pénétrés.

Selon JANSA et al. (1978), les caractères texturaux des basaltes de l'unité 7 et la nature des contacts avec les sédiments superposés indiquent qu'ils représentent des coulées. Ils correspondent au substratum acoustique suivi sur l'étendue des bassins orientaux et occidentaux de l'Atlantique central. La série jurassique forée se développe bien sur le plancher de type océanique.

3 - Objectifs et méthodes

Cette étude sera focalisée sur l'aspect noduleux des faciès appartenant à la "Reddish Brown Argillaceous Limestone Unit" (fig. 66). Une reconnaissance des différents types de structures, un recensement de leurs caractères et enfin un essai d'interprétation génétique seront réalisés. Par ailleurs, cette analyse permettra d'effectuer des comparaisons avec les faciès équivalents étudiés au site 547 et avec ceux décrits dans l'Atlantique occidental et dans le domaine ouest-téthysien.

Ce travail s'appuie sur les observations macroscopiques réalisées sur les carottes et sur l'examen complémentaire de lames minces. Au cours de ce compte-rendu, les positions indiquées se réfèrent aux photographies exposées dans les "Initial Reports of the DSDP, volume 41". Elles seront transcrites de la manière suivante, par exemple, 35-4 /100-102 pour un segment se trouvant dans la carotte (core) 35, Section 4, et correspondant à l'intervalle (100-102) centimètres mesuré à partir du sommet de la section.



B - Description générale des carottes

1 - Carotte 38

Les faciès des couches reposant sur le basalte consistent en une blomicrite (mudstone) assez argileuse vert olive renfermant des organismes planctoniques (nombreux Globochaete, calcisphères) et benthiques (foraminifères, ostracodes, entroques). Le caractère noduleux n'y est pas développé.

2 - "Reddish Brown Argillaceous Limestone Unit" - "RBAL ut"

2-1 Segment basal : C37 - microfaciès à radiolaires

Il s'agit de calcaires très argileux essentiellement rouge-brun et parfois vert olive. Ils révèlent un enrichissement majeur en radiolaires (wackestones à packstones), représentants presque exclusifs de la microfaune. Leurs moules sont pour la plupart remplis de calcédoine. Il n'y a ni cherts ni porcellanites.

2-2 Segment médian : <C36 - C35-4 /100>

Il est constitué par la superposition de marnes brun-rouge ou bleu-vert sombre et de calcaires argileux rose pale ou vert-gris clair. La couleur verte est notée localement en C36-S3 et plus généralement en C35-S5 et S4.

Les passages entre les lits sont progressifs et demeurent horizontaux. Les faciès sont fréquemment laminés et ne sont que légèrement bioturbés. Les développements de cherts sont rares. Le caractère noduleux est très faiblement marqué (excepté en 36-2 /80 - type noduleux nuageux) et les perturbations correspondent à l'ondulation douce du litage.

Ce sont des wackestones et packstones à filaments (bivalves (?) pélagiques) (fig. 71A) rectilignes ou doucement ondulés. Ces derniers ont une longueur d'environ 250 μm et une épaisseur de 5 μm . Souvent de la calcite néomorphique croît perpendiculairement à partir de l'axe du test. Les autres microorganismes sont des radiolaires, des calcisphéridés et des coccolithophoridés (souvent notés dans les niveaux marneux).

Vers le haut, les filaments abondent jusqu'en 35-4 /137-139 et n'apparaissent plus en 35-4 /110-112. Les premiers fragments de Saccocoma sont notés à partir de 35-4 /68-70. Ainsi la transition entre les deux types de microfaciès est progressive et la limite semble se placer en 35-4 (arbitrairement tracée à S4 /100).

2-3 Segment supérieur: <35-4 /100 - 32-5 /60>

La limite supérieure de cette sous-unité plus puissante (37 m) est très nette (C32-S5) sous la "White Chalky Limestone Unit" mais la nature réelle du contact a pu être altérée par l'opération de forage. Le caractère noduleux des faciès n'est pas constant au travers de cette sous-unité. Ils se différencient plus nettement et fréquemment dans la partie inférieure (<35-4 - 34-1>). Différents types de structures ont été reconnus et sont présentés après un inventaire plus général des caractères des faciès (fig. 67 et 68).

2-3-1 Lithologie

Ce segment est constitué par la superposition d'horizons centimétriques à décimétriques de calcaires, de calcaires argileux et de marnes. Les faciès

deviennent plus carbonatés vers le haut (à partir de 34-1 inclus) en même temps que la puissance relative des horizons calcaires augmente. Cette corrélation ne peut être entièrement confirmée en raison du faible taux de récupération.

Les passages entre les couches apparaissent généralement progressifs bien que souvent perturbés par le forage. Les changements verticaux marne-calcaire sont très graduels (seuls quelques contacts brutaux, affouillants ou non, ont été notés : 33-2 /85 ; 34-3 /135) tandis que les transitions calcaire-marne sont beaucoup plus brutales. Ce type d'évolution verticale est particulièrement net en 34-2 (fig. 68).

La présence de lamines continues, horizontales et légèrement ondulées, ou discontinues et arquées, est commune. Conjointement, un litage ondulé de faible amplitude se développe. Cette disposition est altérée par des terriers et par le développement de nodules ou de grumeaux.

Les sédiments présentent une coloration constante rougeâtre à verdâtre, s'intensifiant avec le contenu argileux. Verticalement, les couleurs changent de manière brutale indépendamment de toute modification lithologique. L'imprégnation rouge prévaut largement même si la teinte verte peut prendre une certaine importance dans la partie supérieure. Quelques horizons calcaires beige clair s'individualisent également.

Par ailleurs, des accidents siliceux existent périodiquement, surtout dans la partie médiane de ce segment <34-4 - 33-3>. Ces cherts (et porcellanites ?), de couleur gris-bleu à mauve, se présentent en plages allongées horizontalement, de puissance centimétrique à pluricentimétrique, plus ou moins continues et au contour le plus souvent irrégulier. Ils se développent exclusivement au sein des horizons carbonatés et préférentiellement à leur base, coiffant les horizons marneux. Ils donnent ainsi un caractère brutal secondaire au contact marne-calcaire.

2-3-2 Analyse des microfaciès

a - Nature et distribution des composants

Fondamentalement, il s'agit d'une biomicrite argileuse à nannofossiles plus ou moins imprégnée par des oxydes de fer. Ce sont principalement des wackestones, plus rarement des mudstones et exceptionnellement des packstones.

Les organismes pélagiques sont presque exclusifs. Les représentants dominants sont les radiolaires, les crinoïdes appartenant au genre Saccocoma (sous la forme de débris de la taille de silts et de sables) et les calcisphéridés. Le nannoplancton est représenté par des coccolithophoridés notés parfois en assez grande abondance. Des filaments courbes ou courts et droits (? spicules d'éponges, ? épines de radiolaires), aptychus, Globochaete et foraminifères benthiques sont présents mais en moindre abondance.

Par ailleurs, de nombreux silts calcitiques, des péloïdes et des granules de phosphate s'ajoutent sporadiquement à la mixture des particules micritiques et des minéraux argileux. La distribution des éléments microfauniques n'est pas aléatoire. Les radiolaires dominent très largement, jusqu'à être parfois exclusifs, dans les horizons carbonatés (fig. 71E) tandis que les horizons marneux se caractérisent par un enrichissement important en calcisphéridés et en débris de Saccocoma, les radiolaires étant alors épars (fig. D). Cette dualité de la composition des faciès est remarquable (fig. 71B).

b - Disposition des particules

Au sein des marnes, les fragments de Saccocoma sont fréquemment allongés dans le plan du litage. D'autre part, des éléments de la taille soit de silts, soit de sables, peuvent être rassemblés en de fines lamines (packstones).

c - Néomorphose

Les matrices des horizons carbonatés sont le siège d'une recristallisation assez constante. La néomorphose carbonatée se traduit par le développement de microsparite (taille des grains comprise entre 5 et 10 μm) ou de calcite en "pavé" dont les grains ont un diamètre moyen situé entre 20 et 40 μm . De la calcite sparitique granulaire plus grossière se forme aussi localement. Exceptionnellement, de petits rhomboèdres dolomitiques existent, dispersés au sein des niveaux verts.

L'intensité de la recristallisation n'est pas uniforme; elle épargne çà et là quelques résidus micritiques qui donnent un aspect faussement péloïdal aux microfaciès. La silicification ne se développe pas à la faveur de terriers mais débute par l'apparition de points dispersés, s'élargissant irrégulièrement et devenant coalescents (fig. 71F). Les plages silicifiées se composent de microquartz et entourent des reliques micritiques et microsparitiques.

Les organismes ou leurs débris sont remplis et épigénisés de manières très diverses. Les radiolaires ont conservé une forme arrondie. Ils sont parfois remplis par de la boue micritique et peuvent montrer une structure géotrope. Un remplissage sparitique complet est plus commun. La silicification sélective de ces organismes (microquartz et calcédoine) est un phénomène très banal. La coque demeure le plus souvent discernable. De très petits éléments globuleux se concentrent exclusivement au sein de la cavité interne des radiolaires et des plages silicifiées. Leur diamètre se situe entre 5 et 10 μm ; ils apparaissent gris-noir en lumière naturelle et sont isotropes. Ils évoquent des framboïdes de pyrite mais leur association avec la silicification est alors troublante. En fait, ces microsphérules sont peut-être des lépisphères de cristobalite remplacées par du quartz, qui se différencient au cours d'une étape précoce de la formation des nodules de cherts (WISE & WEAVER, 1974).

Enfin, notons que :

- lorsque la silicification affecte la matrice, les radiolaires sont encore facilement discernables,
- au sein d'un même horizon, les radiolaires peuvent être complètement calcitisés ou silicifiés ou montrer la coexistence microquartz-microsparite,
- vers le haut de cette sous-unité, la silicification sélective des radiolaires et les récurrences d'accidents siliceux (cherts) deviennent conjointement plus fréquents (à partir de 34-4).

Les fragments de Saccocoma sont plus rarement affectés, partiellement ou complètement par la silicification, sous la forme d'un remplacement par du microquartz.

2-3-3 Bioturbation

Les terriers ne sont pas rares et se présentent sous deux formes :

- "fenêtres" sombres, légèrement aplaties, développées le plus souvent horizontalement (3-5 cm) et dont le diamètre n'excède pas un centimètre. Ces traces s'apparentent à l'ichnogène Planolites;

- fines traces (diamètre millimétrique) faiblement allongées et parfois bifurquées en accent circonflexe. Il s'agit de Chondrites.

Ces figures de bioturbation altèrent légèrement l'organisation sédimentaire primaire (interruption des lamines...). Elles prennent place également au sein des horizons n'offrant ni caractère noduleux ni silicification notable. La bioturbation n'apparaît ainsi pas constituer le facteur déclenchant la différenciation de ces structures.

2-3-4 Textures

a - Texture prénoduleuse ondulée

Les limites des minces lits carbonatés sont communément affectées par les ondulations de faible amplitude donnant des renflements largement connectés les uns aux autres. Cette texture peut être également mimée par le simple tracé ondulant d'un changement de couleur ne coïncidant avec aucune modification lithologique (nodule vert en 34-4 /33-35).

b - Textures noduleuses

b1 - Noduleuse fusiforme (fig. 70A)

Des nodules clairs, carbonatés et fusiformes s'isolent ou demeurent en connexion et se disposent en quinconce. Les contacts avec la matrice marneuse sombre sont le plus souvent flous et progressifs et rarement filamenteux. Leur tracé est régulier et exceptionnellement nébuleux. Les terminaisons latérales des nodules peuvent être régulièrement biseautées ou sont parfois rebroussées vers le haut ou déformées en accent circonflexe. Les ponts entre les nodules montrent quelquefois des lignes de rupture horizontales ou verticales évoquant un phénomène de striction.

Les nodules sont pour l'essentiel des wackestones à radiolaires et sont emballés dans une matrice plus argileuse riche en débris de Saccocoma et en calcisphéridés (fig. 71C). L'ensemble des caractères des nodules indique que la texture ne semble constituer qu'une modification morphologique de la disposition alternante primaire. Notons que deux nodules à contour très régulier et aux limites franches (34-4 /3 fig. 70B; 32-5 /130 fig. 69A) pourraient représenter des moules internes d'ammonoïdes.

b2 - Stylonoduleuse (fig. 70D)

Des stylolites apparaissent seulement dans les horizons les plus carbonatés. Ils sont plus ou moins nets et se présentent initialement sous la forme d'un joint argileux pincé, au tracé ondulé. Plus évolués, ils montrent une ligne en vague rarement suturée souvent horizontale et parfois inclinée et anastomosée. Les stylolites limitent et respectent les nodules.

b3 - Noduleuse nuageuse (fig. 70C et 70F)

Cette texture est occasionnelle. Des plages très claires, aux limites floues, sont suspendues dans les horizons calcaires. Deux types de nodules sont reconnaissables. Les uns pourraient être qualifiés de néomorphiques car ils correspondent à des zones où la recristallisation calcitique (34-3 /43-47 ; 34-2 /50-52 ; 34-1 /102-103) ou siliceuse est relativement plus intense. Ils peuvent agir comme un poinçon (35-2 /94-97 - fig. 69C) ou être couverts par un joint stylolitique (nodule siliceux isolé en 34-1 /134-137). Ces deux faits illustrent la relative précocité de leur différenciation.

L'autre catégorie montre des éléments dissociés plus aplatis (33-2 /15-20), de composition identique à celle de l'encaissant et dont la relative clarté est due à l'absence de toute imprégnation en association avec un fond micritique dense. Ces éléments flottants apparaissent comme des galets boueux.

c - Textures contournées

c1 - Plissée simple

La superposition d'horizons centimétriques différents dans leur composition et /ou dans leur intensité de coloration donne naissance à un fin litage. Celui-ci est déformé en microplis déversés (33-2 /37-42) ou isoclinaux (32-5 /125-131 ; fig. 69A).

c2 - Convolutée

Elle se rencontre fréquemment et se caractérise par des microplissements complexes et disharmoniques (fig. 70F), pouvant être très contournés (fig. 70C). Ils sont intercalés dans des niveaux continus et plus réguliers. Cette texture résulte d'une déformation plastique d'un sédiment encore riche en eau. Elle peut directement surmonter un niveau contenant des galets boueux et cette association est alors imputable à un dépôt de turbidite (33-2 /5-20 ; fig. 70F).

c3 - Texture en gousse

Communément, des lits centimétriques très clairs s'individualisent au sein d'horizons marneux plus épais. Ce sont, comme les horizons calcaires plus épais, des wackestones à radiolaires (fig. 71G). Ils sont soit réguliers et continus soit déformés et fragmentés et présentent alors un aspect gaufré, ridé, caractérisé par la présence de microplis, de rebroussements, d'encapuchonnements, de queues effilées (fig. 69E). Dissociés, ils offrent alors les caractères de microphacolides. Leur géométrie peut être plus simple et ne montrer que la succession latérale de renflements et de constriction (fig. 70B et E). Leurs déformations et leur dissociation ou leur simple étirement sont le résultat de glissements de faible amplitude.

d - Texture grumeleuse

Le nombre des récurrences grumeleuses est peu élevé. Les grumeaux possèdent en commun les caractères suivants : couleur claire, enrichissement systématique en radiolaires par rapport à la matrice et structure lâche à punctique. Un premier type correspond à des phacolides isolés qui traduisent l'exagération des phénomènes décrits antérieurement (fig. 69D et E). Le deuxième type est représenté par des corps en amandes (35-2 /107-110) allongés dans le plan du litage et qui sont de petits nodules résiduels. Le troisième type coïncide avec des clastes (fig. 70A) au contour sub-anguleux et aux limites assez franches.

e - Autres textures

D'étroites "cheminées" sombres (fig. 69C) apparaissent à plusieurs reprises. Elles s'enracinent largement dans les niveaux marneux et pénètrent dans le niveau carbonaté superposé. Une telle figure résulte d'un échappement d'eau associé à la déformation et /ou à la compaction des sédiments.

En 33-1 /82 (fig. 69B), une nodosité est suspendue à une mince bande claire (wackestone à radiolaires). Cette figure paraît due à un effet de charge résultant de l'empilement et de l'enfoncement de microrides sédimentaires sableuses dans un support boueux (DZULYNSKI et KOLARCZYK, 1962). Le développement fréquent d'un litage ondulé de faible amplitude ("microwavy bedding") dans cette section confirme cela.

C - Développement des textures noduleuses du segment supérieur : modalités, déterminisme et phénomènes associés

L'hétérogénéité fondamentale au sein de la colonne lithologique se concrétise par le développement d'une alternance marne-calcaire montrant un enrichissement prépondérant des horizons calcaires en radiolaires. Nous discuterons ici des différents processus qui peuvent engendrer cette disposition et déterminer l'acquisition des textures.

1 - Dissolution-Précipitation (modèle diagénétique proposé par JENKYNS, 1974)

L'auteur suggère qu'une dissolution précoce de l'aragonite et des grains calcitiques très fins (nannoplancton) est à l'origine de l'alternance des lits riches en nodules et des lits argileux dans les Ammonitico-Rosso. La cyclicité résulte d'une supersaturation périodique en calcite dans le sédiment.

Selon ce modèle, la majeure partie de la dissolution aragonitique se déroule à l'interface eau-sédiment. Quand les eaux interstitielles deviennent supersaturées vis-à-vis de la calcite, la formation des nodules calcitiques débute, probablement par précipitation autour d'un nucléus. Le développement de nodules se ralentit quand la sédimentation fait monter et éloigne relativement l'interface de la zone de croissance active. Une fois recouvert, le nodule cesse de croître quand la teneur en CaCO_3 dans les eaux interstitielles chute. Pendant ce temps, la dissolution aragonitique augmente la saturation vis-à-vis de la calcite au point de formation d'un nouveau lit de nodules. L'espacement des nodules est ainsi commandé par les valeurs du taux d'accumulation, la vitesse de dissolution de l'aragonite et celle de la chute de la teneur en CaCO_3 due à la croissance du nodule dans le sédiment.

Notre série montre que la dissolution de l'aragonite semble réelle (absence de coquille d'ammonoïdes, d'aiguilles) et que certains nodules calcitiques sont néomorphiques. Mais la relative abondance du nannoplancton, la présence de nombreux lits carbonatés non noduleux, l'aspect fusiforme des nodules et la différence de composition microfaunique entre marnes et calcaires nous contraignent à rejeter ce modèle.

De même, la migration rapide de la P.C.A. entraînant une simple fluctuation cyclique dans le taux de dissolution de l'aragonite (pouvant rendre compte de l'alternance) ne s'accorde pas avec la composition différentielle des horizons. L'enrichissement périodique du sédiment en radiolaires peut résulter d'une cyclicité du contrôle sédimentaire et/ou de la préservation, se concrétisant

respectivement par un apport quantitativement oscillant ou par une concentration d'origine résiduelle sur le fond.

Une dissolution moindre des radiolaires lors de leur chute dans la colonne d'eau et de leur séjour près de l'interface eau-sédiment peut être provoquée par un enrichissement en silice des eaux mais le caractère cyclique de ce fait est difficilement explicable. La meilleure conservation des radiolaires peut être la simple conséquence d'un enfouissement plus rapide associé à un taux de sédimentation plus élevé.

2 - Contrôle sédimentaire de l'alternance

2-1 Lits radiolaritiques et turbidites

Le transport sous forme de turbidites ou plus largement de coulées sableuses pourrait s'effectuer à partir de zones adjacentes où la dissolution siliceuse serait moins forte. Plusieurs observations semblent cependant aller à l'encontre de cette hypothèse :

- Aucun granoclassement n'a été décelé, mais celui-ci n'apparaît cependant pas obligatoire. En raison de la gamme de leur taille, les radiolaires possèdent le même comportement "hydraulique" (BARRETT *in* OGG *et al.*, 1983). D'autre part, la dissolution à l'interface eau-sédiment a pu éliminer les tests les plus légers et les plus délicats de la partie supérieure de la couche radiolaritique (BALTUCK, *in* OGG *et al.*, 1983).

- Les contacts basaux de ces lits avec les couches marneuses sont généralement progressifs.

- La localisation sur une zone haute du substratum semble incompatible avec la réception de décharges sédimentaires.

2-2 Vannage des sédiments

Que le litage soit souvent en lame ou ondulé peut suggérer que l'alternance est contrôlée par l'intervention de courants vannant périodiquement les fonds sédimentaires. Mais il est difficile de concevoir qu'une telle cyclicité puisse se maintenir pendant plusieurs millions d'années. D'autre part, l'opposition entre les microbiofaciès des marnes et des calcaires ne peut être le simple résultat d'une ségrégation s'opérant sur la taille des particules constitutives. Ainsi même si des courants ont eu la capacité de modeler le litage, ils n'ont pu le créer.

2-3 Variation de la production pélagique

Cette alternance semble résulter de variations tant quantitatives que qualitatives de la pluie des organismes pélagiques. L'explosion périodique du nombre des radiolaires peut être envisagée. De simples "blooms" saisonniers ne peuvent rendre compte des lits centimétriques à pluricentimétriques rencontrés. L'instauration cyclique de courant d'upwelling induisant une haute fertilité des eaux est également difficile à retenir. En fait, ce caractère est peut-être simplement relié à des variations climatiques cycliques générales. Elles ont été envisagées pour interpréter la sédimentation alternante marne-calcaire du Crétacé inférieur du bassin vocontien (DARMEDRU, 1982). Elle résulte essentiellement d'une décantation des carbonates biogéniques et d'argiles (COTILLON *et al.*, 1979, 1980). Les radiolaires constituent la microfaune dominante, voire exclusive, des bancs calcaires.

3 - Evolution des dépôts alternants

3-1 Nodularisation et compaction : effet de boudinage

A partir de leur expérimentation réalisée sur une alternance Argille-Plâtre (puissance relative similaire), COUDRAY & MICHEL (1981) indiquent que le processus de striction est "catastrophique" c'est à dire que, lorsqu'il est amorcé, il s'accomplit jusqu'à la séparation totale des éléments. Dans notre cas, les nodules demeurent souvent en connexion latérale. D'autre part, les lignes de ruptures verticales enregistrées au niveau des ponts reliant les nodules sont extrêmement rares. Ainsi, la compaction n'apparaît pas responsable de l'ondulation qui affecte certains horizons.

La prise en compte des conditions expérimentales (COUDRAY & MICHEL) suggère que l'absence générale de déformations est due au caractère progressif des passages ou à la différence lithologique insuffisamment marquée au sein du couple banc-interbanc. Mais d'autre part, le fait que les nodules et des grumeaux carbonatés ne soient pas bien serrés les uns contre les autres, le développement réduit des stylolites, l'intégrité des microfossiles "filamenteux", la conservation de l'ouverture des terriers et de la forme arrondie des radiolaires soulignent la faible intensité générale de la compaction. La sous-unité est pourtant couverte par environ 1000 m de sédiments et surmonte une "pièce de résistance" constituée par les basaltes.

3-2 Modelage hydrodynamique

L'existence de lamines et parfois d'un très fin litage ondulé témoigne de lents courants sur le fond. Leur modelage des surfaces sédimentaires pourrait également rendre compte des caractères "prénoduleux-ondulé" et noduleux-fusifforme de certains niveaux.

3-3 Glissements latéraux

Certaines figures associées à la texture noduleuse fusiforme (étirement, gonflement...) semblent dues à des glissements synsédimentaires de faible extension et qui provoquent des déformations hydroplastiques. Cette hypothèse est étayée par la présence conjointe d'horizons turbiditiques emballant des galets boueux, de textures plissées simples et en gousses ridées. Les textures convolutées et les figures d'échappement d'eau s'intègrent facilement dans un tel contexte. Tous ces événements peuvent être déterminés par de faibles pentes et par des secousses sismiques. Ces deux facteurs s'accordent avec la localisation du site sur un léger dôme de la croûte océanique.

3-4 Recensement et hiérarchisation des facteurs engagés dans la différenciation des structures

Facteur fondamental :

- Alternance sédimentaire.

Facteurs déterminants :

- glissements superficiels et intrasédimentaires de faible extension;
- modelage hydrodynamique.

Facteurs participants (accentuant la nodularisation) :

- compaction : boudinage;
- échappement d'eau.

Facteurs annexes :

- présence de moules internes d'ammonoïdes;
- figures de charge;
- bioturbation;
- néomorphose calcitique et siliceuse;
- imprégnation ferrugineuse;

Ces deux derniers facteurs associés à la genèse noduleuse sont suffisamment caractéristiques de cette sous-unité pour appeler quelques remarques et compléments.

4 - Facteurs associés

4-1 Néomorphose

4-1-1 Calcitique

La néomorphose micritique (micrite euhédrale; JANSÁ *et al.*, 1978) et sparitique (en pavé) est intensive et semble s'établir assez précocement. La porosité intercrystalline résultante est très faible alors que les vides primaires intersquelettiques ont certainement pu avoir une relative importance.

4-1-2 Siliceuse

Le développement de nodules et de lits silicifiés au sein des sédiments fins argilo-carbonatés océaniques est un phénomène très banal. Une littérature abondante concerne l'origine de la silice et les modalités de la genèse des accidents siliceux.

a - Origine de la silice

La silice intersticielle peut provenir de plusieurs sources :

- silice biogénique (dissolution des tests de radiolaires)
- dévitrification de verres volcaniques (LANCELOT, 1973)
- silice marine originelle.

Dans la sous-unité considérée, aucun indice direct d'activité volcanique n'a été décelé. Quant à la source initiale, elle semble directement dépendre de la teneur globale en silice de la colonne d'eau sus-jacente. En effet, BROECKER (1971) a montré que tout afflux de silice dissoute dans l'eau est immédiatement compensé par une précipitation biogénique. L'alimentation primaire peut avoir deux origines principales :

* Apports continentaux

La silice fournie semble dépendre principalement des climats régnant sur le continent. La plus forte quantité est libérée par les climats chauds hydrolysants (MILLOT, 1964).

* Apports sous-marins :

- hydrothermalisme :

Cette origine a été avancée par certains auteurs (CALVERT, 1977 ; MILLOT, 1964).

- Coulée sous-marine

OLAFSON (1975 in CHESTER & ASTON, 1976) montre qu'au cours d'une éruption (Islande), la concentration en silice dissoute augmente localement à la suite du lessivage de la lave chaude.

- Altération à basse température des basaltes du plancher océanique : halmyrolyse

HART (1970, 1973), analysant des basaltes océaniques actuels, montre que cette action provoque un transfert de silice au profit des eaux marines. Mais, ce gain reste néanmoins mineur par rapport aux apports fluviatiles. Le même constat est formulé par CALVERT (1968).

b - Mode de formation des cherts

De nombreux auteurs ont abordé ce problème (MILLOT, 1964 ; LANCELOT, 1973 ; WISE & WEAVER, 1974 ; VON RAD & ROESCH, 1974 ; CALVERT, 1974, 1977 ; VON RAD et al., 1978...).

Ils admettent le processus suivant :

- dissolution des tests siliceux par les eaux interstitielles sous-saturées en silice amorphe;

- précipitation de formes finement cristallines ou mal ordonnées de la silice (lussatite ou opale C-T ou cristobalite) dont le taux de solubilité est beaucoup plus bas;

- transformation en quartz selon un processus d'inversion solide /solide.

L'appréciation du contrôle du déclenchement et de l'évolution de cette chaîne diffère selon les auteurs. VON RAD et al. (1978) pensent que le temps et la température sont les facteurs essentiels de cette maturation. LANCELOT (1973), étudiant des cherts du Pacifique, accorde une forte influence à la nature des sédiments hôtes sur la minéralogie et la formation de ces accidents siliceux.

c - Sous-unité étudiée

La silicification se développe sélectivement dans les horizons carbonatés radiolaritiques. Elle commence par le remplacement exclusif des radiolaires. Les nodules et lits chertifiés peuvent se former par la suite. Leur localisation préférentielle à la base des horizons carbonatés juste au-dessus de passées argileuses souligne l'importance de la perméabilité des sédiments hôtes dans la genèse de ces accidents. En outre, les accidents siliceux sont d'autant plus fréquents (<34-4 - 33-3>) que les radiolaires sont plus abondants dans les sédiments. Ceci semble marquer l'importance de la silice biogénique dans le développement de cherts. Mais dans le segment sous-jacent (microfaciès à radiolaires - C37), bien que le sédiment soit très enrichi en silice biogénique, aucun chert n'est observé. JANSA *et al.* (1978) interprètent cette pénurie par la haute quantité de minéraux argileux, la faible perméabilité et l'indisponibilité de silice autre que celle issue de la dissolution des tests de radiolaires.

4-2 Ferruginisation

L'imprégnation n'est pas homogène tant par son intensité que par sa couleur. La coloration rouge (hématite) est proportionnelle au contenu argileux et sa variante réduite (verte) apparaît sporadiquement, indépendamment de tout changement lithologique.

L'enrichissement global des eaux en fer peut résulter des exhalations hydrothermales et de l'altération du plancher basaltique (CHESTER & ASTON, 1976). Par ailleurs, le fer peut être apporté sur le fond sous la forme d'hydroxydes ferriques (goethite), de minéraux ferro-magnésiens, de particules d'oxydes et d'argiles enrichies (OGG *et al.*, 1983). Dans le sédiment, la goethite est instable et évolue en hématite en libérant de l'eau (BERNER, 1969).

La cyclicité de la couleur est due à la variation périodique des conditions oxydo-réductrices lors de la diagenèse précoce. Elle peut être associée à une cyclicité dans la teneur en oxygène des eaux immédiatement sus-jacentes. Celle-ci provient d'une modification du régime hydrodynamique ou d'une consommation différente de l'oxygène disponible en fonction de la quantité relative des apports de matière organique (alternative présentée par GARDNER *et al.*, 1978). Dans ce cas, l'exigence en oxygène des microorganismes aérobies qui leur permet de consommer la matière organique disponible va fluctuer. Ainsi, à vitesse d'accumulation constante, un faible apport de matière organique conduit à un excès résiduel d'oxygène et le fer sera présent sous formes d'oxydes ferriques et d'hydroxydes (couleur rouge), la limite "O₂=0" étant placée dans le sédiment. Pour une augmentation relative du contenu organique, l'exigence en oxygène est plus élevée; la limite "O₂=0" est près ou au-dessus de l'interface eau-sédiment, et le fer s'exprime sous forme ferreuse (couleur verte).

D - Age et environnement de dépôt

1 - Chronostratigraphie et âge du substratum

La RBAL Unit a été interprétée comme correspondant à l'Oxfordien et au Kimméridgien (LANCELOT *et al.*, 1978). Elle est surmontée sans transition par la White Chalky Limestone Unit dont la base a été attribuée au Tithonique supérieur (JANSA *et al.*, 1978).

Dans le domaine périméditerranéen, les séries équivalentes contenant les Saccocoma ont été rapportées au Kimméridgien (AZEMA *et al.*, 1974 in JANSA *et al.*, 1978). KUZNETSOVA & SEIBOLD (1978), d'après l'association des foraminifères, reconnaissent l'Oxfordien mais pensent que seule sa limite supérieure a été forée sans préciser son niveau. RENZ (1978) suggère à partir de l'étude des aptychus, que la limite Oxfordien-Kimméridgien peut se placer quelque part entre 35-2 / 85 et 34-4 / 64-65. Ainsi, une certaine incertitude demeure concernant cette limite. Il serait séduisant de la faire coïncider avec le passage des microfaciès à filaments au microfaciès à Saccocoma en 35-4.

KENT & GRADSTEIN (1985) indiquent que l'acmé du genre Saccocoma se situe entre 156 et 147 m.a. La puissance de la sous-unité correspondante est de 37 m (les récurrences turbiditiques reconnues ne causent pas un surépaississement important) ce qui lui donne un taux d'accumulation net (sans correction de la compaction) d'environ 4,10 m / m.a. L'extrapolation de cette valeur jusqu'à la base de la série nous indique un âge absolu d'environ 161 m.a. pour le substratum basaltique coïncidant grossièrement avec la limite Oxfordien inférieur-Oxfordien moyen. Cette estimation s'accorde bien avec l'âge de la "Jurassic Quiet Zone" (160,33 - 169,00 m.a.) proposé par KENT & GRADSTEIN (1985) et sur laquelle le forage a été réalisé.

2 - Milieu de sédimentation et paléobathymétrie

Les textures disponibles témoignent de lents courants sur le fond. Elles sont compatibles avec la présence d'un relief sous-marin dont l'existence peut être supposée à partir des données sismiques.

Les sédiments sont marqués par la contribution très dominante des organismes pélagiques. D'après l'étude des associations de foraminifères et d'ostracodes, KUZNETSOVA & SEIBOLD (1978) suggèrent un environnement bathyal. La très faible quantité d'éléments terrigènes a été attribuée par JANSA *et al.* (1978) et par LANCELOT & SEIBOLD (1978) à l'éloignement des sources d'alimentation (associée à une transgression) et /ou au piégeage de ce matériel sur les plates-formes.

L'absence d'aiguilles d'aragonite et de coquilles d'ammonoides, la présence des aptychus et des autres microorganismes calcitiques supposent que l'aire de sédimentation se situait entre la P.C.A. et la P.C.C. ce qui ne livre aucune indication concernant la profondeur de dépôt. Même si elle présente beaucoup de limites, une estimation de la bathymétrie est réalisable suivant la démarche de OGG *et al.* (1983). Pour calculer la profondeur de la surface sédimentaire à un temps donné, la colonne lithologique correspondant à ce temps et deux-tiers de sa puissance totale sont ajoutées à la profondeur du substratum.

La courbe âge-profondeur du plancher océanique utilisée est celle indiquée par BERGER & WINTERER (1974). L'intervalle de temps est estimé en se basant sur l'échelle des temps absolus proposée par KENT & GRADSTEIN (1985). Il n'a été procédé à aucun essai de correction du relief du substratum, de la compaction différentielle ou encore du taux d'expansion. Nous utiliserons la valeur 2700 m comme profondeur initiale (élévation moyenne des rides actuelles) mais SCLATER *et al.* (1971) ont montré que cette dernière variait en fonction de la vitesse d'expansion (les rides "rapides" sont plus profondes). En conséquence, il existe une incertitude d'au moins 200 m (d'après OGG *et al.*, 1983) dans notre estimation. Cette paléobathymétrie est calculée pour le sommet de la RBAL Unit.

Sommet des microfaciès à Saccocoma : 147 m.a.

Substratum : 161 m.a.

Profondeur du substratum : environ 3900 m.

Puissance totale : environ 55 m.
 Puissance décompactée : 92 m.
 Bathymétrie estimée : environ 3800 m.

Ce résultat doit être néanmoins considéré avec beaucoup de réserves car les paramètres demeurent très approximatifs induisant de larges marges d'erreur. Pour la RBAL Unit, les différentes données se conforment à un environnement bathyal profond qui se développait dans une aire océanique dont la largeur avoisinait 1000 km d'après la reconstitution proposée par OGG *et al.* (1983) au moment de l'anomalie M-25 (Oxfordien terminal).

3 - Evolution sédimentaire

L'examen de plusieurs lames minces au travers de la "White Chalky Limestone Unit" montre l'importance constante des radiolaires. Selon JANSÁ *et al.* (1978) cette unité s'étend du Tithonique supérieur à l'Hauterivien, donnant un taux de sédimentation d'environ 9 m /m.a. qui représente environ le double de celui de la sous-unité à *Saccocoma*. Le changement lithologique ne semble donc pas coïncider avec une diminution de la production-préservation des radiolaires mais avec une simple dilution par le matériel carbonaté nannoplanctonique.

E - Comparaison avec les autres sites atlantiques et avec le domaine téthysien occidental

1 - Bassin nord-américain

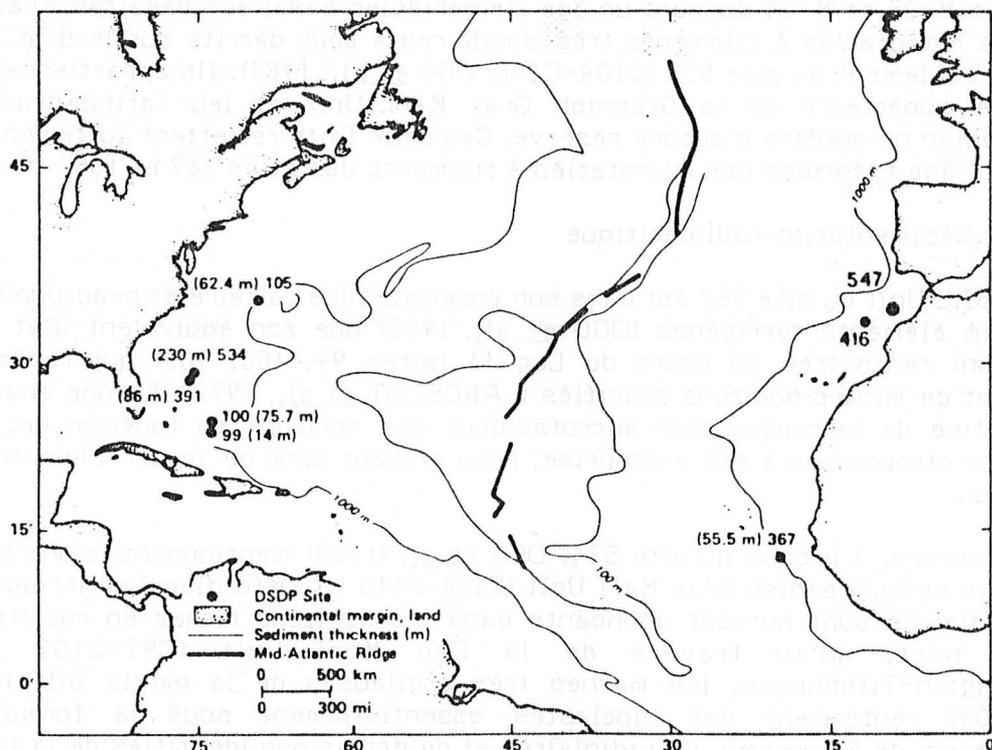


Fig. G : Localisation des sites DSDP dans l'Atlantique Nord où fut pénétrée la Cat Gap Formation et les calcaires marneux rouge-brun équivalents.

Location of DSDP sites that penetrated the Cat Gap Formation or the coeval reddish brown marly lithofacies in the North Atlantic (in OGG *et al.*; 1983).

La Cat Gap Formation du Jurassique supérieur se développant sur la bordure occidentale de ce bassin a été décrite par LANCELOT *et al.* (1972), BERNOULLI (1972) et JANSA *et al.* (1979). Elle présente, comme l'ont déjà souligné LANCELOT & SEIBOLD (1978) et JANSA *et al.* (1978) de nombreuses affinités (bio et lithofaciès, caractères et genèses des textures) avec la série récupérée au site 367 et illustre parfaitement l'évolution symétrique des deux bords de la ride médio-océanique. Nous ajouterons à cela quelques remarques.

1-1 Corrélations chronostratigraphiques

Le site 105 (stratotype de la formation in JANSA *et al.*, 1979) montre la présence de microfaciès à Saccocoma au-dessus de microfaciès à filaments qui recouvrent directement le basalte. La succession est donc étroitement comparable à celle du site 367.

Selon JANSA *et al.* (1979), la Cat Gap Formation a, au site 105, un âge oxfordien-tithonique et les auteurs considèrent comme probable un âge oxfordien pour les microfaciès à filaments. Ils placent la limite supérieure de ces derniers du sommet du C37 (site 105) donnant une puissance d'environ 32 m aux faciès à Saccocoma qui s'ajuste bien aux 37 m du site 367.

La localisation du site 367 à l'est de l'anomalie M-25 (Oxfordien terminal) n'entrave pas la possibilité de donner le même âge aux faciès similaires (Kimméridgien pour les faciès à Saccocoma et Oxfordien pour les faciès à filaments). Les données plus récentes semblent cependant contredire cette double attribution. D'une part, selon OGG *et al.* (1983), le puits 105 a été foré entre les anomalies M-25 et M-24 donnant un âge kimméridgien basal aux basaltes. D'autre part, des microfaciès à filaments très similaires à ceux décrits sur le site 367, existent également au site 534 (C104-C106; OGG *et al.*, 1983). Ils appartiennent à la partie supérieure de la Greenish Gray Marl Unit et leur attribution au Kimméridgien ne souffre d'aucune réserve. Ces deux faits remettent fortement en question l'âge oxfordien des microfaciès à filaments des sites 367 et 105.

1-2 Sédimentation radiolaritique

La RBAL Unit du site 367 est dans son ensemble plus calcaire et beaucoup plus pauvre en éléments terrigènes (OGG *et al.*, 1983) que son équivalent (Cat Gap Formation) rencontrée au cours du Leg 11 (sites 99, 100, 105) qui renferme également de minces horizons silicifiés (LANCELOT *et al.*, 1972). Aucune analyse quantitative de la composition microfaunique des horizons en fonction de leur teneur en carbonate n'a été entreprise, nous privant donc de tester l'hypothèse ci-dessus.

Par contre, à propos du site 534, OGG *et al.* (1983) mentionnent, d'une part, qu'au sein de la Greenish Gray Marl Unit (C104-C110 ; ? Oxfordien-Kimméridgien), les radiolaires sont surtout abondants dans les horizons riches en micrite et d'autre part, qu'au travers de la Red Marl Unit (C92-C103 ; ? Kimméridgien-Tithonique), les marnes très argileuses de la partie inférieure (C99-C103) renferment des bioclastes essentiellement sous la forme de calcsphères, de Saccocoma, de radiolaires et de débris non identifiés de la taille des silts. Cette description rappelle la dualité des microfaciès du site 367 et soutient l'interprétation proposée (sédimentation différentielle).

2 - Site 547

JANSA *et al.* (1984) ont relevé l'analogie existant entre les faciès de la partie supérieure du forage 547 B et ceux appartenant successivement à la Cat Gap Formation puis vers le haut à la Blake Bahama Formation (définie in JANSA *et al.* 1979).

La partie supérieure de la RBAL Unit (site 367 - Kimméridgien) coïncidant avec les microfaciès à *Saccocoma* présente certaines similitudes avec l'unité VI A2 du site 547 B (fig. 56). Les deux unités offrent une coloration rouge soutenue et des caractères pseudonoduleux à noduleux. Les aptychus, débris de *Saccocoma* (fig. 65F), calcisphéridés, coccolithophoridés et à un moindre degré les péloïdes, les *Globochaete* et les "filaments" sont les contributeurs essentiels communs aux deux unités. A ceci s'ajoutent les radiolaires présents exclusivement au site 367 (tandis que ces éléments restent très dispersés dans les sédiments du site 547 B).

La puissance de cette sous-unité au site 547 est nettement moindre qu'au site 367. Sa base peut être placée, au site 547, au sommet des packstones à filaments (8-3 /30) et son sommet tracé en 6-3 /122 (fig. 57). Si l'on ôte les niveaux bréchiques, sa puissance est de 14,20 m donnant un taux d'accumulation net d'environ 1,60 m /m.a. (contre 4,10 pour le site 367). Ce calcul comparatif souffre de l'absence de données chronostratigraphiques précises, mais cette estimation souligne bien que l'enrichissement en radiolaires sur le site 367 n'est pas résiduel. Il n'est pas la conséquence d'une dissolution des carbonates. On peut en déduire qu'il est originel.

La production accrue des radiolaires est peut-être associée à une plus grande quantité de silice disponible en raison de la proximité de la ride ou de la croûte océanique nue. Elle peut être aussi due à une plus grande fertilité des eaux en liaison avec des circulations hydrodynamiques différentes ou avec une position latitudinale plus proche du paléoequateur comme peut la suggérer la distribution actuelle des sédiments radiolaritiques (voir CALVERT, 1974). A ce propos, LANCELOT (1976), mentionne qu'au niveau de la ceinture équatoriale du Pacifique, seule la haute productivité de surface contrôle l'accumulation des microfossiles siliceux.

3 - Comparaison avec le domaine téthysien

3-1 RBAL Unit et les formations de type Ammonitico-Rosso (A-R)

BERNOULLI (1972) souligne justement les analogies lithologiques et texturales entre les faciès du Jurassique supérieur de l'Atlantique occidentale et les A-R marneux de bassin du Toarcien-Aalénien du domaine téthysien. Un environnement pélagique caractérisé par une topographie sous-marine marquée lui paraît conforme à ce type de faciès. Il reconnaît judicieusement le rôle déterminant de la configuration du bassin et de la tectonique synsédimentaire. Par contre, son "uniformisation" bathymétrique autour des 1000 m ne semble guère fondée. Il omet le rôle fondamental tenu dans les deux cas par la sédimentation alternante marne-calcaire. Or celle-ci peut se développer dans des environnements allant d'une plate-forme externe épicontinentale, sous une centaine de mètres d'eau, jusqu'à un domaine océanique sous une tranche d'eau de plusieurs milliers de mètres. La configuration du bassin n'a, comme il le précise, aucune signification bathymétrique. Même si certaines convergences sont enregistrées, la profondeur initiale de dépôt n'est pas identique et peut être beaucoup plus importante dans le domaine océanique.

Par ailleurs, JANSA *et al.* (1978) insistent sur le fait que les faciès atlantiques du Jurassique supérieur (y compris le site 367) diffèrent des A-R tels qu'ils furent définis originellement, c'est-à-dire comme des faciès très condensés, calcaires, riches en ammonolides et se développant au Jurassique moyen et supérieur sur des zones résistantes (région de Verone, Italie du Nord).

BERNOULLI (1972) et JANSA *et al.* (1978) soulignent, à partir de la composition faunique et de la présence d'accidents siliceux, la meilleure équivalence de la RBAL Unit avec la formation Rosso ad Aptici du Jurassique alpin.

3-2 Microfaciès à Saccocoma du site 367 et Rosso ad Aptici du bassin lombard

Chronologiquement, la correspondance est bonne puisqu'un âge kimméridgien-tithonique a été assigné au Rosso ad Aptici Lombard (in WINTERER & BOSELLINI, 1981). Selon ces auteurs, les Radiolariti sous-jacents passent progressivement vers le haut à un calcaire pélagique rouge, siliceux, à litage lenticulaire et chargé de cherts qui deviennent de moins en moins fréquents. Des pistes en surfaces de bancs, des aptychus, du nannoplâncton, des radiolaires et des fragments de Saccocoma ont été reconnus. Au-dessus et en contact graduel, le véritable Rosso ad Aptici se compose d'une alternance marne-calcaire rouge sans concentration siliceuse.

L'examen de quelques échantillons provenant de Breggia et de Torre de Busi a révélé que les bancs calcaires sont composés d'ordinaire par des wackestones à radiolaires (remplacés par du microquartz et/ou de la calcite) accompagnés de calcisphéridés, de fragments de Saccocoma, d'aptychus et de silts calcitiques (fig. 71H et 71I). Ces éléments peuvent être rassemblés sous forme de lamines (packstones) dans les calcaires argileux. Les horizons les plus marneux sont plus imprégnés (rouge-brun) et sont appauvris en composants microfauniques (quelques calcisphéridés). En contrepartie, le nannoplâncton (coccolithophoridés) est relativement abondant.

En conclusion, d'après la lithologie, les accidents siliceux, les textures et les constituants microfauniques, une équivalence étroite existe entre, d'une part, la base des microfaciès à Saccocoma du site 367 (<35-4 - 34-1>) et la partie supérieure des Radiolariti lombardes et, d'autre part, entre la partie supérieure de la RBAL Unit (<32-5 - 33-4>) et le Rosso ad Aptici.

3-3 Comparaison des séries complètes

La similitude notée précédemment ne doit pas effacer la différence fondamentale des parties sous-jacentes des séries respectives. En Lombardie (BERNOULLI, 1964 ; McBRIDE & FOLK, 1979 ; WINTERER & BOSELLINI, 1981) et en Toscane-Ombrie (McBRIDE & FOLK, 1979 ; KALIN *et al.*, 1979), le Rosso ad Aptici couvre des radiolarites (sens large) qui elles-mêmes surmontent les Marnes à Posidonia du Jurassique moyen. Il est donc clair que les microfaciès à filaments (? Oxfordien-Kimméridgien) des sites atlantiques (105, 367, 534) ne correspondent ni par leur âge, ni par leur position dans les séries, aux faciès à Bositra de la Téthys.

Le domaine sud-téthysien est caractérisé par un développement majeur des radiolarites au Callovien-Oxfordien. Les sédiments riches en radiolaires récupérés au site 367 (C37) pourraient représenter un écho lointain de cette crise. Il reste à apprécier les facteurs de contrôle de ce type de sédimentation. Plusieurs auteurs dont MARCOUX & RICOU (1979; notion de "gouttière



radiolaritique"); JENKYN & WINTERER(1982) ; OGG et al.(1983) ; DE WEVER & DERCOURT (1985) ont souligné le rôle déterminant de la configuration des bassins sur l'accroissement de la production et de la préservation des sédiments siliceux radiolaritiques. Ces domaines doivent s'apparenter à des alres marines semi-restreintes ou à des océans embryonnaires riches en matière organique.

Ils sont représentés actuellement par le Golfe de Californie (CALVERT, 1966 ; JENKYN & WINTERER, 1982), la Mer Rouge (GOLL, 1969), la mer Intérieure du Japon (STEINBERG et al., 1977) ou encore la Mer Tyrrhénienne (CASTELLARIN & SARTORI, 1978). Le dépôt de sédiments siliceux biogéniques s'y avère compatible avec un faible éloignement des côtes et une profondeur non excessive (1500 m-2500 m). Cette disposition "étroite" apparait nettement sur les cartes paléogéographiques de la Téthys proposées par DERCOURT et al. (1985). Dans cette hypothèse, il est alors aisément concevable que l'Atlantique central déjà large d'environ 1000 km à l'Oxfordien terminal ne soit pas le siège d'une accumulation radiolaritique prédominante.

Par ailleurs, l'influence de la quantité de silice et des éléments nutritifs disponibles sur la production radiolaritique ne doit pas être négligée. A ce propos, GOLL (1969) pense que la quantité de silice dissoute contrôle l'introduction puis la disparition des radiolaires dans les sédiments quaternaires de la Mer Rouge.

Un enrichissement en silice, restreint à la Téthys pourrait être alors envisagé. La contribution fluviatile est difficile à apprécier mais il importe de noter la mise en place au Callovien-Oxfordien de vastes complexes détritiques terrigènes. Ils s'établissent aussi bien sur la marge nord (Terres Noires du bassin du Sud-Est de la France) que sur le domaine le plus méridional en Algérie occidentale (Argiles de Saida ; ELMI & BENEST, 1978) et dans les chaînes du Rif (WILDI, 1981).

Des niveaux d'origine volcanique ont été signalés par BERNOULLI & PETERS (1970, 1974, in WINTERER & BOSELLINI, 1981) et par BERNOULLI (1980 in RENZ & HABICHT, 1985) respectivement dans la Fonzaso (Oxfordien - Ride Tridentine) et dans le Rosso ad Aptici Lombard. Ces événements semblent cependant rester trop ponctuels et occasionnels pour engendrer l'enrichissement en silice supposé. Ils sont en outre controversés.

Une troisième source de silice pourrait résulter de l'halmyrolyse du plancher basaltique. Or, nous avons déjà mentionné que cette contribution devait demeurer mineure. Néanmoins, ceci nous renvoie à l'hypothèse émise par FOLK (in FOLK & McBRIDE, 1978 et in McBRIDE & FOLK, 1979) selon laquelle des fragments de la jeune croûte océanique ligure émergent précocement (genèse des ophicalcites). Favorisés par la grande quantité de silice libérée par l'altération associée à une pédogenèse tropicale (McBRIDE & FOLK, 1979), les "blooms" de radiolaires ont pu s'accomplir dans les aires avoisinantes. Cette conception rend compte du caractère régional des radiolarites sud-téthysiennes.

3-4 Conclusions

Cette revue montre d'une part que l'uniformisation des faciès entre l'Atlantique et la Téthys ne se déroule qu'à partir du Kimméridgien, conjointement à leur enrichissement respectif en carbonates. D'autre part, il ressort que la trilogie "radiolarite - croûte océanique - très grande profondeur" n'est pas réelle et que l'enrichissement des sédiments en radiolaires apparait aussi bien primaire que résiduel c'est-à-dire en rapport avec une production accrue autant qu'avec une préservation sélective. Ce couple semble contrôlé par des facteurs régionaux tels que la configuration des bassins, la quantité de silice dissoute et la position

latitudinale. L'éloignement des côtes et les très grandes profondeurs ne paraissent être des conditions ni nécessaires ni suffisantes à la sédimentation radiolaritique. Ceci rejoint les conclusions formulées par FÜLOP (1976) à propos des sédiments siliceux du Dogger en Hongrie (Tata).

Enfin, l'indéniable crise radiolaritique du Callovien-Oxfordien semble limitée au domaine téthysien. En fait, ce qui est beaucoup plus général en cette même "période" est l'absence ou la pénurie des sédiments carbonatés, relative au déficit en nannofossiles, aussi bien dans les domaines océaniques que dans les domaines épicontinentaux externes où sont notés des discontinuités, des dépôts à dominante argileuse ("claystones" du site 534 ; Terres Noires du Sud-Est de la France ; Misaine Member du Plateau Scotian) ou siliceuse (Téthys) suivant les conditions environnementales. Au cours du Jurassique supérieur, la sédimentation carbonatée s'affirme progressivement et devient très générale au Jurassique terminal : Maiolica et ses équivalents dans le domaine téthysien, Blake-Bahama Formation et ses équivalents dans l'Atlantique, calcaires à cherts du Tithonique supérieur-Berriasien du Pacifique (DSDP, Leg 17, site 167, WINTERER *et al.*, 1973) ; Baccaro et Artimon Members du Plateau scotian (Canada oriental).

De nombreux auteurs ont associé ce changement à une descente de la PCC ne nous renseignant pas davantage sur les véritables déterminismes de cette évolution car BERGER & WINTERER (1974) soulignent bien que la profondeur, le relief et les fluctuations au cours du temps de la PCC résultent de l'intervention de nombreux facteurs assez bien identifiés mais dont les interactions demeurent trop complexes.

La nature radiolaritique des lits noduleux du site 367 nous a conduit à discuter des processus du contrôle de la sédimentation en domaine externe au Jurassique supérieur. Cette réflexion nous a éloigné des objectifs initiaux mais nous a permis de placer les formations noduleuses dans le contexte sédimentaire général.

Les forages de la marge orientale de l'Atlantique central ont livré des informations qui complètent celles obtenues dans le Sud-Est de la France. Toutes les différentes données sont synthétisées et discutées dans les conclusions générales. Elles concernent la nature des grumeaux et des nodules, les modalités et le déterminisme de la différenciation des textures et enfin la signification tectono-sédimentaire et environnementale des formations de type Ammonitico Rosso étudiées.

Auparavant, la fréquence des structures cryptalgaires notée dans les exemples observés (Sud-Est de la France ; site 547) a motivé une étude plus spécifique et complémentaire de matériel carotté au large de la Nouvelle-Ecosse (Canada oriental). Des constructions cryptalgaires se sont développées au Jurassique supérieur dans des environnements similaires à ceux reconnus pour les exemples précédents, sur le bord externe du plateau continental de la marge nord-américaine de l'Atlantique central. Ces structures font l'objet du travail de la partie suivante.

TROISIEME PARTIE

LES DEVELOPPEMENTS CRYPTALGAIRES DU JURASSIQUE SUPERIEUR AU LARGE DU CANADA ORIENTAL (PLATEAU SCOTIAN)

Le plateau continental scotian est situé au sud-est de la Nouvelle Ecosse et s'étend à l'est du "Georges Bank" et à l'ouest du "Laurentian Channel". Il recouvre une aire d'environ 150 000 km². Il est le lieu d'une importante activité d'exploration pétrolière qui a débuté en 1967.

Les couches jurassiques ne sont généralement pas exposées à l'air libre sur la bordure orientale de l'Amérique du Nord et ainsi toutes les informations géologiques sont obtenues par des méthodes de subsurface, telles que l'étude des coupes de sondages, des carottes conventionnelles, des enregistrements diagrapiques et l'interprétation de la sismique réflexion à multicanaux.

Une zone discontinue de plates-formes et de talus carbonatés borde au Jurassique - Crétacé la marge orientale de l'Amérique du Nord depuis les "Grand Banks" de Terre-Neuve jusqu'aux Bahamas vers le sud (JANSA, 1981 ; GAMBOA et al., 1985). Des constructions carbonatées ont été découvertes au large du Canada lors de forages destinés à tester le potentiel en hydrocarbures de la bordure de la plate-forme du Jurassique. Des constructions cryptalgaires y ont été reconnues (JANSA et al., 1982 ; PRATT, 1982). Elles constitueront l'objet de ce travail.

Trois puits de forage sont étudiés. Leurs coordonnées sont reportées sur la figure 72. Les profondeurs dans le texte suivant sont prises à partir de la table de rotation de la plate-forme de forage.

I - CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL

A - Cadres stratigraphique et paléogéographique mésozoïques

Les travaux essentiels concernant la stratigraphie de cette région ont été menés par MC IVER (1972), JANSA & WADE (1975a), ASCOLI (1976), GIVEN (1977) et BARSS et al. (1979) (fig. 73A).

Le bassin scotian (fig. 73B) est le siège d'une très importante accumulation sédimentaire au Mésozoïque (puissance atteignant 10 km). L'histoire de cette marge continentale débute au Trias. Le substratum paléozoïque est couvert par des couches rouges triasiques. Des dépôts évaporitiques (Argo Formation, MC IVER, 1972) se mettent en place à partir du Rhétien jusqu'à l'Hettangien - Sinémurien et seront remobilisés sous forme de structures diapiriques (fig. 73C).

La marge continentale est ensuite "transgressée" par une mer ouverte au Sinémurien et un premier épisode majeur de dépôt carbonaté s'instaure jusqu'au début du Bajocien (Iroquois Formation, MC IVER, 1972). Une rampe est constituée par des dolomies et à un moindre degré par d'autres carbonates d'eaux peu profondes et par des évaporites. Elle s'établit sur la bordure continentale qui s'enfonce lentement. A cet épisode, succède au Bajocien - Bathonien, une séquence terrigène (Mohican Formation, GIVEN, 1977) composée de grès, de microgrès (siltstones) et d'argiles bariolées qui se déposent dans des environnements continentaux et marins marginaux. Elle est associée selon JANSA & WADE (1975b) au rajeunissement des aires d'approvisionnement.

A la suite d'une large transgression, un deuxième épisode carbonaté (Abenaki Formation, MC IVER, 1977) s'instaure à partir du Bathonien et se développe jusqu'au début du Crétacé (base de l'Hauterivien). Cette puissante formation (900 à 1300 m) a fait l'objet d'une étude exhaustive de la part d'ELIUK (1978). Elle se compose de 3 ou 4 membres selon les lieux. Elle débute par les carbonates de haute énergie (oolitiques, oncolitiques sableux) du Scatarie Member. Ce domaine superficiel est ensuite submergé par la brève invasion marine callovienne durant laquelle se dépose une épaisse (100 m) unité argileuse (Misaine Shale Member). Elle est surmontée sans transition par une série carbonatée oxfordienne à berriasiennne (Baccaro Member, complété ou non au sommet par l'Artimon Member). Régionalement, le dépôt des carbonates se restreint progressivement à la partie externe du plateau scotian le long de la paléoflexure (ELIUK, 1978) pendant le Jurassique terminal et au début du Crétacé. La composition des carbonates dépend de leur position et de leur âge. Des grainstones oolitiques, des wackestones et des packstones bioclastiques et péloïdaux sont fréquents dans l'Oxfordien et font place à des mudstones et à des calcaires argileux au Kimméridgien. L'influence pélagique est soulignée au Tithonique par la présence de calpionelles dans les carbonates de la flexure externe de la plate-forme (JANSA *et al.*, 1980). Au cours du Jurassique supérieur et du début du Crétacé, des constructions biohermales participent activement à la constitution du talus continental sur cet emplacement (JANSA *et al.*, 1982).

L'épisode carbonaté cesse de manière diachrone à la suite d'une régression majeure et d'un ennoyage par du matériel terrigène. Ce dernier correspond à la mise en place, à partir du Kimméridgien terminal, d'un vaste complexe deltaïque progradant ("Sable Island deltaic system") qui constitue la Missisauga Formation.

Les dépôts plus internes équivalents des carbonates du Jurassique supérieur se composent de matériel terrigène (sables, argiles bariolées et lits charbonneux mineurs) de la Mohawk Formation (GIVEN, 1977) et des éléments détritiques d'un domaine marin marginal correspondant à la Mic Mac Formation. Cette dernière est constituée d'argiles fréquemment rougeâtres qui sont interstratifiées avec des grès et des minces horizons carbonatés. Sa puissance peut atteindre 1200 mètres (aire de "Sable Island") et son âge est Callovien-Tithonique.

Un troisième lithofaciès au Jurassique terminal - début du Crétacé (Verrill Canyon Formation) se développe en position plus externe par rapport aux carbonates dont il représente l'équivalent de type bassin. Cette formation est constituée d'argiles charbonneuses brunes à grises incluant quelques minces interlits de grès et de microgrès.

Bien que certains dépôts carbonatés s'établissent temporairement au cours du Crétacé et de l'Eocène, une plate-forme homologue à celle du Jurassique terminal et du début du Crétacé ne se différencie jamais par la suite.

B - Cadre structural

Grâce aux données sismiques, il a été possible d'apprécier la structuration du plateau et du bassin scotians (JANSA & WADE, 1975b). Elle montre l'individualisation de sous-bassins, plus ou moins séparés par des rides où les accumulations sédimentaires sont moindres et qui correspondent à une élévation relative du socle paléozoïque (fig. 73B). Ainsi la puissance des sédiments du Jurassique moyen et supérieur est d'environ 500 mètres dans les puits localisés sur la plate-forme La Have (NASKAPI N-30), tandis qu'elle peut atteindre 1500 mètres dans le sous-bassin Abenaki (puits MIC MAC H-86). Selon GIVEN (1977), ce jeu différentiel des structures contrôle la sédimentation jusqu'au début du Crétacé. Il est intéressant de noter la présence d'une zone charnière ("Hinge

zone") dont le tracé n'est pas parallèle à celui de la flexure actuelle. En réalité, le linéament tectonique correspondant à la charnière au sud-ouest se prolonge au nord-est sous "Sable Island" ("Sable High", fig. 73C). Dans ce domaine, l'effondrement précoce du compartiment externe du substratum est responsable de l'individualisation du sous-bassin Abenaki et du retrait vers l'ouest de la zone charnière. Par ailleurs, se développent des structures diapiriques de sel surtout dans le domaine externe ("Sedimentary Ridge Province") et également dans le sous-bassin Abenaki, en arrière de "Sable Island" (fig. 73C).

II - ANALYSE DES CAROTTES

A - Localisation géographique des puits et position des carottes étudiées (fig. 72 et 74)

Ces forages profonds ont été réalisés à proximité de la charnière paléotectonique et recoupent l'Abenaki Formation soit entièrement (ACADIA K-62) soit en grande partie.

Le puits Demascota G-32 se situe sur la paléoplate-forme à proximité immédiate de sa terminaison brutale vers le large (fig. 73B). Les carottages conventionnels réalisés au travers du Baccaro Member et de l'Artimon Member montrent la succession de constructions carbonatées biohermales (JANSA *et al.*, 1982). Ce sont dans l'ordre stratigraphique ascendant : les biohermes à stromatolites - tubiphytes ; les biohermes à chaetétidés et coraux et les biohermes à spongiaires.

Le puits Penobscot L-30 est localisé dans le sous-bassin Abenaki en avant de la charnière du substratum (fig. 73B) mais à l'aplomb d'une structure diapirique basse (document non disponible). Un carottage de contrôle (C2), effectué près de la base du forage, a fourni des structures cryptalgaires.

Le puits Acadia K-62, foré sur l'actuel talus continental, se situe en avant de la charnière du substratum qui limite la plate-forme La Have (fig. 73B). Le carottage conventionnel C5 a permis de reconnaître un faciès calcaire à structures cryptalgaires.

B - Description générale des carottes

1 - Puits Demascota G-32 - carotte 5 (fig. 75 et 76)

Elle se compose de calcaires gris, clairs à très sombres, à très grandes plages calcitiques. Celles-ci sont des enveloppes drusiques isopaches et fibreuses qui cernent un vide central comblé le plus souvent par de la calcite granulaire et plus rarement par une boue interne. La porosité macroscopique résultante est faible (0-5%).

Quelques corps stromatolitiques existent dans la sous-unité inférieure (5A, fig. 75) ainsi que de fines figures de type Stromatactis et des tubes blancs de type Tubiphytes. Des wackestones péloïdaux, à tests d'organismes leur sont associés. La faune est représentée par des radiolaires, des spicules d'éponges, quelques "filaments" courbes (? ostracodes), des foraminifères benthiques (textularidés) et des débris d'échinodermes. Des silts quartzeux et calcitiques, des péloïdes, quelques grains enrobés et des pelotons de nubéculaires sont aussi présents.

Dans la sous-unité supérieure (5B, fig. 75) se succèdent principalement des wackestones, grainstones et mudstones (fig. 76). Trois niveaux se distinguent par

leur aspect bréchique. Ils renferment des éléments remaniés centimétriques à pluricentimétriques. Leur nature est variée : clastes à faciès de type 5A avec des figures géotropes et stromatolites renversés et inversés, clastes stromatolitiques isolés (colonne retournée), fragments de madréporaires et de spongiaires, clastes à microstructure caillée, wackestones péloïdaux, mudstones à spicules et radiolaires et tubes d'annélides dont les remplissages géotropes ont des orientations différentes dans un même claste.

Les faciès de la sous-unité 5B renferment des éléments biologiques et allochimiques fins similaires à ceux de 5A. Par ailleurs, des bioclastes plus grossiers sont présents : entroques, aptychus, coquilles de mollusques et fragments de tubes d'annélides, de spongiaires et de coraux. Ces grains peuvent être nus ou enveloppés par un cortex micritique (grains enrobés ; fig. 80A). Des oncolides à nubéculaires et des tubiphytes sont aussi présents.

Les grainstones et mudstones (autres que les brèches) contiennent également des clastes arrondis à subanguleux, polygéniques (mudstone à spicules ou à microstructure caillée, wackestone péloïdal) et des galets mous (fig. 76 /14407.0' pieds). Ces faciès, de la même manière que les brèches, semblent correspondre à des "debris-flows". Des figures de granoclassement (quatre normales et une inverse) ont été notées et, en 14404.3' pds (fig. 76), le contact avec les wackestones péloïdaux autochtones est abrupt et paraît affouillant. La composition de ces petites unités indique que l'ampleur de ces phénomènes demeurait assez limitée.

Dans de nombreuses plages, les espaces intergranulaires sont occupés à la fois par de la sparite et de la micrite. La boue se dispose en remplissages géotropes et sa présence est due à une percolation secondaire. Il s'agit en somme d'une structure "floored grainstone" au sens de DUNHAM.

2 - Puits Penobscot L-30 - Carotte 2 (fig. 75)

La partie inférieure (unité 2A) se compose de calcaires argileux (wackestones) vert olive s'intercalant dans des argilites gris sombre. Les faciès montrent de nombreuses figures de bioturbation (dont Chondrites). Ils contiennent d'abondants silts quartzeux et calcitiques, des péloïdes et des débris phytogéniques. Les organismes sont représentés par des débris d'échinodermes, des spicules d'éponges, des filaments ondulés (bivalves pélagiques ?) et des Globochaete. Les foraminifères benthiques ainsi que les ostracodes sont abondants et diversifiés tandis que les formes planctoniques (protoglobigérines) sont plus rares (ASCOLI, 1979d). L'association microfaunique a permis à cet auteur d'attribuer à la sous-unité 2A un âge oxfordien inférieur (travail sur lavages).

Les développements cryptalgaires associés à des figures de type Stromatactis caractérisent la partie supérieure (unité 2B). Aucune porosité n'est décelable. L'encaissant est fait de mudstones à wackestones gris clair à gris-bleu sombre (fig. 80B). Le composant terrigène est très faible. Le contact avec l'unité sous-jacente (2A) est assez abrupt mais demeure progressif. La microfaune est représentée par des formes pélagiques (? Saccocoma, bivalves, radiolaires, Globochaete) et benthiques (foraminifères, ostracodes). Le composant granuleux est formé de péloïdes, de grains enrobés, de tubiphytes et de fragments de spongiaires (hexactinellides).

Dans l'intervalle de profondeur 13000-13674 pieds (cette dernière valeur coïncidant peut-être avec le sommet du Misaine Member), les enregistrements

diagraphiques suggèrent l'existence de quatre unités carbonatées similaires à 2B et séparées par les niveaux plus argileux (type 2A).

3 - Puits Acadia K-62 - carotte 5

Elle est très perturbée et démantelée en particulier en raison de la forte intensité de la stylolitisation. Contrastant avec les carottes décrites précédemment, le fond sédimentaire est représenté par des calcaires clairs beige crème qui sont des mudstones très pauvres en éléments figurés (ostracodes et foraminifères benthiques, débris d'échinodermes, spicules d'éponge, ? Saccocoma, péloïdes, silts quartzeux et calcitiques). Les laminations cryptalgaires sont le plus souvent mal discernables. Cette altération semble associée à l'aspect très crayeux des calcaires. Les figures de type *Stromatactis* sont visibles. Elles sont accompagnées de pores fenestrés fins et allongés.

Des couches bréchiques de puissance décimétrique à métrique sont fréquentes. Elles renferment de larges lithoclastes qui peuvent être jointifs. Les vides sont alors comblés par un ciment sparitique. Bien qu'exposant un certain polygénisme, ces récurrences bréchiques conservent un caractère intraformationnel. De manière distinctive, les tubiphytes sont absents mais les sclérosponges et les démosponges en place accompagnent fréquemment les constructions cryptalgaires. Enfin, des fragments de madréporaires et de pédoncules de crinoides sont abondants. Ces faciès n'offrent aucune porosité macroscopique.

III - DEVELOPPEMENTS CRYPTALGAIRES

A - Morphologie, lamination et microstructure

Deux types de macrostructures ont été distingués. Ils passent progressivement de l'un à l'autre et leurs caractères sont apparentés.

1 - Structure réticulée - Bafflestones (fig. 78A)

Ce sont de petites plages carbonatées sombres, de forme amiboïde, interconnectées par d'étroits ponts. Ce réseau finement anastomosé est emballé dans une matrice légèrement plus claire. Les aires plus sombres montrent le plus souvent une structure interne caillée qui se concrétise par des ponctuations de micrite fine et sombre, au diamètre compris entre 20 et 80 μm , plus ou moins arrondies et mal séparées de l'encaissant microsparitique (fig. 80C). Ces taches ne montrent jamais de disposition radiale ou laminée et sont distribuées de manière aléatoire. Occasionnellement, de très fins pores fenestrés plus ou moins allongés et coudés (microstructure spongiforme ou vermiforme) sont présents (fig. 80G).

Les plages à microstructure caillée renferment aussi des péloïdes ronds et bien définis, des débris terrigènes et des tests d'organismes. Leur sont associés des tubes d'annélides, des tubiphytes (fig. 80C), des foraminifères encroûtants (nubéculaires). Ces organismes se rencontrent soit à l'intérieur soit à la périphérie de ces plages. La plupart des tubes d'annélides et des tubiphytes sont présents dans la partie basale et semblent constituer le substratum de ces petites constructions. Parfois, la première étape de l'édification est visible sous la forme d'un tube d'annélide isolé et couvert par un petit bourgeon à microstructure caillée (fig. 80E).

2 - Structure en souches - Framestones (fig. 77A et 78B)

De nombreuses souches stromatolitiques se développent à partir du cadre réticulé. Leur morphologie est très variée : verrues, bourgeons, mamelons. Elles demeurent petites et isolées. Bien que ne construisant jamais de colonnes hautes et rectilignes, elles se développent néanmoins vers le haut en se relayant les unes aux autres. Elles engendrent ainsi une frêle structure digitée. Exceptionnellement, leur coalescence vers le haut conduit à une forme subtabulaire (fig. 77B et 80F).

Les souches stromatolitiques possèdent un coeur à microstructure caillée, coiffé par quelques lamines. Elles montrent un empilement de liserés micritiques sombres et homogènes qui sont séparés les uns des autres par des bandes plus claires. Celles-ci contiennent des ponctuations micritiques floues dans un encaissant microsparitique (fig. 80D).

Ces lamines se superposent assez régulièrement et sont parallèles à la surface externe des corps stromatolitiques. Les microdiscordances et les bifurcations sont rares. La disposition des lamines est très variée. Elles sont fortement convexes, losangiques, rectangulaires et parfois paraboliques. Habituellement, elles se referment et les liserés fusionnent sur les flancs des souches.

Les figures réticulées et les développements stromatolitiques sont macroscopiquement liés (fig. 77C) et microstructuralement homologues. Si l'on se réfère à la définition d'AITKEN (1967), les structures caillées-réticulées peuvent être considérées comme des thrombolites (stromatolites non laminés).

A l'exception des larges fractures colmatées par de la calcite fibreuse (carotte 5 ; Puits Demascota G-32), les faciès examinés révèlent la présence fréquente de plages plus ou moins minces et allongées de calcite sparitique. Leur longueur est de quelques millimètres à environ deux centimètres tandis que leur hauteur varie d'un millimètre à un centimètre. Le sommet est toujours déchiqueté et indenté tandis que la base est plate, horizontale ou inclinée ou encore légèrement courbée ou ondulée. A partir de ces caractères, elles peuvent être rapprochées des figures de type Stromatactis. Le plancher des masses calcitiques est formé par une boue micritique claire souvent dépourvue de tout élément à l'exception de quelques péloïdes (fig. 80C et H). La sparite est granulaire, parfois fibro-radiée à la base. Aucun ciment de type stalactitique n'a été observé. Ces masses sparitiques prennent place juste au-dessous ou bordent des plages thrombolitiques et stromatolitiques (fig. 79, 80C et 80H).

Dans les deux types de faciès cryptalgaires, certaines portions de carottes se caractérisent par un intense développement des masses calcitiques de type Stromatactis dont la hauteur peut atteindre désormais plusieurs centimètres. Les culots boueux sont souvent minces et leur surface supérieure est inclinée. Les pentes ont parfois un regard opposé. Les masses calcitiques perdent leur caractère de Stromatactis consécutivement à l'absence du plancher boueux. La charpente cryptalgairienne apparaît alors nue.

Enfin, il importe de noter que quelques unes des plages de type Stromatactis semblent avoir été secondairement mais précocement élargies et interconnectées (fig. 78D et 79C). De la calcite fibreuse drusique à développement centripète se rencontre alors. L'existence de fractures étroites s'allongeant obliquement par rapport au litage et dont la base est tapissée par une boue interne semble témoigner de la fracturation précoce de distension qui affecte ces faciès.

B - Origine des structures

1 - Formation de la charpente cryptalgale

Les constructions cryptalgales sont supportées par des petits clastes, des tubes d'annélides ou encore des coquilles de mollusques, ce qui indique la nécessité d'un substratum dur pour leur initiation. La disposition des lamines rend compte de la croissance régulière et rythmique des stromatolites. La présence de foraminifères encroûtants et de tubes d'annélides reposant sur des lamines, aussi bien à l'intérieur qu'à la périphérie des corps cryptalgales, témoigne de la croissance par accréation externe et du durcissement précoce des structures stromatolitiques. Les organismes encroûtants et les cyanobactéries-bactéries coopèrent donc, ayant besoin les uns des autres pour croître. Ils édifient une charpente frêle mais apparemment rigide. La lithification synsédimentaire pourrait être due à la présence de substances organiques comme ceci est suggéré par les exemples cryptalgales de faible profondeur (PRATT, 1982).

2 - Formation des figures de type Stromatactis

2-1 Remplissage de cavités par des sédiments internes

L'existence de vides originels est attestée par plusieurs observations. Des tubes d'annélides sont accolés aux contours des plages sparitiques. Les tubiphytes peuvent coloniser les cavités à partir de leur toit ou les partager en deux compartiments à remplissages différents (fig. 79B). De nombreux types de sédimentation interne sont visibles : microravinements et entrecroisements (fig. 78B, 79A et C), microséquences granoclassées. Des comblements sédimentaires différents s'opèrent de part et d'autre de siphons obturés par de petits clastes ou par des tubes d'annélides (fig. 77B). Des éléments à microstructure caillée sont emballés dans les sédiments internes de remplissage et proviennent de l'effondrement d'une partie de la voûte (fig. 79C).

Par ailleurs, la présence de calcite revêtant le plancher des cavités et recouverte à son tour par de la boue suggère le caractère très précoce de sa croissance. Ceci est corroboré par la présence de tubes d'annélides sur les contours des plages calcitiques intercalées entre les sédiments internes (fig. 79A).

Les cavités peuvent être complètement comblées par une boue calcaire. Le remplissage partiel engendre les figures de type Stromatactis.

2-2 Remplissage sparitique par de la sparite

Dans les larges figures de type Stromatactis, la sparite granulaire succède aux bordures calcitiques nuageuses et fibreuses et achève le comblement des cavités. Selon HECKEL (1983), une telle disposition correspond à une cimentation marine précoce suivie soit d'une émergence et de l'arrivée d'eaux météoriques, soit d'un enfouissement plus profond. Cette deuxième possibilité s'accorde avec les environnements de dépôts envisagés dans le paragraphe suivant.

Les enveloppes concentriques peuvent être en réalité néomorphiques par recristallisation d'une première génération calcitique fibreuse d'origine sous-marine (KENDALL & TUCKER, 1973). D'autres recherches (cathodoluminescence) seraient nécessaires pour préciser cette évolution diagénétique.

Enfin, dans les cavités initiales les plus petites, seule la calcite granulaire est présente. La même observation a été réalisée par PRATT (1982) sur les "mud-mounds" carbonatés du Paléozoïque.

2-3 Origine des cavités

La plupart sont recouvertes et donc abritées par des voiles cryptalgaires assez rigides. En conséquence, les masses sparitiques associées ne devraient pas être considérées comme correspondant à de véritables Stromatactis si l'on se réfère à la définition de HECKEL (1972). Selon cet auteur, un stromatactis est une cavité, dans une calcilutite, remplie par de la sparite, à la base lisse horizontale à courbe, au sommet irrégulier et qui n'est pas abritée par des grains rigides plus grands.

Les cavités peuvent être des vides primaires isolés lors de la croissance et de la coalescence vers le haut des diverticules cryptalgaires. Néanmoins, des phénomènes de dissociation et/ou d'ablations internes précoces ont pu aussi engendrer des vides. Une simple "auto-compaction" des boues micritiques (perte d'eau sous l'effet de leur propre poids) semble avoir causé les très minces cavités (fig. 80C et H). Un décollement est alors possible entre les structures cryptalgaires cohérentes ou lithifiées et les sédiments sous-jacents non consolidés, préalablement piégés dans la charpente.

Par ailleurs, le réseau cryptalgairaire apparaît parfois nu et très frêle. Il est alors difficile d'imaginer qu'il ait pu s'édifier en cernant de très larges cavités dépourvues de tout sédiment interne. Des lessivages postérieurs de ces sédiments ont dû se produire : vannage des sédiments ou fluage et coulée interne par soutirage (convergence des pentes des planchers). Les faciès sont d'ailleurs marqués par une fracturation précoce qui complique et élargit les cavités associées au réseau biosédimentaire primaire. Elle provoque la remobilisation des sédiments soit directement sous forme gravitaire soit en déclenchant la percolation des eaux.

De nombreux facteurs interviennent dans la naissance des cavités et la formation des figures de type Stromatactis. En particulier, leur est associée une redistribution interne importante des sédiments. Le rôle fondamental est tenu par les développements cryptalgaires qui introduisent une hétérogénéité primaire dans les sédiments. Ce schéma se conforme aux propositions de BATHURST (1980) et de PRATT (1982) sur la genèse des Stromatactis associés aux "mud-mounds" carbonatés paléozoïques. Selon eux, les cavités se forment aux dépens des sédiments moins cimentés ou non liés qui sont intercalés dans des croûtes sous-marines. Ceci fait apparaître le caractère trop restrictif de la définition de HECKEL lorsqu'elle exige que les Stromatactis ne soient pas abrités par une structure rigide.

3 - Origine de la microstructure caillée

Comme le rappellent MONTY (1967) et BATHURST (1971), ce type de microstructure est fréquent dans les développements stromatolitiques mais son origine est encore discutée. Le piégeage de pellets par des filaments algaires a été envisagé par BATHURST (1971). Nos exemples montrent que les bourgeons stromatolitiques ou les plages thrombolitiques sont entourés d'un sédiment pratiquement dépourvu de péloïdes. Il serait alors surprenant que ces particules n'aient pas été mécaniquement piégées dans les espaces situés entre les reliefs cryptalgaires. Par ailleurs, le fait que les ponctuations micritiques sont le plus souvent floues et qu'elles fusionnent entre elles vers le haut des lamines va à l'encontre de cette hypothèse.

Une autre possibilité est une calcification induite par la décomposition de la matière organique (FAIRCHILD, 1980). A ce propos, DALRYMPLE (1966, in FAIRCHILD, 1980) a reconnu des zones de calcification précoce formant une structure de type microgrumeleuse dans des stromatolites actuels. Il suggère que la décomposition bactérienne de la matière organique des couches algales provoque, par libération d'ammoniaque, la précipitation de carbonate.

Par ailleurs, étudiant des formes actuelles, MONTY (1976) montre que la structure thrombolitique peut traduire plusieurs phénomènes :

- oxydation de colonies algales mortes laissant d'abondants vides (fenêtres irrégulières) qui séparent les caillots ("clots"). Ces derniers représentent le sédiment initialement piégé et lithifié ;

- coalescence de colonies bothryoïdales calcifiées engendrant les caillots ;

- corrosion des carbonates cryptalgaires causée par des concentrations locales de CO₂ résultant de l'action bactérienne.

Il est assez délicat d'apprécier la validité de ces différentes suggestions. Il est très probable que la microstructure caillée relève d'un processus de diagenèse précoce.

C - Remarques à propos des tubiphytes

L'allongement de ces tubes peut atteindre plusieurs millimètres. Ils sont aisément discernables, macroscopiquement en raison de leur test porcelané blanc contrastant avec le fond micritique gris-sombre (fig. 78C). La lumière du tube dont la section est très variable (20 à 50 µm) est entourée d'une paroi simple le plus souvent complétée par une enveloppe corticale en très fines lamines denses, ridées et concentriques (fig. 80C).

Ces éléments sont très similaires au genre Tubiphytes du Paléozoïque supérieur afghan (VACHARD, 1980) et identiques aux formes assimilées du Jurassique supérieur décrites par FLUGEL & STEIGER (1981) et par BERNIER (1985). Les premiers auteurs considèrent qu'il s'agit de structures oncoïdiques s'établissant autour d'un foraminifère nodophtalmidiidé, tandis que le dernier pense que le nucléus est en réalité un foraminifère nubécularidé et que le cortex représente sa paroi épaisse.

Les formes rencontrées au sein de l'Abenaki Formation ont assurément un mode de vie de type encroûtant. Dans les faciès autochtones, elles sont toujours attachées à la charpente cryptalgare (fig. 78C). Deux faits appuyent les observations et conclusions de BERNIER (1985). D'une part, la structure concentrique persiste dans le cas d'une colonisation interne des cavités protégées (fig. 79B). D'autre part, ces formes enveloppées sont parfois encroûtées partiellement par les nubéculaires en pelotons qui occupent toujours une position externe.

Enfin, dans les faciès de remaniement, ces formes constituent parfois le nucléus de grains enrobés. Ceux-ci ne ressortent pas en blanc à l'examen macroscopique et sont caractérisés par un diamètre beaucoup plus variable et par une structuration interne concentrique moins serrée, plus régulière.

IV - PALEOENVIRONNEMENTS - MORPHOLOGIE ET CONTROLE DES DEPOTS

A - Enseignements propres à chacun des puits

1 - Puits Demascota G-32

De la succession verticale des faciès, de l'association faunique globale et de la nature du sédiment, JANSA *et al.* (1982) concluent à un environnement subtidal de basse énergie dans une mer de salinité normale.

ELIUK (1978) envisage pour ces faciès un environnement beaucoup moins profond que celui des biohermes à spongiaires de l'Artimon Member. Ce milieu de dépôt est cependant moins superficiel que celui caractérisant les biohermes à chaetétidés et coraux de la partie médiane du Baccaro Member. Devant l'absence, selon cet auteur, d'indice de dépôt sur pente, il conçoit les carbonates à Stromatactis comme d'assez bas "mud-mounds" de plate-forme et les grainstones sus-jacents comme des sables bioclastiques bordant des chenaux de marées.

Les lignes sismiques qui passent à très grande proximité du puits (ELIUK, 1978) ne montrent pas de profil de type "récif" concernant la partie basale du Baccaro Member. Ces dépôts paraissent s'incliner en pente douce vers le large. Ces enregistrements indiquent également que les faciès de la base du Baccaro Member se disposent à l'aplomb d'une légère ride du socle, juste sur la bordure externe du paléoplateau. Ils dominent le talus marqué par une pente forte. Les récurrences des "débris-flows" et le développement d'une fracturation interne précoce attestent respectivement la présence de pentes et l'instabilité tectonique de ce domaine.

Les accrétions cryptalgaires se sont établies aux confins du plateau et du talus continental dans un environnement de basse énergie hydraulique. Les encroûtements, piégeant et agglutinant les sédiments fins, ont stabilisé cette aire de dépôt. Ils ont pu contribuer secondairement au maintien d'une certaine irrégularité de la morphologie sous-marine provoquant des remobilisations gravitaires limitées. De plus, cette disposition légèrement inclinée et en amont du talus s'accorde assez bien à la percolation des sédiments au travers du réseau ouvert.

Ces faciès ont pris naissance sous une tranche d'eau assez importante. La pente et la limite d'extension des couches vers le domaine interne sont appréciables sur les profils sismiques. Leur combinaison indique une paléoprosfondeur minimale d'environ 150 m. Des stromatolites profonds (67 à 122 m) ont été décrits sur le front actuel de la Barrière Belize par JAMES & GINSBURG (1979) et des structures semblables associées à des biolithites ont été observées dans un environnement d'avant-récif profond (98 m) du talus jamaïcain par LAND & MOORE (1980).

2 - Penobscot L-30

D'après l'association microfaunique provenant des faciès argileux qui supportent l'unité cryptalgair, ASCOLI (1979d) suggère un environnement marin hautement productif et très favorable à la vie benthique, assez éloigné de la côte et de type néritique externe à épibathyal.

Les enregistrements sismiques révèlent que le bord externe de la paléoplate-forme possède à ce niveau un profil assez émoussé. Ce fait semble dû à la position bien plus interne de la charnière paléotectonique et à la proximité du complexe deltaïque de "Sable Island".

Le lieu et le développement des faciès cryptalgaires semblent ici avoir été déterminés par le jeu précoce d'une unité diapirique sous-jacente. Cette halocinèse aurait engendré une aire relativement haute du fond marin, dégagée de l'ennoyage terrigène et colonisée par les formations cryptalgaires. La combinaison entre la subsidence globale, le jeu positif du diapir et l'apport terrigène règle leur fréquence et leur importance au cours du temps.

3 - Acadia K-62

De même qu'au puits G-32, la présence des "débris-flows" intraformationnels illustre une morphologie irrégulière des fonds sédimentaires. Cependant, les faciès étudiés sur ce puits renferment beaucoup plus de spongiaires. D'après l'évolution verticale des faciès du puits G-32 (JANSA *et al.*, 1982), la relative abondance et diversité des spongiaires *in situ* est peut-être due à une profondeur moindre des dépôts.

Notons que la carotte 5 occupe une position relative plus élevée au sein du Baccaro Member. De plus, le puits K-62 est localisé en avant de la charnière paléotectonique du socle et les lignes sismiques obtenues plus au Sud montrent une nette avancée vers le large, au cours du Jurassique supérieur, du bord de la plate-forme. Cette progradation pourrait rendre compte de la réduction de la hauteur d'eau envisagée précédemment.

2 - Conclusions

Les faciès cryptalgaires rencontrés dans la partie inférieure du Baccaro Member se développent dans des milieux marins calmes, assez profonds, en bordure externe de la plate-forme (fig. 81). Le profil de cette zone peut être accusé (G-32 ; K-62) ou émoussé (L-30). Les formes cryptalgaires n'édifient pas de véritables récifs mais contribuent à la stabilisation de la partie supérieure du talus continental même s'ils entretiennent une certaine irrégularité morphologique. Leur croissance peut être sporadiquement interrompue par la mise en place de courants de gravité (G-32 ; K-62) ou par l'arrivée de matériel terrigène depuis un complexe deltaïque majeur (L-30).

Le schéma paléogéographique proposé montre, lorsqu'il est superposé à la carte structurale (fig. 73B), que le tracé de la bordure de la paléoplate-forme ne s'aligne pas sur celui de la zone charnière du socle. Au sud-est (K-62), la plate-forme prograde suggérant un blocage relatif de l'enfoncement du socle. Dans la partie médiane (G-32), ce même jeu s'équilibre avec la sédimentation (coïncidence des deux lignes relative à un empilement vertical des sédiments du Baccaro Member). Enfin au nord-est (L-30 ; sous-bassin Abenaki), l'effondrement précoce et encore actif du socle empêche la différenciation de la flexure. Celle-ci n'apparaît que secondairement et timidement par le jeu précoce des structures diapiriques probablement en réponse à l'importante charge de sédiments sur cette aire.

Ceci illustre, comme l'avait suggéré GIVEN (1977), qu'outre les variations eustatiques mises en avant par ELIUK (1978), la géodynamique du socle (subsidence différentielle) exerce un contrôle sur la distribution latérale et verticale des faciès carbonatés du Baccaro Member.

V - COMPARAISONS - DISCUSSIONS

A - Homologies avec les "mud-mounds" carbonatés paléozoïques

Dans sa récente synthèse, PRATT (1982) souligne les caractères de ces formations singulières. Beaucoup d'entre eux se retrouvent dans les édifices cryptalgaires au large de la Nouvelle- Ecosse : présence de figures de type Stromatactis, défaut d'organismes métazoaires constructeurs, nature des sédiments et des ciments associés et absence de terriers bien préservés. La similitude est renforcée par la géométrie de la structure interne de type réticulé qui constitue la charpente fondamentale des faciès étudiés et qui se rencontre fréquemment au sein des "mud-mounds". Les microstructures sont analogues, et même de manière plus occasionnelle, les laminations stromatolitiques sont également présentes dans les formations décrites par PRATT (1982). Selon cet auteur, les "mud-mounds" s'installent dans des milieux assez profonds de plate-forme carbonatée de type rampe jusque sur les flancs des bassins. Un tel contexte est assez bien comparable à la bordure externe du plateau scotian.

Ainsi, ces caractères communs nous incitent, comme l'avait suggéré ELIUK (1978), à assimiler les développements cryptalgaires étudiés à de véritables "mud-mounds". Cependant, PRATT (1982) mentionne que les édifices paléozoïques présentent des reliefs assez importants, ce qui le contraint à utiliser le terme "reef" lors de ses descriptions. Les constructions du plateau scotian ne montrent pas une telle disposition mais semblent s'être développés plutôt sous la forme de bas biohermes ou de biostromes.

B - Les constructions carbonatées "récifales" de la Smackover Formation (Etats-Unis ; Golfe du Mexique; Alabama - Mississipi - Arkansas - Louisiane)

La présence fréquente de constructions récifales au sein de la Smackover Formation (Jurassique supérieur) a été récemment rapportée par BARIA *et al.* (1982). Elles ont fait l'objet d'autres travaux (HARRIS & CREVELLO, 1983 ; CREVELLO & HARRIS, 1984) permettant de réévaluer les modèles de dépôts et d'exploration pétrolière concernant cette formation.

Les auteurs reconnaissent trois types d'édifices carbonatés qui s'établissent sur une plate-forme de type rampe:

- Edifices à spongiaires, coraux et algues ("Sponge-coral-algal mounds") qui occupent une position externe.

- Entassements bioclastiques ("bioclastic piles") dépourvus de structure "liante".

- Edifices à stromatolites algaires ("stromatolitic algal mounds") qui renferment une charpente cryptalgairienne associée à d'autres organismes en quantité mineure.

1 - Edifices à spongiaires, coraux et algues

1-1 Caractères intrinsèques

Selon les auteurs, les récifs sont construits par des algues bleues-vertes à formes étroites, divergentes, branchues ou stromatolitiques digitées (cf. structures en souches). Ces algues montrent une microstructure thrombolitique ou pelletale (cf. microstructure caillée) et sont souvent associées aux tubiphytes. Elles isolent des cavités à sédiments généralement géotropes et engendrent ainsi de fines figures de type Stromatactis. La charpente et les sédiments internes paraissent s'être lithifiés pendant la croissance du récif donnant ainsi une

certaine rigidité aux édifices. Ceux-ci sont également affectés par une fracturation précoce. Tous ces caractères sont communs avec ceux des constructions cryptalgaires étudiées sur le plateau scotian. Cependant, l'association faunique diffère sensiblement.

En effet, ce type de constructions de la Smackover Formation contient également, et localement en abondance, des coraux, des algues calcaires, des éponges lithistides et hexactinellides, des bryozoaires et des hydrozoaires. De ce point de vue, ces édifices sont plus proches des faciès décrits dans le puits Acadia K-62.

1-2 Environnements associés et contrôle des constructions

BARIA *et al.* (1982) notent que ces "récifs" s'élèvent probablement assez peu au-dessus du fond marin (quelques pieds). Selon CREVELLO & HARRIS (1984), ils se développent sur l'aire marginale externe d'une plate-forme en légère pente. Se basant sur l'association faunique et sur la nature des sédiments adjacents, les auteurs proposent un environnement de dépôt calme "légèrement profond" près de la limite inférieure d'action des vagues associées aux tempêtes.

Enfin, BARIA *et al.* (1982) remarquent qu'étant localisé sur des rides de sel, le support de ces édifices est instable, et que les mouvements diapiriques contrôlent la périodicité de la croissance de ces édifices. Cette même possibilité a été envisagée à propos du puits L-30.

Ainsi le contexte de dépôt de ce premier type d'édifice de la Smackover Formation offre une indéniable similitude avec celui associé aux développements cryptalgaires de la base de l'Abenaki Formation. Cette confrontation nous incite à concevoir des milieux de dépôts plus profonds pour les biofaciès de type G-32 et L-30 que pour ceux de type K-62 et des édifices à spongiaires, coraux et algues de la Smackover Formation.

2 - Edifices à stromatolites algaires

Ils sont localisés près de la limite latérale interne de la Smackover Formation. Ils se composent presque exclusivement de stromatolites et de thrombolites digités et branchus. Ils apparaissent également semblables aux édifices d'eaux profondes du plateau scotian. Cependant, les rares organismes associés (coraux, algues calcaires, échinodermes, huîtres) et les sédiments adjacents indiquent une genèse en milieu subtidal proximal. Les coraux et éponges ne sont pas prolifiques en raison de la salinité élevée (BARIA *et al.*, 1982).

Ce phénomène de convergence est important à souligner. Une circulation d'eau restreinte, aussi bien qu'une assez grande profondeur peuvent engendrer des conditions exceptionnelles laissant uniquement aux microorganismes plus tolérants la possibilité d'édifier ces faciès.

VI - IMPORTANCE CONCERNANT L'EXPLORATION PETROLIERE

Selon ELIUK (1978), les structures même à relief peu accusé de la bordure du paléoplateau scotian peuvent constituer des pièges. De plus, les faciès étudiés sont proches des roches plus argileuses qui sont susceptibles d'agir comme roches sources et /ou d'intervenir comme écrans imperméables.

Ces édifices représentent des lieux favorables à la présence d'hydrocarbures. Malheureusement, la porosité rencontrée dans ces faciès est soit nulle (L-30 ; K-62) soit faible (O-5% ; G-32). De nombreux vides sont formés initialement. Ils

correspondent à des cavités qui résultent de la croissance anastomosante des microorganismes, de la fracturation interne précoce ou encore de la mise en place de "débris-flows". Cette porosité primaire est rapidement colmatée par les remplissages boueux internes et les ciments sous-marins précoces. L'absence d'émersion temporaire ultérieure n'a pu contribuer dans ce cas à la genèse d'une porosité secondaire (karstification).

Les paléoenvironnements, les caractères morphologiques et microstructuraux des faciès cryptalgaires du plateau scotian diffèrent plus ou moins sensiblement de ceux des exemples homologues décrits dans le bassin du Sud-Est de la France, sur la ride tridentine et au site 547. Une synthèse ainsi qu'une discussion sur la signification des différences et l'origine de ces structures sont présentées dans les conclusions générales.

Enfin, dans ce rapport, il est rappelé que les structures de type "barrière" sont le résultat de processus tectoniques et que les mouvements de subsidence ont joué un rôle important dans la formation de ces structures. Cette même subsidence a été envisagée à propos du site 547.

À la fin de ce rapport, il est précisé que les structures de type "barrière" sont le résultat de processus tectoniques et que les mouvements de subsidence ont joué un rôle important dans la formation de ces structures. Cette même subsidence a été envisagée à propos du site 547.

Il est précisé que les structures de type "barrière" sont le résultat de processus tectoniques et que les mouvements de subsidence ont joué un rôle important dans la formation de ces structures. Cette même subsidence a été envisagée à propos du site 547.

Il est précisé que les structures de type "barrière" sont le résultat de processus tectoniques et que les mouvements de subsidence ont joué un rôle important dans la formation de ces structures. Cette même subsidence a été envisagée à propos du site 547.

VI - IMPORTANT CONCERNANT L'EXPLORATION PETROLIERE

Il est précisé que les structures de type "barrière" sont le résultat de processus tectoniques et que les mouvements de subsidence ont joué un rôle important dans la formation de ces structures. Cette même subsidence a été envisagée à propos du site 547.

Il est précisé que les structures de type "barrière" sont le résultat de processus tectoniques et que les mouvements de subsidence ont joué un rôle important dans la formation de ces structures. Cette même subsidence a été envisagée à propos du site 547.

CONCLUSIONS GENERALES

LES FORMATIONS AMMONITICO ROSSO ET LES FACIES GRUMELEUX

Ammonitico Rosso (AR) et Géodynamique

Au large du Maroc, les textures grumeleuses et noduleuses ont été enregistrées, au cours de l'histoire de la subsidence, à la fois durant le stade d'effondrement ("Rifting") et d'affaissement ("Drowning") de la marge (fig. 63).

Sur la bordure vivaro-cévenole, après un très bref stade plate-forme carbonatée à la base du Lias, s'instaure une phase d'effondrement qui se poursuit jusqu'au Bathonien. La bordure est alors découpée en une multitude de bassins décakilométriques. Le jeu en blocs basculés est contrôlé par des failles contraires. Il coïncide avec de fortes variations latérales des faciès sur de courtes distances en relation avec une morphologie sous-marine accusée.

Au Callovien inférieur, la sédimentation devient horizontalement beaucoup plus homogène et l'épaississement des couches s'effectue vers l'extérieur en direction du bassin. Un changement majeur du style géodynamique s'est opéré. Un jeu plus normal dans un contexte de distension généralisée s'est établi.

L'uniformité latérale des faciès et le tracé des courbes isopaques de l'unité 53 (Oxfordien moyen), qui surmonte directement les niveaux grumeleux basaux, indique que le mode de subsidence enregistré au Callovien est pérenne. Ainsi l'AR grumeleux qui fait suite à la discontinuité callovo-oxfordienne ne coïncide pas avec une modification du style géodynamique. Il marque une reprise de la sédimentation, ce qui est un caractère commun avec l'AR Supérieur du plateau de Trento.

Dans leur ensemble, les AR caractérisent, au Jurassique, les marges continentales passives en cours de structuration. Les segments considérés révèlent néanmoins que ces formations ne représentent pas des marqueurs fiables ni d'un style géodynamique précis ni du changement de ce même style au cours de l'histoire de la subsidence.

Environnements associés

Les exemples étudiés se sont mis en place en domaine pélagique sur croûte continentale ou océanique (site 367) dans des environnements de type néritique externe, talus épibathyal et bathyal franc. Les profondeurs initiales de dépôt sont comprises entre 200 et peut-être quelques milliers de mètres (site 367). La bathymétrie ne joue qu'un rôle accessoire. Aucun effet direct attribuable à la dissolution sous-marine n'a été reconnu.

Les faciès occupent, à l'exception du site 367, la zone de passage entre les plates-formes (Ardèche; Site 547-sommet), les rampes carbonatées (547-base) et les bassins intracontinentaux ou océaniques. Une forte différenciation morphologique des fonds ne leur est pas nécessairement associée.

Genèse des textures: modalités et déterminisme

a) Les grumeaux :

Ces corps carbonatés sont d'origine très diverses :

1) **Eléments construits.** Ils correspondent à de petites accrétions cryptalgaires qui s'expriment sous la forme d'oncolites, d'hémioncolites ou de mamelons stromatolitiques. Bordure vivaro-cévenole ; site 547 - unité VIB1.

2) **Eléments néoformés.** Ils sont associés à des figures en boucle qui résultent d'une lithification précoce et sélective du matériel sédimentaire autour de terriers. Elles peuvent être fragmentées en place lors de la compaction mais sont, de manière générale, dissociées précocement. Bordure vivaro-cévenole ; site 547-unité VIA2.

3) **Eléments résiduels.** Ils sont liés aux textures digitées. Ils dérivent de l'intervention d'organismes endobiontes qui fragmentent le sédiment. Bordure vivaro-cévenole ; site 547- unité VIB1.

Les grumeaux sont fréquemment remaniés sous la forme d'intraclastes. Ils sont occasionnellement engagés au sein de déplacements gravitaires (coulées de débris, site 547-unité VIB1).

b) Les nodules :

Il existe une différence initiale de composition entre les nodules et leur matrice. Elle s'exprime par la nature des organismes (367 ; 547-C8) et des minéraux argileux (Cordon noduleux - Ardèche) ou par la quantité des particules de la taille des silts (547-C8). Une origine strictement diagénétique des nodules s'avère ainsi exclue.

Au sein des unités composées d'alternances qui encadrent les niveaux noduleux, les mêmes différences respectives de composition ont été enregistrées entre les lits calcaires et les interlits marneux. Les couches noduleuses ne proviennent pas d'une dissolution sous-marine périodique mais représentent l'évolution particulière de séries marno-calcaires alternantes. Les nodules sont des éléments résiduels des lits calcaires.

La cyclicité des dépôts est une règle. Elle demeure très communément perceptible dans les niveaux noduleux. La disposition alternée crée une hétérogénéité initiale et fondamentale. Celle-ci est ensuite renforcée par l'intervention plus ou moins superposée de divers facteurs : 1) les glissements induisent des déformations hydroplastiques, 2) le vannage des sédiments crée des irrégularités à la surface des couches, 3) la bioturbation provoque l'introduction de matériel argileux dans les lits calcaires, 4) des coquilles de céphalopodes s'accumulent, 5) la lithification précoce des boues carbonatées accentue le contraste banc-interbanc et va engendrer des contacts de type franc entre les nodules et leur matrice.

Une évolution diagénétique tardive, sous charge sédimentaire, accentue l'hétérogénéité primaire et donne aux textures leur forme définitive. Son rôle n'apparaît que complémentaire. Les effets mécaniques se traduisent par des figures de striction discernables entre les nodules. Des phénomènes de dissolution-précipitation sont illustrés par la naissance de stylolites.

Nous retiendrons la grande diversité des facteurs engagés dans la genèse des textures et la complexité de leur combinaison. Les convergences de formes observées interdisent d'utiliser de manière trop brutale les séquences

morphologiques et texturales sous peine de superposer artificiellement des phénomènes sédimentologiques, biologiques, écologiques et diagénétiques.

La base de la séquence du Jurassique supérieur coïncide souvent avec une discontinuité majeure. Comme l'avait judicieusement formulé AUBOUIN (1964) ou comme l'illustre la base de la succession ardéchoise étudiée, certains AR représentent de véritables "hard-grounds avortés". Il paraît logique de penser que la trilogie "condensation préalable - lacune - Ammonitico Rosso" est associée dans son ensemble au même événement.

Sur la bordure vivaro-cévenole, la discontinuité callovo-oxfordienne enregistre un approfondissement de quelques centaines de mètres du milieu de dépôt. Le taux de subsidence a été estimé pour la série continue du Callovien inférieur. L'extrapolation de cette valeur, à l'intervalle de temps correspondant à la trilogie précédemment mentionnée, nous indique qu'une simple continuité de l'enfoncement, sans remplissage conjoint, peut nous conduire à la modification bathymétrique reconnue à partir des faciès. Il n'est pas nécessaire d'envisager un à-coup tectonique, coïncidant avec une brusque accélération de la subsidence, qui destabiliserait le milieu et empêcherait le dépôt de sédiments. L'absence (lacune) et la réduction (AR) semblent illustrer une simple pénurie primaire du matériel sédimentaire.

La sédimentation alternante, le défaut temporaire de sédiments, le vannage, les glissements, la bioturbation et les macroorganismes pélagiques persistent au-delà des temps jurassiques. Les AR disparaissent néanmoins. Le facteur déterminant de l'évolution noduleuse est peut-être la capacité de lithification précoce, spontanée ou provoquée, des sédiments fins carbonatés.

Cette hypothèse pose la question des possibilités réelles de lithification rapide des sédiments en milieux profonds tels qu'ils ont été reconnus. De plus, il reste à comprendre les raisons de la perte de cette propriété vers la fin du Jurassique et le début du Crétacé.

En effet, dans les mers profondes actuelles, la lithification des boues carbonatées sur le plancher sous-marin ou près de l'interface eau-sédiment demeure occasionnelle (p.92). L'induration normale liée à l'enfouissement, dans les boues carbonatées du Crétacé au Récent, est très lente et requiert quelques centaines de mètres de recouvrement.

Le nannoplancton calcaire s'est avéré être très peu abondant dans les sédiments fins observés, à l'exception du site 367. Cette pénurie nous incite à penser que l'essentiel du matériel calcaire des bassins jurassiques externes était biodétritique et dérivait des plates-formes carbonatées adjacentes. Cette possibilité est aussi suggérée par l'exemple actuel localisé au large des Bahamas (p. 92) et par le contexte morpho-sédimentaire du site 547 au Jurassique supérieur (fig.F, p. 99).

L'augmentation des possibilités de lithification précoce s'accorde avec La métastabilité des sédiments superficiels transférés en milieu profond.

Par ailleurs, avant l'avènement au Jurassique terminal- Crétacé basal des formes nannoplanctoniques au test calcitique faiblement magnésien, la composition des eaux marines libres et interstitielles était peut-être fort différente (KALIN & BERNOULLI, 1984). Si l'on suppose que le rapport Magnésium / Calcium était beaucoup plus bas, on peut en déduire que la vitesse de lithification des boues carbonatées était plus grande.

Ces hypothèses permettent d'interpréter l'absence d'indice d'induration prématurée dans les sédiments du site 367 par l'éloignement des aires nourricières et par la plus grande abondance relative des formes nanoplanctoniques stables.

De même au site 547, l'évolution au Jurassique supérieur des textures noduleuses vers des formes pseudonoduleuses à contacts flous pourrait être corrélée avec la contemporanéité du recul de la plate-forme carbonatée et du processus d'océanisation en cours. Les apports latéraux de carbonates diminueraient et seraient plus fortement dilués.

Au début du Crétacé, un changement majeur s'opère dans la sédimentation calcaire fine. Les plates-formes régressent considérablement tandis que le nanoplancton "explose" véritablement. Cette modification semble marquer la dérive du centre des dépôts des carbonates vers les domaines épicontinentaux très externes et vers les bassins océaniques. Les sédiments carbonatés fins, composés de calcite faiblement magnésienne, sont désormais stables dans les milieux profonds. Ils ne peuvent plus subir de lithification précoce. Même si les facteurs de la nodularisation persistent au Crétacé, la nature des sédiments inhiberait la différenciation des textures grumeleuses et noduleuses.

Les différents facteurs, engagés dans la genèse des textures noduleuses et grumeleuses rencontrées, sont rassemblés et hiérarchisés (fig.82). Les AR étudiés, qui sont pour l'essentiel des exemples du Jurassique supérieur, semblent devoir être considérés comme des événements fondamentalement sédimentaires.

LES CONSTRUCTIONS CRYPTALGAIRES

Les observations réalisées sur les AR ont mis en évidence la présence de structures cryptalgaires. Ces constructions apparaissent assez communes en domaine pélagique au Jurassique. Elles se développent dans des environnements de type neritique externe - talus épibathyal à des profondeurs de quelques centaines de mètres, probablement dans une obscurité totale. Elles caractérisent des fonds plus ou moins instables, faiblement colonisés par la macrofaune benthique, où l'afflux sédimentaire demeure faible.

Ces accrétions s'établissent entre les plates-formes et les bassins, soit sur des marches suspendues (Bordure vivaro-cévenole ; Plateau de Trento), soit sur le bord externe de larges rampes doucement inclinées vers le large (Nouvelle-Ecosse) ou aux pieds de pentes à plus forte déclivité (Site 547).

Ces constructions ont des formes variées. Ce sont respectivement : 1) des oncolites, colonnes et dômes stromatolitiques, 2) des réseaux fins et anastomosés, thrombolitiques, qui engendrent des édifices de type "mud-mound", 3) des croûtes stromatolitiques. Il paraît cependant impossible d'attribuer une signification environnementale propre à chacune des formes puisque la même diversité peut être observée dans les exemples analogues des domaines littoraux. La géométrie des structures peut dépendre de facteurs ponctuels (morphologie des substratums, rapport hydrodynamisme/afflux sédimentaire, caractères intrinsèques des microorganismes impliqués).

Les textures (présence d'une lamination) et les microstructures (différenciation de type caillée) ne sont pas identiques dans les constructions observées. La signification de cette disparité reste délicate à comprendre. Elle semble résulter de différences dans la diagenèse précoce.



Les exemples étudiés montrent que la profondeur ne constitue pas un facteur limitant. Elle peut être importante (plusieurs centaines de mètres). L'identité et le métabolisme des protocaryotes responsables de ces structures demeurent inconnus. Leur croissance débute sur des supports durs et semble pouvoir s'affranchir totalement de la lumière. Ces structures se localisent sur les flancs de bassins intracontinentaux en cours de structuration ou d'océans en voie d'ouverture. Cette situation permet d'envisager l'apport de substances nutritives minérales le long de fractures actives et/ou à partir de sites hydrothermaux médio-océaniques.

Ainsi, il est clair que les corps cryptalgaires ne sont pas restreints aux domaines tidaux et que le développement des "mud-mounds", même s'il est plus limité, se poursuit après le Paléozoïque. La reconstitution des environnements et les différentes comparaisons effectuées permettent par ailleurs de compléter le modèle de dépôt des constructions "récifales" jurassiques que proposent CREVELLO & HARRIS (1984) à propos des plates-formes en pente douce vers le large. Relayant les biohermes à spongiaires, situés à une centaine de mètres de profondeur, il paraît très plausible d'adjoindre une marche plus externe et plus basse qui supporte les édifices à stromatolites associés ou non à des céphalopodes.

La reconnaissance des faciès cryptalgaires et la reconstitution des environnements associés aux AR illustrent l'homologie qui existe avec les marges continentales au Dévonien. Les formations Orthoceratitico Rosso et Goniaticitico Rosso peuvent être étroitement associées à des "mud-mounds" carbonates sur des plateaux suspendus localisés entre les plates-formes et les bassins (BOURROUILH, 1981).

Les "mud-mounds" carbonatés sont considérés comme les sites favorables à la présence d'hydrocarbures par la proximité immédiate de bassins contenant des roches-mères. Leur position propre sur les zones de transition à l'aplomb de charnières tectoniques ou de rides salifères est tout aussi importante. L'instabilité continue de ces zones pourrait provoquer une fracturation interne des masses prématurément lithifiées et colmatées, engendrant une porosité secondaire.

Les exemples cités montrent que la production de l'écriture est un processus complexe et que le développement de l'écriture est un processus continu. Il est important de noter que le développement de l'écriture est un processus continu et que le développement de l'écriture est un processus continu.

Il est clair que les enfants apprennent à lire et à écrire à travers une série de processus. Le développement de l'écriture est un processus continu et que le développement de l'écriture est un processus continu.

Les recherches des auteurs mentionnés ci-dessus ont permis de conclure que le développement de l'écriture est un processus continu et que le développement de l'écriture est un processus continu.

Les auteurs mentionnés ci-dessus ont permis de conclure que le développement de l'écriture est un processus continu et que le développement de l'écriture est un processus continu.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ADAMS A.E., 1979. Sedimentary environment and paleogeography of the western High Atlas, Morocco, during the Middle and Late Jurassic. Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol., Amsterdam, 28, 185-196.
- AITKEN J.D., 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. J. Sedim. Petrol., 37, 4, 1163-1178.
- ARTRU P., 1972. Les Terres Noires du bassin rhodanien (Bajocien supérieur à Oxfordien moyen). Stratigraphie, sédimentologie, géochimie. Thèse Doct. Sci. Nat., Lyon, 173 p.
- ASCOLI P., 1976. Foraminiferal and ostracod biostratigraphy of the Mesozoic - Cenozoic, Scotian shelf, Atlantic Canada. Maritime Sediments, Spec. Publ. 1, (part B, Paleocology and Biostratigraphy), 653-771.
- ASCOLI P., 1979.(a) Report on the Biostratigraphy (Foraminifera and Ostracoda) and Depositional Environments of the Shell Demascota G-32 Well, Scotian Shelf (Interval 9,050 - 15,290). Unpublished Report, Geol. Surv. Canada, E.P.G.S. - PAL, Dartmouth, 7-79 PA, 6p.
- ASCOLI P., 1979.(b) Report on the Biostratigraphy (Foraminifera and Ostracoda) and Depositional Environments of the Shell Penobscot L-30 Well, Scotian Shelf (Interval 10,660 - 14,000). Unpublished Report, Geol. Surv. Canada, E.P.G.S. - PAL, Dartmouth, 23-79 PA, 6p.
- ASCOLI P., 1979.(c) Report on the Biostratigraphy (Foraminifera and Ostracoda) and Depositional Environments of the Chevron Acadia K-62 Well, Scotian Shelf (Interval 2430m-5287m). Unpublished Report, Geol. Surv. Canada, E.P.G.S. - PAL, Dartmouth, 28-79 PA, 7p.
- ASCOLI P., 1979.(d) Report on the Biostratigraphy (Foraminifera and Ostracoda) and Depositional Environments of the conventional core n° 2 (13285 -13315) of the Shell Penobscot L-30 Well, Scotian Shelf. Unpublished Report, Geol. Surv. Canada, E.P.G.S. - PAL, Dartmouth, 42-79 PA, 12p.
- ATROPS F., BODEUR Y., et ELMI S., 1984. Le Malm, Bordure cévenole. In Synthèse géologique du Sud-Est de la France: stratigraphie et paléogéographie, Mém. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, n° 125, 247-251.
- AUBOUIN J., 1961. Propos sur les géosynclinaux. Bull. Soc. Géol. France, (7), III, 7, 629-702.
- AUBOUIN J., 1964. Réflexions sur le faciès "ammonitico rosso". Bull. Soc. Géol. France, Paris, 7, VI, 475-501.
- AZEMA J. et JAFFREZO M., 1984. Calpionellid stratigraphy in sediments across Jurassic / Cretaceous boundary offshore Morocco (D.S.D.P. Leg 79) and their distribution in the North Atlantic Ocean. In HINZ K., WINTERER E.L. et al., Init. Repts. D.S.D.P., 79, Washington (U.S. Govt. P.O.), 651-656.
- BARIA L.R. et al., 1982. Upper Jurassic reefs of the Smackover Formation, U.S. Gulf Coast. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, 66, 1449-1482.
- BARRETT T.J., 1982. Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. Sedimentology, Oxford, 29, 353-373.
- BARSS M.S., DUJAK J.P. et WILLIAMS G.L., 1979. Palynological zonation and correlation of sixty-seven wells, Eastern Canada. Geol. Surv. Canada, Dartmouth, Paper 78-24, 118p.
- BARUSSEAU J.P. et VANNEY J.R., 1978. Contribution à l'étude du modèle des fonds abyssaux. Le rôle géodynamique des courants profonds. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., Paris, 2ème série, 20, 59-94.
- BATHURST R.G.C., 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in sedimentology, Elsevier édit., Amsterdam, 12, 620 p.
- BATHURST R.G.C., 1980. Stromatactis - Origin related to submarine cemented crusts in Paleozoic mudmounds. Geology, Boulder, 8, 131-134.
- BAUD A., 1976. Les terriers de crustacés décapodes et l'origine de certains faciès du Trias carbonaté. Eclog. Géol. Helv., Basel, 69/2, 415-424.
- BAUDRIMONT A.F. et DUBOIS P., 1977. Un bassin mésogéen du domaine péri-alpin: Sud-Est de la France. Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, Pau, 1, 1, 261-308.
- BAUMGARTNER P.O., 1984. A Middle Jurassic - Early Cretaceous low latitude radiolarian zonation based on Unitary Association and age of Tethyan radiolarites. Eclog. Géol. Helv., Basel, 77, 3, 729-837.
- BERNIER P., 1985. Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. Doc. Lab. Géol. Lyon, 92, 1-443, 445-803.
- BERNOULLI D., 1964. Zur Geologie des Monte Generoso (Lombardische Alpen). Beitr. Geol. Karte Schweiz, Neue Folge, Bern, 134 p.
- BERNOULLI D., 1972. North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison. In HOLLISTER C.D., EWING J.I. et al., 1972, Init. Repts. D.S.D.P., 11, Washington (U.S. Govt. P.O.), 801-872.
- BERNOULLI D. et KALIN O., 1984. Jurassic sediments, site 547, Northwest African margin: remarks on stratigraphy, facies and diagenesis and comparison with some Tethyan equivalents. In HINZ K., WINTERER E.L. et al., Init. Repts. D.S.D.P., 79, Washington (U.S. Govt. P.O.), 437-448.
- BOREL F., 1984. Etude comparative de séries alternantes "calcaire - marne" dans l'oxfordien supérieur de l'Ardèche et des Baronnies. D.E.A. Univ. Lyon I, 31p., inédit.
- BOURBON M., 1980. Evolution d'un secteur de la marge téthysienne en milieu pélagique: la zone Briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Thèse Doct. Sci. Nat., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 335 p., inédit.
- BOURBON M., 1982. La genèse des calcaires noduleux en Briançonnais (Hautes-Alpes): Une conséquence de l'instabilité tectonique de ce domaine au Malm inférieur. Livre Jubilaire G. Lucas, Mém. Géol. Univ. Dijon, n° 7, p. 129-138.
- BOURROULH R., 1981. Orthoceratitico-Rosso et Goniaticitico - Rosso: Faciès marqueur de la naissance de l'évolution de paléomarges au Paléozoïque. In FARINACCI A. et ELMI S. (eds), Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza édit., Roma, 39-59.

- BOURSEAU J.P., 1977. L'Oxfordien moyen à nodules des "Terres Noires" de Beauvoisin (Drôme). Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon, 15, 1-116.
- BOURSEAU J.P. et ELMIS S., 1980. Le passage des faciès de bordure («calcaires grumeleux») aux faciès de bassin dans l'Oxfordien de la bordure vivaro-cévenole du Massif central français (Ardèche - Gard). Bull. Soc. Géol. France, Paris, (7), 22, 4, 607-611.
- BOURSEAU J.P. et ROUX M., 1985. Bathymétrie et variabilité morphologique chez les Pentacrinidae du Pacifique occidental. IN KEEGAN B.F. et O'CONNOR B.D.S. (eds), Echinodermata, Proc. 5th Int. Echinoderm Conf. Galway, Balkema édit., Rotterdam, 175-180.
- BROHYCZ-LEWINSKI W. et al., 1985. Anomalia geochemiczna na pograniczu jury srodkowej i gornej W poludniowej Polsce. Przeglad Geol., Warszawa, 32, 12, 647-650.
- BROECKER W.S., 1971. Kinetic model for the chemical composition of the sea water. Quatern. Res., New York, 1, 188-207.
- BRUNET M.F., 1984. Subsidence de la bordure ardéchoise du bassin du Sud-Est. IN Colloque National Géologie. profonde de la France - Thème 11: Subsidence et diagenèse (Ardèche), Doc. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 81-11, 91-101.
- CALVERT S.E., 1968. Silica balance in the oceans and diagenesis. Nature, London, 219, 919-920.
- CALVERT S.E., 1974. Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. IN HSU K.J. et JENKINS H.C. (eds), Pelagic Sediments: on Land and under the Sea, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., London, n° 1, 273-299.
- CALVERT S.E., 1977. Mineralogy of silica phases in deep sea cherts and porcellanites. Phil. Trans. Royal Soc., London, A, 286, 239-252.
- CASTELLARIN A. et SARTORI R., 1978. Quarternary iron - manganese deposits associated pelagic sediments (radiolarian clay and chert, gypsiferous mud) from the Thyrrenian Sea. Sedimentology, Oxford, 25, 801-821.
- CAYEUX L., 1935. Les roches sédimentaires de France. Les roches carbonatées (calcaires et dolomies). Masson édit., Paris, 463 p.
- CECCA F. et al., 1981. Tithonian "Ammonitico Rosso" near Bologna (Marche - Central Apennines): a shallow water nodular limestone. IN FARINACCI A. et ELMIS S. (eds), Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza édit., Roma, 91-112.
- CHAMBERLAIN C.K., 1975. Trace fossils in D.S.D.P. cores of the Pacific. J. Paleont., Tulsa, 49, 6, 1074-1096.
- CHESTER R. et ASTON S.R., 1976. The geochemistry of Deep Sea Sediments. IN RILEY J.P. et CHESTER R. (eds), Chemical Oceanography, 2nd edition, Academic Press édit., London, 6, 281-391.
- CHOFFAT P., 1878. Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et le Jura méridional. Mém. Soc. Emul. Doubs, Besançon, 5, III, 123 p.
- CLARI P.A. et al., 1984. Rosso Ammonitico Inferiore (Baioiciano - Calloviano) nei Monti Lessini settentrionali (Verona). Riv. It. Paleont. Strat., Milano, 90, 1, 15-86.
- COLO G. et DELCEY-LEDUC F., 1958. Etude géologique de la région Aubenas - Vallée de la Ligne (Ardèche). Soc. Nat. Pétrol. Aquit., R.G. 287, rapport inédit.
- COMAS M.C., OLORIZ F. et TAVERA J.M., 1981. The red nodular limestones (Ammonitico Rosso) and associated facies: a key for settling slopes or swell areas in the Subbetic Upper Jurassic submarine topography (Southern Spain). IN FARINACCI A. et ELMIS S. (eds), Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza édit., Roma, 113-136.
- COTILLOU P. et BUSIARDO R., 1984. Dynamique sédimentaire sur la marge cévenole au Crétacé. IN Colloque National Géologie. profonde de la France - Thème 11: Subsidence et diagenèse (Ardèche), Doc. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 81-11, 23-34.
- COTILLOU P. et al., 1979. A la recherche des facteurs oscillants de la sédimentation marine ancienne par l'étude des alternances marne-calcaires. C. R. Acad. Sci., Paris, D, 289, 1121-1124.
- COTILLOU P. et al., 1980. Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France S-E) au Crétacé inférieur: mise en évidence par l'étude des formations marne-calcaires. Bull. Soc. Géol. France, Paris, 7, 5, 735-744.
- COUDRAY J. et MICHEL J., 1981. Analyse sédimentologique des "calcaires noduleux" qui encadrent les radiolarites du Dinantien de la Montagne Noire (France) et apport des données expérimentales à la compréhension de leur genèse. IN FARINACCI A. et ELMIS S. (eds), Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza édit., Roma, 149-167.
- CREVELLO P.D. et HARRIS P.M., 1984. Depositional models for Jurassic reefal buildups. IN The Jurassic of the Gulf Rim: Gulf Coast Section, Soc. Econ. Paleont. Mineral., 3rd Annual Research Conf. Proc., Tulsa, 57-102.
- CURIAL A., 1983. Etude sédimentologique des alternances marne-calcaire de l'Oxfordien supérieur de l'Ardèche. D.E.A., Lyon, 29 p., inédit.
- DARDEAU G., 1983. Le Jurassique des Alpes Maritimes (France). Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, Briançonnais et provençal. Thèse Doct. Sci., Nice, 391 p.
- DARMEDRU C., 1982. La microfauve dans les alternances marne-calcaire pelagique du Crétacé inférieur vocontien (Sud-Est de la France). Mise en évidence d'oscillations climatiques. Thèse 3ème cycle, Univ. Lyon I, 154 p.
- DELGADO F. et al., 1981. Contribution à l'étude de l'Ammonitico Rosso du Dogger dans la zone subbétique. IN FARINACCI A. et ELMIS S. (eds), Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza édit., Roma, 181-188.
- DERCOURT J. et al., 1985. Présentation de neuf cartes paléogéographiques au 1/20 000 000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'Actuel. Bull. Soc. Géol. France, Paris, (8), I, 637-652.
- DESORMIES J. et DELCEY-LEDUC F., 1960. Etude de la région d'Aubenas - La Voulté (Ardèche). Soc. Nat. Pétrol. Aquit., R.G. 376, rapport inédit.
- DOMMERMUES J.L. et al., 1981. Calcaire grumeleux du Carixien portugais. IN FARINACCI A. et ELMIS S. (eds), Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza édit., Roma, 199-206.
- DOROVAN D.T., CALLOMON J.H. et HOVARTH M.K., 1981. Classification of the Jurassic Ammonitina. IN HOUSE

- M.R. et SENIOR J.R. (eds), *The Ammonoidea, systematics associations*, Acad. Press edit, London, Spec. Vol. 18, 101-155.
- DROMART G, et ELMI S., 1985. Analyse sédimentaire de la séquence grumeleuse inférieure et de ses équivalents latéraux: modalités du passage au bassin des "Terres Noires" (Oxfordien). *Doc. Bur. Rech. Géol. Min.*, Orléans, 95-11, 91-98.
- DUNHAM R.J., 1962. Classification of carbonate rocks accounting to depositional texture. *IN* HAM W.E. (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*, Amer. Assoc. Petrol. Géol., Tulsa, mem. 1, 108-121.
- DUONG D., 1974. L'Oxfordien moyen et supérieur a faciès de la cluse de Chabrières (Basses-Alpes): milieu de sédimentation, biostratigraphie, paléontologie. *Thèse 3ème cycle*, Lyon I, 140 p.
- DZULYNSKI S. et KOTLARCYK J., 1962. On local-casted ripples. *Ann. Soc. Géol. Pologne*, 32, 148-159.
- EKDALE A.A. et BERGER W.H., 1978. Deep-sea ichnofacies, modern organism traces on and in pelagic carbonates of the western equatorial Pacific. *Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol.*, Amsterdam, 23, 263-278.
- ELIUK L.S., 1978. The Abenaki Formation, Nova Scotia Shelf, Canada. A depositional and diagenetic model for a mesozoic carbonate platform. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, Calgary, 26, 4, 424-514.
- ELLER M.G., 1985. The red chalk of eastern England. *IN* FARINACCI A. et ELMI S. (eds), *Rosso Ammonitico Symp. Proc.*, *Tecnoscienza edit.*, Roma, 207-231.
- ELMI S., 1961. Les marnes du Jurassique moyen et de l'Argovien entre Aubenas et le col de l'Escrinet (Ardèche). *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, Paris, 4, 103-104.
- ELMI S., 1967. Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardèche. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, 19, 507p.
- ELMI S., 1974. Notice de la feuille Largentière de la carte géologique au 1/50 000 (Jurassique).
- ELMI S., 1977. Notice de la feuille Crest de la carte géologique au 1/50 000 (Jurassique).
- ELMI S., 1978. Bioturbation et tri mécanique, facteurs déterminant dans la genèse des "calcaires noduleux" et des "Ammonitico Rosso". *Réun. Ann. Sci. Terre*, Lyon.
- ELMI S., 1980. Le Jurassique de la bordure ardéchoise du Massif central français. *IN* Paléomarges de la Téthys dans les alpes occidentales: du Massif central français aux ophiolites liguro-piémontaises, *Géol. Alpine*, Grenoble, 56, 126-128.
- ELMI S., 1981 (a). Classification typologique et génétique des Ammonitico Rosso et des faciès noduleux ou grumeleux: essai de synthèse. *IN* FARINACCI A. et ELMI S. (eds), *Rosso Ammonitico Symp. Proc.*, *Tecnoscienza edit.*, Roma, 233-249.
- ELMI S., 1981 (b). Sédimentation 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. et ELMI S. (eds), *Rosso Ammonitico Symp. Proc.*, *Tecnoscienza edit.*, Roma, 251-289.
- ELMI S., 1983. La structure du Sud-Est de la France: une approche à partir de la bordure vivaro-cévenole du Massif central. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 11, 296, 1615-1620.
- ELMI S., 1984. Tectonique et sédimentation jurassique. *IN* Synthèse géologique du Sud-Est de la France: stratigraphie et paléogéographie, *Mém. Bur. Rech. Géol. Min.*, Orléans, 125, 166-175.
- ELMI S., 1985 (a). Chronologie et dynamique de l'enfoncement jurassique de la marge ardéchoise le long de la gouttière de Valvignères. *Doc. Bur. Rech. Géol. Min.*, Orléans, 95-11, 73-89.
- ELMI S., 1985 (b). Influences des hauts-fonds sur la composition des peuplements et sur la dispersion des ammonites. *Bull. Sect. Sci.*, Paris, IX, 217-228.
- ELMI S. et DENEREST M., 1978. Les "Argiles de Saïda": faciès flyschoides du Calvo-Oxfordien du sillon tlemcenien (Ouest algérien); stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. *IN* Livre Jubilaire J. Flandrin, Les sédiments, *Doc. Lab. Géol. Lyon*, H.S. 4, 203-262.
- ELMI S. et al., 1984. Les contrôles de la structuration précoce de la bordure vivaro-cévenole (Hettangien à Oxfordien). *IN* Colloque national programme géologie profonde de la France. Thème 11: subsidence et diagenèse (Ardèche). *Doc. Bur. Rech. Géol. Min.*, Orléans, 81-11, 1-22.
- EMERY A.F. et KLOVAN J.E., 1971. A late Devonian reef tract on Northeastern banks Island, N.W.T. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, Calgary, 19, 4, 730-780.
- EMAY R., 1966. L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. *Nouv. Arch. Mus. Hist. nat. Lyon*, VII, 1-323, 331-624.
- FAIRCHILD I.J., 1980. Sedimentation and origin of a late precambrian dolomite from Scotland. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 50, 2, 423-446.
- FERRY S., COTILLON P. et RIO M., 1983. Diagenèse croissante des argiles dans des niveaux isochrones de l'alternance calcaire-marne valanginienne du bassin vocontien. Zonation géographique. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 297, 11, 51-56.
- FLUGEL E. et STEIGER T., 1981. An upper Jurassic sponge-algal buildup from Northern Frankenaib, West Germany. *IN* TOOHEY D. (ed), *European Fossil Reef Models*, *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Tulsa, Spec. Publ. 30, 371-397.
- FOLK R.L., 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, 43, 1, 1-38.
- FOLK R.L., 1974. The natural of crystalline calcium carbonate: effect of magnesium content and salinity. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 44, 40-53.
- FOLK R.L. et Mc BRIDGE E.L., 1978. Radiolarites and their relation to subjacent "Oceanic Crust" in Liguria, Italy. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 48, 4, 1069-1102.
- FRIEDMAN G.M., 1965. Occurrence and stability of aragonite, high-magnesium calcite and low-magnesium calcite under deep-sea conditions. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, New York, 76, 1191-1196.
- FULOP J., 1976. The mesozoic basement horst of Tata. *Geol. Hungarica*, Budapest, 16, 1-229.
- FURSICH F.T., 1979. Genesis, environments, and ecology of Jurassic hardgrounds. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, Stuttgart, 158/1, 1-63.
- GAILLARD C., 1984 (a). Les biohermes à spongiaires et leur environnement dans l'Oxfordien du Jura méridional. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, 90, 386 p.

- GAILLARD C., 1984 (b). Bioturbation des sédiments pélagiques du Crétacé inférieur dans le bassin vocontien (chaînes subalpines méridionales, France). *Géobios*, Lyon, Mém. spéc. 8, 205-214.
- GAILLARD C., et al., 1985. Les pseudo-biohermes de Beauvoisin (Drôme): un site hydrothermal sur la marge téthysienne à l'Oxfordien? *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 1, 1, 69-78.
- GAMBOA L.A., TRUCHAN R. et STOFFA P.L., 1985. Middle and Upper Jurassic Depositional Environments at Outer Shelf and Slope of Baltimore Canyon Trough. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, 69, 4, 610-621.
- GARCIA HERNANDEZ M. et al., 1981. Etude des calcaires noduleux du Jurassique supérieur de la zone prébétique (Cordillères bétiques, S.E. de l'Espagne). *IN FARINACCI A. et ELMI S. (eds), Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza edit., Roma*, 419-434.
- GARDNER J.V., DEAN W.E. et JANSÁ L.F., 1978. Sediments recovered from the Northwest African continental margin, Leg 41, Deep Sea Drilling Project. *IN LANCELOT Y., SEIBOLD E. et al., Init. Repts. D.S.D.P., 41*, Washington (U.S. Govt. P. O.), 1121-1134.
- GARRISSON R.E. et FISCHER A.G., 1969. Deep-water limestones and radiolarites of the Alpine Jurassic. *IN Friedman G.M. (ed.), Depositional environments in carbonate rocks: a symposium, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Tulsa, Spec. Publ., 14*, 20-56.
- GIVEN M.M., 1977. Mesozoic and Early Cenozoic geology of offshore Nova Scotia. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, Calgary, 25, 1, 63-91.
- GOLL R.M., 1969. Radiolaria: the history of a brief invasion. *IN DEGENS E.T. et ROSS D.A. (eds), Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea, Springer Verlag, New York*, 306-312.
- GRACIANSKY P.C. (de) et al., 1979. Genèse et évolution comparée de deux marges continentales passives: marge ibérique de l'Océan Atlantique et marge européenne de la Téthys dans les Alpes occidentales. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (7), XXI, 5, 663-674.
- GRADSTEIN F.M., 1983. Paleocology and stratigraphy of Jurassic abyssal foraminifera in the Blake - Bahama Basin, D.S.D.P. SITE 534. *IN SHERIDAN R.E., GRADSTEIN F.M. et al., Init. Repts. D.S.D.P., 76*, Washington (U.S. Govt. P. O.), 537-559.
- GRASSLE J.F., 1984. Animals in Soft Sediments Near Hydrothermal Vents. *IN Deep-Sea Hot Springs and Cold Springs, Oceanus, Woods Hole*, 27, 3, 63-66.
- GRASSLE J.F., 1985. Hydrothermal Vent Animals: Distribution and Biology. *Science, Washington*, 229, 4715, 713-717.
- GRUPE FRANÇAIS D'ETUDE DU JURASSIQUE, 1980. Synthèse paléogéographique du Jurassique français. *Doc. Lab. Géol. Lyon, hors série*, 5, 1-210.
- HALLAM A., 1978. Eustatic cycles in the Jurassic. *Palaeogeogr. Palaeoclim., Palaeoecol.*, Amsterdam, 23, 1-32.
- HARRIS P.M. et CREVELLO P.D., 1983. Upper Jurassic Smackover Reefs. An example from Walker Creek Field, Arkansas. *IN HARRIS P.M. (ed), Carbonate buildups - a core workshop, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Tulsa, Core Workshop 4*, 356-380.
- HART R.A., 1970. Chemical exchange between sea-water and deep ocean basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 9, 269-279.
- HART R.A., 1973. Geochemical and geophysical implications of the reaction between sea water and oceanic crust. *Nature*, London, 243, 76-78.
- HAUG E., 1908. Notice sur la feuille de Privas de la carte géologique de la France à 1/80 000 (1ère édition). *Serv. Carte Géol. France*, Paris.
- HECKEL P.H., 1972. Possible inorganic origin for stromatolites in calcilutite mounds in the Tully limestones, Devonian of New York. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 42, 1, 7-18.
- HECKEL P.H., 1983. Diagenetic model for carbonate rocks in Midcontinent Pennsylvanian eustatic cyclothems. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 53, 3, 733-759.
- HOLLMANN R., 1962. Über Subsolution und die "Knothenkalk" des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm; Norditalien). *N. Jb. Geol. Palaönt. Mh.*, Stuttgart, 4, 163-169.
- HOLLMANN R., 1964. Subsolution - Fragmente (Zur Biostratonomie der Ammonoidea im Malm des Monte Baldo, Norditalien). *N. Jb. Geol. Palaönt. Abh.*, Stuttgart, 119, 22-82.
- HOWARD J.D. et FREY R.W., 1973. Characteristic physical and biogenic sedimentary structures in Georgia estuaries. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, Tulsa, 57, 7, 1169-1184.
- HUMBERT L., 1976. Eléments de pétrologie dynamique des systèmes calcaires, *Technip edit.*, Paris, 1-213, 1-199.
- JAMES N.P. et GINSBURG R.J., 1979. The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. *Int. Assoc. Sedim., spec. publ. 3*, 191 p.
- JANNASCH H.W., 1984. Chemosynthesis: the Nutritional Basis for Life at Deep-Sea Vents. *IN Deep-Sea Hot Springs and Cold Springs, Oceanus, Woods Hole*, 27, 3, 73-78.
- JANSÁ L.F., 1981. Mesozoic carbonate platforms and banks of the eastern North American margin. *Mar. Geol.*, Amsterdam, 44, 97-117.
- JANSÁ L.F. et al., 1979. Mesozoic-Cenozoic Sedimentary Formations of the North American Basin; Western North Atlantic. *IN TALYANI M., HAY W. et RYAN W.B.F. (eds), Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and paleoenvironment, Amer. Geophys. Union, Washington*, 1-56.
- JANSÁ L.F., GARDNER J.V. et DEAN W.E., 1978. Mesozoic Sequences of the Central North Atlantic, Leg 41, D.S.D.P. *IN LANCELOT Y., SEIBOLD E. et al., Init. Repts. D.S.D.P., 41*, Washington (U.S. Govt. P. O.), 991-1031.
- JANSÁ L.F. et al., 1984. Mesozoic carbonate deposition on the outer continental margin off Morocco. *IN HINZ K., WINTERER E.L. et al., Init. Repts. D.S.D.P., 79*, Washington (U.S. Govt. P. O.), 857-891.
- JANSÁ L.F. et al., 1980. Calpionellid and foraminiferal - ostracod biostratigraphy at the Jurassic - Cretaceous boundary, offshore eastern Canada. *Riv. Ital. Paleont.*, Milano, 86, 1, 67-126.
- JANSÁ L.F. et al., 1982. Les biohermes à algues, spongiaires et coraux des séries carbonatées de la flexure bordière du "paléoshelf" au large du Canada oriental. *Rev. Micropal.*, Paris, 25, 3, 181-219.

- JANSA L.F. et WADE J.A., 1975 (a). Geology of the continental margin off Nova Scotia and New Foundland. *IN* VAN DES LINDEN Y.J. et WADE J.A. (eds), *Offshore Geology of Eastern Canada*, 2, Regional Geology, *Geol. Surv. Canada*, Dartmouth, 74-30, 51-106.
- JANSA L.F. et WADE J.A., 1975 (b). Paleogeography and sedimentation in the Mesozoic and Cenozoic, Southeastern Canada. *IN* YORATH C., PARKER E. et GLASS D. (eds), *Canada's continental margins and offshore petroleum potential*, *Can. Soc. Petrol. Geol.*, Calgary, Mem. 4, 79-102.
- JANSA L.F. et VIEDMANN J., 1982. Mesozoic - Cenozoic development of the eastern North American and Northwest African Continental Margins: a comparison. *IN* VON RAD U. et al. (eds), *Geology of the Northwest African Continental Margin*, Springer Verlag, Berlin, 215-269.
- JENKINS H.C., 1971. The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic. *Lethaia*, Oslo, 4, 327-352.
- JENKINS H.C., 1974. Origin of red nodular limestone (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. *IN* HSU K.J. and JENKINS H.C. (eds), *Pelagic Sediments: on Land and Under the Sea*, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., Londres, n° 1, 249-211.
- JENKINS H.C. et WINTERER E.L., 1982. Palaeoceanography of Mesozoic ribbon radiolarites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 60, 351-375.
- KALIN O. et BERMOULLI D., 1984. Schizosphaerella DEFLANDRE and DANGEARD in Jurassic deep-water carbonate sediments, Mazagan continental margin (Hole 547 B) and Mesozoic Tethys. *IN* HINZ K., WINTERER E.L. et al., *Init. Repts. D.S.D.P.*, 79, Washington (U.S. Govt. P.O.), 411-436.
- KALIN O., PATACCA E. et REMZ O., 1979. Jurassic pelagic deposits from southeastern Tuscany; aspects of sedimentation and biostratigraphic data. *Eclog. Geol. Helv.*, Basel, 72/3, 715-762.
- KALKOVSKY E., 1908. Dolith and stromatolith im nord-deutschen Buntsandstein. *Zeitsch. Deutsch. Geol. Gesell.*, Berlin, 60, 68-125.
- KENNEDY W.J. et GARRISON R.E., 1975. Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of Southern England. *Sedimentology*, Oxford, 22, 311-386.
- KENDALL A.C. et TUCKER M.E., 1973. Radial fibrous calcite: a replacement after acicular carbonate. *Sedimentology*, Oxford, 20, 365-389.
- KENT D.V. et GRADSTEIN F.M., 1985. A Jurassic to Recent chronology. *IN* YOGT P.R. et TUCHULKE B.E. (eds), *The Geology of North America*, vol. M, The Western North Atlantic Region, *Geol. Soc. Amer.*, Boulder.
- KILIAN Y., 1896. Note stratigraphique sur les environs de Sisteron. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, 3, 23, 659-803.
- KILIAN Y., 1905. Feuille de Priyas au 1/80 000 ème. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, XVI, 105, C. R. collab. camp. 1904, 152-153.
- KILIAN Y. et REBOUL P., 1914. Etude monographique du "témoin" sédimentaire des Ollières. *Ann. Univ. Grenoble*, XXVI, 3, 1-10.
- KUZNETSOVA K.I. et SEIBOLD E., 1978. Foraminifera from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Eastern Atlantic (D.S.D.P. Leg 41, Sites 367 and 370). *IN* LANCELOT Y., SEIBOLD E. et al., *Init. Repts. D.S.D.P.*, 41, Washington (U.S. Govt. P.O.), 515-537.
- LANCELOT Y., 1973. Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific. *IN* WINTERER E.L., EYING J.E., et al., *Init. Repts. D.S.D.P.*, 17, Washington (U.S. Govt. P.O.), 377-405.
- LANCELOT Y., 1976. Evolution et histoire sédimentaire de deux grands bassins océaniques (Atlantique N-W et Pacifique). *Thèse Doct. Univ. Paris VI*, 301 p.
- LANCELOT Y., HATHAYAY J.C. et HOLLISTER C.D., 1972. Lithology of sediments from the Western North Atlantic, Leg 11 Deep Sea Drilling Project. *IN* HOLLISTER C.D., EYING J.I. et al., *Init. Repts. D.S.D.P.*, 11, Washington (U.S. Govt. P.O.), 901-950.
- LANCELOT Y. et SEIBOLD E., 1978. The evolution of the Central northeastern Atlantic. Summary of results of D.S.D.P. Leg 41. *IN* LANCELOT Y., SEIBOLD E. et al., *Init. Repts. D.S.D.P.*, 41, Washington (U.S. Govt. P.O.), 1215-1245.
- LANCELOT Y. et WINTERER E.L., 1980. Evolution of the Moroccan oceanic basin and adjacent continental margin. A synthesis. *IN* LANCELOT Y., WINTERER E.L. et al., *Init. Repts. D.S.D.P.*, 50, Washington (U.S. Govt. P.O.), 801-821.
- LAND L.S. et MOORE C. H. Jr., 1980. Lithification, micritization and syndepositional diagenesis of biolithite on the Jamaican island slope. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 50, 2, 357-370.
- LEMOINE M., 1982. Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes Occidentales: naissance et évolution d'une marge continentale passive. *IN* LANG J. (ed), *Livre Jubilaire Gabriel Lucas*, *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 7, 347-361.
- LHAMYANI B., 1985. Etude stratigraphique de l'Oxfordien dans l'arc de Castellane (Alpes de Haute Provence). *Thèse 3ème cycle Univ. Lyon I*, 110p.
- LOREAU J.P., 1972. Petrographie de calcaires fins au microscope électronique à balayage: introduction à une classification des "micrite". *C. R. Acad. Sci. Paris*, D, 274, 810-813.
- LUCAS G., 1955. Caractères géochimiques et mécaniques du milieu générateur des calcaires noduleux à faciès Ammonitico Rosso. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 240, 2000-2002.
- MARCOUX J. et RICOU L.E., 1979. Classification des ophiolites et radiolarites alpine-méditerranéennes d'après leur contexte paléogéographique et structural. Implications sur leur signification géodynamique. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (7), XXI, 5, 643-652.
- MARTIN D., 1984. Modalités de la transgression rhétto-hettangienne sur la bordure vivaro-cévenole, dans le sous-bassin d'Aubenas (Ardèche): étude sédimentologique et séquentielle, paléocologie et paléogéographie. *Thèse 3ème cycle Univ. Lyon I*, 157 p.
- MASSARI F., 1979. Oncoliti e stromatoliti pelagiche nel Rosso Ammonitico Veneto. *Mem. Geol. Miner. Univ. Padova*, 32, 1-21.
- MASSARI F., 1980. Cryptalgal fabrics in the Rosso Ammonitico sequences of the Venetian Alps. *IN* FARINACCI A. et ELMI S. (eds), *Rosso Ammonitico Symp. Proc.*, *Tecnoscienza edit.*, Roma, 435-469.
- MASSARI F., 1983. Oncoids and stromatolites in the Rosso Ammonitico Sequences (Middle Upper Jurassic) of the

- Venetian Alps, Italy. *IN* PERYT T.M. (ed.), Coated Grains, Springer Verlag, Berlin, 358-366.
- MATHUR A.C., 1975. A deeper water mud mound facies in the Alps. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 45, 787-793.
- MAURIN A.F. et NOEL D., 1977. A possible bacterial origin for Famennian micrites. *IN* FLUGEL E. (ed.), Fossil Algae: Recent Result and Developments, Springer Verlag, Berlin, 136-142.
- Mc BRIDGE E.F. et FOLK R.L., 1979. Features and origin of Italian Jurassic radiolarites deposited on continental crust. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 49, 3, 837-868.
- Mc IVER I.L., 1972. Cenozoic and Mesozoic Stratigraphy of the Nova Scotia Shelf. *Can. Journ. Earth Sci.*, Ottawa, 9, 1, 54-70.
- Mc KEE E.D. et GUTSCHICK R.C., 1969. History of the Redwall Limestone of Northern Arizona. *Geol. Soc. Amer.*, Boulder, Mem. 114, 726 p.
- MERCIER D., 1977. Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (région de Briançon, Hautes-Alpes). Etude stratigraphique et sédimentologique. Thèse 3^{ème} cycle, Paris, 351p.
- MILLIMAN J.D., 1966. Submarine lithification of carbonate sediments. *Science*, Washington, 153, 994-997.
- MILLIMAN J.D. et MULLER J., 1973. Precipitation and lithification of magnesium calcite in the deep-sea sediments of the Eastern Mediterranean Sea. *Sedimentology*, Oxford, 20, 29-46.
- MILLIMAN J.D., ROSS D.A. et KU T.L., 1969. Precipitation and lithification of deep-sea carbonates in the Red Sea. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 39, 724-736.
- MILLOT G., 1964. Géologie des argiles. Masson édit., Paris, 499 p.
- MONTY C.L.V., 1967. Distribution and structure of recent stromatolitic algal mats, eastern Andros island, Bahamas. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, Liège, 90, 1-3, B55-B100.
- MONTY C.L.V., 1971. An autoecological approach of intertidal and deep water stromatolites. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, Liège, 94, 265-276.
- MONTY C.L.V., 1973. Les nodules de manganèse sont des stromatolites océaniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, D, 276, 3285-3288.
- MONTY C.L.V., 1976. The origin and development of cryptalgal fabrics. *IN* WALTER M.R. (ed), Stromatolites, Developments in Sedimentology, 20, Elsevier édit., Amsterdam, 193-249.
- MONTY C.L.V., 1977. Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites. *IN* FLUGEL E. (ed.), Fossil Algae: Recent Result and Developments, Springer Verlag, Berlin, 15-35.
- MULLINS H.T. et al., 1980. Nodular carbonate sediment on bahamian slopes: possible precursors to nodular limestones. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 50, 117-131.
- NEUGEBAUER J., 1974. Some aspects of cementation in chalk. *IN* HSU K.J. and JENKINS H.C. (eds), Pelagic Sediments: on Land and Under the Sea, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., Londres, n° 1, 149-176.
- NEUMANN A.C., KOFOED J.V. et KELLER G.H., 1977. Lithoherms in the Straits of Florida. *Geology*, Boulder, 5, 4-10.
- ODIN G.S., 1975. Les glauconies: constitution, formation, age. Recherches sédimentologiques et géochimiques sur la genèse des glauconies actuelles et anciennes. Thèse Doct. Univ. P. et M. Curie, Paris, 250p.
- ODIN G.S. et LETOLLE R., 1980. Glauconitization and phosphatization environments - A tentative comparison. *Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, Tulsa, Spec. Publ., 29, 227-237.
- ODIN J.G., 1981. Middle and Upper Jurassic sedimentation history of the Trento Plateau (Northern Italy). *IN* FARINACCI A. et ELMI S. (eds), Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza édit., Roma, 479-503.
- ODIN J.G., ROBERTSON A.H.F. et JAMSA L.F., 1983. Jurassic sedimentation history of site 534 (Western North Atlantic) and of the Atlantic - Tethys seaway. *IN* SHERIDAN R.E., GRADSTEIN F.M. et al., *Init. Repts. D.S.D.P.*, 76, Washington (U.S. Govt. P. O.), 829-884.
- PAULL C. K. et al., 1984. Reports. Biological Communities at the Florida Escarpment Resemble Hydrothermal Vent Taxa. *Science*, Washington, 226, 965-967.
- PRATT B.R., 1982. Stromatolitic framework of carbonate mud mounds. *J. Sedim. Petrol.*, Tulsa, 52, 4, 1203-1227.
- PREISS W.V., 1976. Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites. *IN* WALTER M.R. (ed), Stromatolites, Developments in Sedimentology, 20, Elsevier édit., Amsterdam, 5-13.
- RADYANSKI A., SZULCZEWSKI M., 1966. Jurassic stromatolites in the Villány Mountains (Southern Hungary). *Ann. Univ. Sci. Budapest, Sect. Geol.*, 9, 87-107.
- RENZ O., 1978. Aptychi (Ammonoidea) from the Late Jurassic and Early Cretaceous of the Eastern Atlantic, D.S.D.P. Site 367. *IN* LANCELOT Y., SEIBOLD E. et al., *Init. Repts. D.S.D.P.*, 41, Washington (U.S. Govt. P. O.), 499-514.
- RENZ O. et al., 1975. Ammonite - rich Oxfordian limestones from the base of the continental slope off Northwest Africa. *Ecol. Geol. Helv.*, Basel, 68, 2, 431-448.
- RENZ O. et HABICHT K., 1985. A correlation of the Tethyan Maiolica Formation of the Breggia section (Southern Switzerland) with Early Cretaceous coccolith oozes of Site 534A, D.S.D.P. Leg 76 in the Western Atlantic. *Ecol. Geol. Helv.*, Basel, 38, 2, 383-431.
- RICHE A. et ROMAN F., 1921. La montagne de Crussol (Ardèche). *Trav. Lab. Géol. Lyon*, 1, 196 p.
- RIEGRAF W., LUTERBACHER H. et LECKIE R.M., 1984. Jurassic formation from the Mazagan Plateau, Deep Sea Drilling Project, site 457, Leg 79, off Morocco. *IN* HINZ K., WINTERER E.L. et al., *Init. Repts. D.S.D.P.*, 79, Washington (U.S. Govt. P. O.), 893-919.
- ROMAN F., 1950. Le Bas-Vivarais. *Actual. Sci. Industr.*, Hermann édit., Paris, 453 p.
- ROMAN F. et BRUN P. de, 1909. Note sur le Jurassique inférieur et moyen des environs de Saint Ambroix (Gard). *Ann. Soc. Linnéenne Lyon*, 56, 51-91.
- ROMAN F. et BRUN P. de, 1924. Etude sur le Callovien de la vallée du Rhône. I. Le Callovien de Naves. *Trav. Lab. Géol. Lyon*, VI, 128 p.
- ROUX M., 1979. Un exemple de relation étroite entre la dynamique des océans et l'évolution des faunes benthiques bathyales et abyssales: l'histoire des crinoïdes pédonculées du Mésozoïque à l'actuel. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, (7), XXI, 5, 613-618.
- ROUX M., 1980. Les crinoïdes pédonculés (Echinodermes) photographiés sur les dorsales océaniques de l'Atlantique et

- du Pacifique. Implications biogéographiques. C. R. Acad. Sci., Paris, D, 291, 901-904.
- ROUX M.**, 1982. De la biogéographie historique des océans aux reconstitutions paléobiogéographiques: tendances et problèmes illustrés par des exemples pris chez les Echinodermes bathyaux et abyssaux. Bull. Soc. Géol. France, Paris, (7), XXIV, 5-6, 907-916.
- SARA M. et VACELET J.**, 1973. Ecologie des Démospoges. IN GRASSE P.P., Traité de Zoologie, Masson édit., Paris, III, 1, 462-576.
- SAUTIER A.**, 1854. Note géologique sur la montagne de Crussol (Ardèche). IN Réunion extraordinaire à Valence, Bull. Soc. Géol. France, Paris, 2, II, 716-723.
- SAYN G. et ROMAN F.**, 1928. Etudes sur le Callovien de la vallée du Rhône. II. Monographie stratigraphique et paléontologique du Jurassique moyen de La Voulté-sur-Rhône. 2^{ème} fascicule, Trav. Lab. Géol. Lyon, XIV, 166-256.
- SCHLAGER V. et JAMES N.P.**, 1978. Low-magnesium calcite limestones forming at the deep-sea floor, tongue of the ocean, Bahamas. Sedimentology, Oxford, 25, 675-702.
- SCHOLLE P.A., ARTHUR M.A. et EKDALE A.A.**, 1983. Pelagic environment. IN SCHOLLE P.A., BEDOUT D.G., et MOORE C.H. (eds), Carbonate depositional environments, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. 33, Tulsa, 620-691.
- SCLATER J., ANDERSON R.N. et BELL M.L.**, 1971. Elevation of ridges and evolution of the Central Eastern Pacific. J. Geophys. Res., Washington, 76, 7888-7915.
- STEIGER T. et JAMSA L.F.**, 1984. Jurassic limestones of the seaward edge of the Mazagan carbonate platform, Northwest African continental margin, Morocco. IN HINZ K., WINTERER E.L. et al., Init. Repts. D.S.D.P., 79, Washington (U.S. Govt. P.O.), 449-492.
- STEMBERG M. et al.**, 1977. Radiolarites et sédiments hypersiliceux: une comparaison. Sedimentology, Oxford, 24, 547-563.
- STURANI C.**, 1971. Ammonites and stratigraphy of the *Posidonia alpina* beds in the Venetian Alps (Middle Jurassic, mainly Bajocian). Mem. Geol. Min. Univ. Padova, 28, 1-190.
- SZULCZEWSKI M.**, 1967. Stromatolitic structures within Middle Jurassic transgressive deposits at Wola Morawicka (Southern margins of the Holy Cross Mountains, Central Poland). Ann. Soc. Geol. Pol., Krakow, 37, 4, 515-528.
- TINTANT H., MAINGUY M. et GOTTIS M.**, 1945. Lacunes dans le Callovien et l'Oxfordien au sud des Cévennes. C. R. Acad. Sci., Paris, 223, 814-815.
- TSIEN H.H.**, 1981. Ancient reefs and reefs carbonates. Proc. Fourth Inter. Coral Reef Symp., Manila, 1981, vol.1, 601-609.
- VACHARD D.**, 1980. Téthys et Gondwana du Paléozoïque supérieur. Les données afghanes. Biostratigraphie, micropaléontologie, paléogéographie. Doc. Trav. Inst. Geol. A. de Lapparent, Paris, 2, 1-463.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. Jr., et THOMPSON S.**, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: Global cycles of relative changes of sea level. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., Tulsa, 26, 83-97.
- VELAIN C.**, 1872. Compte rendu des courses des 10, 11 et 12 septembre. IN: Réunion extraordinaire à Digne, Bull. Soc. Géol. France, Paris, (2), 29, 668-685.
- VON RAD U., REICH V. et ROSCH H.**, 1978. Silica diagenesis in continental margin sediments off Northwest Africa. IN LANCELOT Y., SEIBOLD E. et al., Init. Repts. D.S.D.P. 41, Washington (U.S. Govt. P. O.), 879-905.
- VON RAD U. et ROSCH H.**, 1974. Petrography and diagenesis of deep-sea cherts from the Central Atlantic. IN HSU K.J. and JENKINS H.C. (eds), Pelagic Sediments: on Land and Under the Sea, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., Londres, n° 1, 327-347.
- WEBER F.** Zonéographie de la diagenèse dans les sondages miniers de la bordure ardéchoise à partir de l'étude des minéraux argileux. Doc. Bur. Rech. Géol. Min., Orléans, 95-11, 91-98.
- VENTWORTH C.K.**, 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. J. Geol., Chicago, 30, 377-392.
- VEVER P. de et DERCOURT J.**, 1985. Les radiolaires triasico-jurassiques marqueurs stratigraphiques et paléogéographiques dans les chaînes alpines périméditerranéennes: une revue. Bull. Soc. Géol. France, (8), 1, 5, 653-662.
- VIEGAND G.E.**, 1984. Jurassic nanofossils from the Northwest African margin, D.S.D.P. Leg 79. IN HINZ K., WINTERER E.L. et al., Init. Repts. D.S.D.P., 79, Washington (U.S. Govt. P.O.), 657-670.
- VILDI V.**, 1981. Le Ferrysch: cône de sédimentation détritique en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen à supérieur (Rif externe, Maroc). Eclog. Géol. Helv., Basel, 74, 2, 481-527.
- WINTERER E.L. et al.**, 1973. SITE 167. IN WINTERER E.L., EWING J.E., et al., Init. Repts. D.S.D.P., 17, Washington (U.S. Govt. P. O.), 145-234.
- WINTERER E.L. et BOSELLINI A.**, 1981. Subsidence and sedimentation on a Jurassic passive continental margin (Southern Alps, Italy). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa, 65, 394-421.
- WINTERER E.L. et al.**, 1984. Site 547. IN HINZ K., WINTERER E.L. et al., Init. Repts. D.S.D.P., 79, Washington (U.S. Govt. P.O.), 223-361.
- WINTERER E.L. et HINZ K.**, 1984. The evolution of the Mazagan continental margin: a synthesis of geophysical and geological data with results of drilling Deep Sea Drilling Project Leg 79. IN HINZ K., WINTERER E.L. et al., Init. Repts. D.S.D.P., 79, Washington (U.S. Govt. P.O.), 893-919.
- WISE S.W. et YEAVER F.M.**, 1974. Chertification of oceanic sediments. IN HSU K.J. and JENKINS H.C. (eds), Pelagic Sediments: on Land and Under the Sea, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedim., Londres, n° 1, 301-326.
- ZIEGLER B.**, 1967. Ammoniten Okologie am Beispiel des Ober-Jura. Geol. Rundschau, Stuttgart, 56, 439-464.

LISTES DES FIGURES

- Fig. A - Types morphologiques des grumeaux (p.10).
- Fig. B - Tableau de données des analyses de matière organique. Cordon grumeleux. Bordure vivaro-cévenole (p.48).
- Fig. C - Tableau de données des analyses des éléments métalliques. Cordon grumeleux. Bordure vivaro-cévenole (p.49).
- Fig. D - Localisation des affleurements observés dans la région de Vérone. Italie du Nord (p.51).
- Fig. E - Profil restitué de la marge vivaro-cévenole à l'Oxfordien moyen (p.76).
- Fig. F - Coupe transversale de la marge ouest-marocaine à l'Oxfordien (p.99).
- Fig. G - Localisation des sites DSDP dans l'Atlantique Nord où fut pénétrée la Cat Gap Formation et les calcaires rouge brun équivalents (p.115).

1ère partie : Bordure vivaro-cévenole

- Fig. 1 - Situation des affleurements et des sondages étudiés.
- Fig. 1' - Coordonnées Lambert des coupes et sondages étudiés.
- Fig. 2 - Cadre structural de la bordure vivaro-cévenole entre La Voulte sur Rhone et Alès.
- Fig. 3 - Coupe de référence de la succession ardéchoise oxfordienne étudiée.
- Fig. 4 - Lithologie et stratonomie du Cordon grumeleux (Unité 51). NAVES et CHANABIER.
- Fig. 5 - Textures et distribution des grumeaux dans le Cordon grumeleux. Sondage S19. Dessins à partir des sections polies des carottes.
- Fig. 6 - Colonnes lithologiques des Calcaires grumeleux compacts (Ut 52). NAVES et CHANABIER.
- Fig. 7 - Lithologies et textures des calcaires grumeleux compacts. Ut 52. Sondage S19. Etabli à partir des sections des carottes.
- Fig. 8 - Colonnes stratigraphiques des niveaux grumeleux de base dans le secteur nord-oriental (PRIVAS).
- Fig. 9 - Lithologie et évolution latérale du terme inférieur des Couches de Chanabier (Ut 53).
- Fig. 10 - Lithologies et textures au travers de l'unité 53. Sondage S19. Etabli à partir des sections des carottes.
- Fig. 11 - A : Lithologies et textures du Cordon noduleux (Unité 60). S19.
- Fig. 11 - B : Colonne lithologique et "nodularité" de l'unité 60. CHASSAGNES.
- Fig. 12 - Evolution latérale de l'unité 60.
- Fig. 13 - Colonnes lithologiques de l'unité 61. Terme supérieur des Couches de Chanabier (pars). CHANABIER et LACHAMP.
- Fig. 14 - Lithologies et textures de l'unité 61. Sondage S19.
- Fig. 15 - Colonnes lithologiques de l'unité 62 comprenant les Bancs roux. LACHAMP; COUX (pars); S19(pars).
- Fig. 16 - Evolution générale des textures et autres paramètres dans la succession oxfordienne ardéchoise.
- Fig. 17 - Tableau récapitulatif de l'engagement des différents facteurs intervenant dans la genèse des textures grumeleuses et noduleuses dans la succession oxfordienne ardéchoise.
- Fig. 18 - Géométrie et arrangement des lamines et organisation spatiale des corps cryptalgaires. Cordon grumeleux (E4). NAVES.
- Fig. 19 - Corps cryptalgaires mamelonnaires isolés grumeleux et granuleux. Cordon grumeleux (partie supérieure). MOULIN ARTIGE. Dessin à partir d'une section polie.
- Fig. 20 - Disposition et caractères des masses carbonatées (mud-mounds) du Cordon grumeleux.
- Fig. 21 - Structure interne d'un "mud-mound". Cordon grumeleux. MOULIN ARTIGE. Dessin à partir d'une surface polie.

- Fig. 22 - Localisation et colonnes stratigraphiques des coupes étudiées dans les chaînes subalpines méridionales.
- Fig. 23 - Colonne stratigraphique de la coupe du ravin du CHENIER (La Voulte sur Rhone). Callovien moyen à Oxfordien moyen.
- Fig. 24 - Colonnes lithostratigraphiques des coupes de BROUENAC et VINCONNET (secteur méridional). Callovien inférieur (pars) à Oxfordien moyen (pars).
- Fig. 25 - Analyse détaillée de l'affleurement de VINCONNET. Passage Callovien-Oxfordien. Figures sédimentaires et données stratigraphiques.
- Fig. 26 - Secteur nord-oriental. Reconstruction transversale de la disposition relative des unités.
- Fig. 27 - Secteur méridional. Reconstruction transversale de la disposition relative des unités.
- Fig. 28 - Nature et abondance relative des argiles au travers des couches calloviennes et oxfordiennes de la succession ardéchoise. Sondage S19.
- Fig. 29 - Diversité générique et abondance relative des familles de foraminifères dans les faciès callovo-oxfordiens de la bordure vivaro-cévenole.
- Fig. 30 - Abondance relative des différentes familles d'ammonoides au travers de la succession oxfordienne ardéchoise. Coupe de L'HABITARELLE.
- Fig. 31 - Enregistrements diagénétiques et reconnaissance des unités dans les sondages pétroliers : VPA ; VDB et VAL.
- Fig. 32 - Localisation et colonnes lithologiques des coupes du secteur d'Alès (BLATIES et LES PLOS).
- Fig. 33 - Carte structurale et répartition des faciès au Callovien moyen - Callovien supérieur (niv. 47 à 49).
- Fig. 34 - Carte structurale et répartition des faciès à l'Oxfordien inférieur (pars). Unité 50.
- Fig. 35 - Carte structurale, répartition et puissance des unités lithologiques correspondant à l'intervalle <Oxfordien inférieur (partie supérieure) - Oxfordien moyen (zone à Plicatilis)>. Unités 5 / 0-1 et 51.
- Fig. 36 - Carte structurale et courbes isopaques. Oxfordien moyen. Zone à Transversarium (pars). Unité 52.
- Fig. 37 - Carte structurale et courbes isopaques. Oxfordien moyen. Zone à Transversarium (pars). Unité 53.
- Fig. 38 - Carte structurale, nodularité des bancs et courbes isopaques. Unité 60. Oxfordien supérieur. Zone à Bifurcatus (base).
- Fig. 39 - Carte structurale et courbes isopaques. Oxfordien supérieur. Zone à Bifurcatus (pars). Unité 61.
- Fig. 40 - Carte structurale et courbes isopaques. Oxfordien supérieur. Zone à Bimammatum (base). Unité 62.
- Fig. 41 - Aspect macroscopique des faciès oxfordiens étudiés sur la bordure vivaro-cévenole. Photographies.
- Fig. 42 - Photographies de carottes montrant les textures grumeleuses et noduleuses de la succession oxfordienne ardéchoise étudiée. Sondage S19.
- Fig. 43 - Photographies de différentes textures macroscopiques rencontrées dans la succession oxfordienne ardéchoise étudiée.
- Fig. 44 - Micro et nannofaciès associés aux encrustements cryptalgaires. Bordure vivaro-cévenole, chaînes subalpines méridionales et ride tridentine.
- Fig. 45 - Microfaciès des assises callovo-oxfordiennes étudiées sur la bordure vivaro-cévenole.

2ème partie : Sites DSDP. Marge africaine nord-occidentale

- Fig. 46 - Localisation des sites DSDP étudiés sur la marge ouest-africaine.
- Fig. 47 - Cadre géographique, structural et stratigraphique du site DSDP 547.
- Fig. 48 - Clé des tableaux
- Fig. 49 - Caractères lithologiques, texturaux et constituants des carottes 24 et 23. Puits 547B.
- Fig. 50 - Caractères lithologiques, texturaux et constituants de la carotte 22. Puits 547B.

- Fig. 51 - Caractères lithologiques, texturaux et constituants des carottes 21 et 20. Puits 547B.
- Fig. 52 - Caractères lithologiques, texturaux et constituants des carottes 19 et 17. Puits 547B.
- Fig. 53 - Caractères lithologiques, texturaux et constituants des carottes 16 et 15. Puits 547B.
- Fig. 54 - Caractères lithologiques, texturaux et constituants de la carotte 10. Puits 547B.
- Fig. 55 - Caractères lithologiques, texturaux et constituants de la carotte 8. Puits 547B.
- Fig. 56 - Caractères lithologiques, texturaux et constituants de la carotte 7. Puits 547B.
- Fig. 57 - Caractères lithologiques, texturaux et constituants de la carotte 6. Puits 547B.
- Fig. 58 - Textures digitées plus ou moins matures associées à des croûtes stromatolitiques.
- Fig. 59 - Textures grumeleuses au travers de l'unité VI B. Puits 547B. Dessins à partir des carottes.
- Fig. 60 - Tableau récapitulatif de la différenciation des textures de l'unité VI B (en partie). Etabli à partir des exemples rencontrés.
- Fig. 61 - Textures grumeleuses de l'unité VI A2. Puits 547B.
- Fig. 62 - Stromatolites coiffant une couche résédimentée et plaquant la paroi d'une cavité remplie de manière géotrope. Dessin à partir d'une plaque mince. 547B. 8-4 / 2-8.
- Fig. 63 - Tableau évolutif des différents caractères et des événements reconnus sur le puits 547B.
- Fig. 64 - Photographies des carottes du puits 547B. Textures grumeleuses et noduleuses.
- Fig. 65 - Micro et nanofaciès rencontrés au travers de la série jurassique du puits 547B.
- Fig. 66 - Colonne stratigraphique de la série de Jurassique supérieur rencontrée au site DSDP 367.
- Fig. 67 - Caractères lithologiques, texturaux et constitution de la carotte 35. Puits 367.
- Fig. 68 - Caractères lithologiques, texturaux et constitution de la carotte 34. Puits 367.
- Fig. 69 - Différents exemples des textures observées au travers de la RBAL unit. Puits 367. Dessins à partir des sections des carottes ou des lames minces.
- Fig. 70 - Textures au travers de la 'Reddish Brown Argillaceous Limestone Unit'. Puits 367. Photographies des carottes.
- Fig. 71 - Principaux microfaciès rencontrés dans la Reddish Brown Argillaceous Limestone Unit (puits 367) et le Rosso ad Aptici (bassin lombard).

3ème partie : Canada oriental

- Fig. 72 - A - Localisation des puits de forage au large de la Nouvelle-Ecosse (Canada oriental).
- Fig. 72 - B - Coordonnées des puits et position des carottes étudiées.
- Fig. 73 - Cadre géologique de la marge nord-américaine au large de la Nouvelle-Ecosse (Canada oriental).
- Fig. 74 - Colonnes stratigraphiques des forages et position des carottes étudiées.
- Fig. 75 - Colonnes lithologiques des carottes 5 et 2 des puits G-32 et L-30.
- Fig. 76 - Caractères macroscopiques et nature des faciès de la carotte 5 du puits Demascota G-32. Dessins à partir des sections polies.
- Fig. 77 - Structures cryptalgaires. Abenaki Formation. Puits d'exploration pétrolière au large de la Nouvelle-Ecosse. Dessins à partir de la section des carottes.
- Fig. 78 - Photographies des sections des carottes. Abenaki Formation. Puits d'exploration pétrolière au large de la Nouvelle-Ecosse.
- Fig. 79 - Plages thrombolitiques couvrant des figures de type Stromatactis. Dessins à partir de sections polies de carottes.
- Fig. 80 - Microstructures des faciès cryptalgaires. Abenaki Formation. Puits d'exploration pétrolière au large de la Nouvelle-Ecosse.
- Fig. 81 - Environnements de dépôts des constructions cryptalgaires. Carte paléogéographique et profil reconstruit correspondant à la partie inférieure du Baccaro Member.
- Fig. 82 - Diversité et hiérarchisation des facteurs intervenant dans la genèse des Ammonitico Rosso.

LIST OF FIGURES

- Fig. A - Lump morphological types (p.10).
- Fig. B - Chart of data for organic matter. Cordon grumeleux. "vivaro-cévenole" border (p.48).
- Fig. C - Chart of data for metallic elements. Cordon grumeleux. "vivaro-cévenole" border (p.49).
- Fig. D - Location of outcrops inspected in the Verona area. Northern Italy (p.51).
- Fig. E - Ideal cross-section of the "vivaro-cévenole" margin. Middle Oxfordian (p.76).
- Fig. F - Reconstructed cross-section off western Morocco during the Oxfordian (p.99).
- Fig. G - Location of DSDP sites that penetrated the Cat Gap Formation or the coeval reddish brown lithofacies in the North Atlantic (p.115).

First Part : "Vivaro-cévenole" border

- Fig. 1 - Location of outcrops and wells that have been viewed.
- Fig.1' - Lambert coordinates of the sections and drilling sites.
- Fig. 2 - Structural setting of the "vivaro-cévenole" area between La Voulte and Ales.
- Fig. 3 - Type-section of the studied Oxfordian sequence.
- Fig. 4 - Lithology and stratonomy of Unit 51 (Cordon grumeleux). NAVES and CHANABIER outcrops.
- Fig. 5 - Textures and lump distribution through Unit 51 (Cordon grumeleux). S19 well. Drawings from polished core slabs.
- Fig. 6 - Lithologic columns for Unit 52 (Calcaires grumeleux compacts). NAVES and CHANABIER outcrops.
- Fig. 7 - Chart for lithologic and textural parameters thru Unit 52 (Calcaires grumeleux compacts). S19 well. Logged from core slabs.
- Fig. 8 - Stratigraphic columns for the basal lumpy layers across the northeastern portion of studied area (PRIVAS).
- Fig. 9 - Lithology and lateral changes for Unit 53 (Couches de Chanabier)-lower part.
- Fig. 10 - Chart for lithologic and textural parameters through Unit 53. S19 well. Logged from core slabs.
- Fig. 11 - B : Lithologic column and nodular development through Unit 60. CHASSAGNES outcrop.
- Fig. 11 - A : Lithologic and textural parameters through Unit 60. S19 well.
- Fig. 12 - Lateral change for Unit 60.
- Fig. 13 - Lithologic columns for Unit 61. CHANABIER and LACHAMP outcrops.
- Fig. 14 - Chart for lithologic and textural parameters through Unit 61. S19 well.
- Fig. 15 - Lithologic columns of Unit 62 enclosing "Bancs roux". LACHAMP; COUX(pars); S19(pars).
- Fig. 16 - General evolution of parameters throughout the oxfordian sequence.
- Fig. 17 - Table of factors involved in origin of textures in the Oxfordian sequence.
- Fig. 18 - Morphology, fabric and spatial relationship of cryptalgal developments. Cordon grumeleux (E4). NAVES outcrop.
- Fig. 19 - Isolated and knobby cryptalgal bodies yielding a lumpy and granular aspect. Cordon grumeleux (upper part). MOULIN ARTIGE outcrop. Drawing from a polished slab.
- Fig. 20 - Setting and characters of carbonate mud-mounds within Unit 51 (Cordon Grumeleux).
- Fig. 21 - Mud-mound internal structure. Cordon grumeleux. MOULIN ARTIGE outcrop. Drawing from a polished slab.
- Fig. 22 - Location map and stratigraphic columns from logged sections across Southern Subalpine Ranges (France).
- Fig. 23 - Stratigraphic column for the CHENIER section (La Voulte sur Rhone). Middle Callovian up to Middle Oxfordian.
- Fig. 24 - Lithostratigraphic columns for the BROUGNAC and VINCONNET sections (southern area). Lower Callovian (pars) to Middle Oxfordian (pars).

- Fig. 25 - Detail drawing of VINCONNET outcrop to show sedimentological character of the transition between the Callovian and the Oxfordian.
- Fig. 26 - Northeastern area. Reconstructed cross-section showing unit setting.
- Fig. 27 - Location map and reconstructed cross-section showing unit setting. Southern area.
- Fig. 28 - Qualitative and quantitative analysis of clay minerals throughout Callovian-Oxfordian sequence. S19 well.
- Fig. 29 - Genus diversity and family abundance in Callovian and Oxfordian assemblages of foraminifers. Ardèche department.
- Fig. 30 - Abundance of ammonoidea families through the Oxfordian sequence. L'HABITARELLE section.
- Fig. 31 - Mechanical logs from oil exploratory wells (VDB, VPA, VAL). Unit distinction is based on log characters only.
- Fig. 32 - Location and lithologic columns of sections at Alès area (BLATIES and LES PLOS outcrops).
- Fig. 33 - Tectonic map and facies distribution for Middle-Upper Callovian time (Ut 47 à 49).
- Fig. 34 - Tectonic map and facies distribution for Lower Oxfordian time (pars). Ut 50.
- Fig. 35 - Tectonic map, facies distribution and thicknesses of lithologic Units (Ut 5 /0-1 and 51) for Lower-Middle Oxfordian (Plicatilis zone) time.
- Fig. 36 - Tectonic map and restored isopachs for Middle Oxfordian time. Transversarium zone (pars). Unit 52.
- Fig. 37 - Tectonic map and restored isopachs for Middle Oxfordian time. Transversarium zone (pars). Unit 53.
- Fig. 38 - Tectonic map, bed nodularity and restored isopachs for Upper Oxfordian time. Bifurcatus zone (early). Unit 60.
- Fig. 39 - Tectonic map and restored isopachs for Upper Oxfordian time. Bifurcatus zone (pars). Unit 61
- Fig. 40 - Tectonic map and restored isopachs for Upper Oxfordian time. Bimammatum zone (early). Unit 62.
- Fig. 41 - Macroscopic characteristic of the investigated Oxfordian beds along 'Vivaro-cévenole' border. Photographs.
- Fig. 42 - Photographs of core slabs showing lumpy and nodular textures through the inspected oxfordian sequence. S19 well.
- Fig. 43 - Photographs of different structures encountered through studied Oxfordian sequence.
- Fig. 44 - Micro and nanofacies associated with cryptalgal occurrences. 'Vivaro-cévenole' border and southern Subalpine ranges (France), Trento Plateau (Northern Italy).
- Fig. 45 - Photomicrographs of thin sections. Callovian and Oxfordian microfacies recognized.

Second Part : DSDP Sites- Northwestern African margin

- Fig. 46 - Location map of viewed DSDP sites along the West-African margin.
- Fig. 47 - Geographic, structural and stratigraphic framework of DSDP site 547.
- Fig. 48 - Key of charts.
- Fig. 49 - Geologic charts for cores 24 and 23. Lithology, textural parameters and constituents. Hole 547B.
- Fig. 50 - Geologic chart for core 22. Lithology, textural parameters and constituents. Hole 547B.
- Fig. 51 - Geologic charts for cores 21 et 20. Lithology, textural parameters and constituents. Hole 547B.
- Fig. 52 - Geologic charts for cores 19 et 17. Lithology, textural parameters and constituents. Hole 547B.
- Fig. 53 - Geologic charts for cores 16 et 15. Lithology, textural parameters and constituents. Hole 547B.
- Fig. 54 - Geologic chart for core 10. Lithology, textural parameters and constituents. Hole 547B.
- Fig. 55 - Geologic chart for core 8. Lithology, textural parameters and constituents. Hole 547B.

- Fig. 56 - Geologic chart for core 7. Lithology, textural parameters and constituents. Hole 547B.
- Fig. 57 - Geologic chart for core 6. Lithology, textural parameters and constituents. Hole 547B.
- Fig. 58 - More or less developed digitate textures associated with stromatolitic crusts.
- Fig. 59 - Lumpy textures through Unit VI B. Hole 547B. Drawings from core slabs.
- Fig. 60 - Chart summarizing the genesis of the textures thru unit VI B (partly). Established from viewed sections.
- Fig. 61 - Lumpy texture of Unit VI A2. Hole 547B.
- Fig. 62 - Stromatolites either capping a turbidite layer or leaning against the cavity wall prior to the geopetal filling. Drawing from a thin section. 8-4 / 2-6 cm.
- Fig. 63 - General chart of characters and events throughout hole 547B.
- Fig. 64 - Photographs of cores. Hole 547B. Lumpy and nodular textures.
- Fig. 65 - Main nanno and microfacies through Jurassic sequence at Hole 547B.
- Fig. 66 - Upper Jurassic sequence penetrated at DSDP site 367.
- Fig. 67 - Geological chart for core 35. Hole 367. Lithology, textural parameters and constituents.
- Fig. 68 - Geological chart for core 34. Hole 367. Lithology, textural parameters and constituents.
- Fig. 69 - Several examples of textures distinguished through the RBAL Unit. Hole 367. Drawings from core slabs and thin sections.
- Fig. 70 - Textures through Reddish Brown Argillaceous Limestone Unit. Hole 367.
- Fig. 71 - Main microfacies encountered in Reddish Brown Argillaceous Unit at Hole 367 and in Lombard Basin (Rosso ad Aptici).

Third Part : Eastern Canada

- Fig. 72 - A - Location of oil exploratory wells that have been investigated offshore Nova Scotia (Eastern Canada).
- Fig. 72 - B - Well coordinates and position of studied cores.
- Fig. 73 - Geological setting of the North-American margin off Nova Scotia (eastern Canada).
- Fig. 74 - Stratigraphic columns of wells and location of studied cores.
- Fig. 75 - Lithologic columns of cores 5 and 2 from G-32 and L-30 wells.
- Fig. 76 - Macroscopic characters and facies of core 5, Demascota G-32 well. Drawings from core slabs.
- Fig. 77 - Cryptalgal structures. Abenaki Formation. Oil exploratory wells off Nova Scotia. Drawings from core slabs.
- Fig. 78 - Photographs of core slabs. Abenaki Formation. Oil exploratory wells off Nova Scotia.
- Fig. 79 - Thrombolitic patches sheltering Stromatactis-like structures. Drawings from polished core slabs.
- Fig. 80 - Photomicrographs of cryptalgal and related facies. Oil exploratory wells off Nova Scotia. Scale bars : 1 mm.
- Fig. 81 - Paleogeographic map and reconstructed cross-section coincident with the Baccaro Member lower part.
- Fig. 82 - Diversity and grading of factors involved in Annonitico Rosso genesis.



Introduction

Préliminaires

I - Terminologie macroscopique

A - Distinction des textures noduleuses, grumeleuses et granuleuses

B - Typologie descriptive

- 1- Morphologie grumeleuse
- 2- Structure grumeleuse
- 3- Textures

II - Nomenclatures et classifications utilisées

A - Microfaciès

B - Développements stromatolitiques

C - Environnements sédimentaires

Première partie : FACIES GRUMELEUX ET NODULEUX DE L'OXFORDIEN DE LA BORDURE VIVARO - CEVENOLE (FRANCE)

I - Généralités

A - Triangle sédimentaire de l'Ardèche et du Gard

B - Série étudiée : caractères essentiels et contexte géologique

- 1 - Coupe de référence
- 2 - Acquis stratigraphiques successifs
- 3 - Evolution latérale de la série
- 4 - Cadre paléogéographique et paléogéodynamique

C - Interrogations et objectifs, approches et méthodes

II - Succession ardéchoise (de Flaviac à Courry) : lithologie, stratonomie, textures et faciès

A - Soubassement des faciès grumeleux

- 1 - Trilogie calloviennne
- 2 - Niveau carié et Niveau rognonneux
- 3 - Niveau bleu (unité 50)

B - Niveaux grumeleux de base

1 - Succession ardéchoise type : d'Andige à Courry

1-1 Cordon grumeleux

- 1-1-1 Coupe de Naves
- 1-1-2 Coupe de Chanabier
- 1-1-3 Sondage S19 (Andige)
- 1-1-4 Coupe de Pierre Morte

1-2 Calcaires grumeleux compacts (unité 52)

2 - Autres enchaînements : le secteur nord-oriental. Du col de l'Escrinet à Flaviac

C - Couches de Chanabier

- 1 - Terme inférieur (unité 53)
- 2 - Cordon noduleux (unité 60)
- 3 - Terme supérieur (unités 61, 62 et 63)

III - Différenciations des textures grumeleuses et noduleuses

A - Processus intervenant dans la genèse

1 - Textures grumeleuses

- 1-1 Remplissage de coquilles
- 1-2 Corps cryptalgaires
- 1-3 Bioturbation
 - 1-3-1 textures digitées et grumeaux résiduels
 - 1-3-2 Textures bouclées et grumeaux néoformés
- 1-4 Remaniements des éléments
- 1-5 Grumeaux et compaction

2 - Textures noduleuses

- 2-1 Creation d'une hétérogénéité primaire
 - 2-1-1 Organisation fondamentale des dépôts
 - 2-1-2 Actions hydrodynamiques et biologiques
 - 2-1-3 Rôle des ammonoïdes
- 2-2 Evolution diagénétique tardive. Effet de la compaction

B - Phénomènes annexes

1 - Ferruginisation

- 1-1 Imprégnation accompagnant les textures noduleuses
- 1-2 Coloration accessoire des faciès grumeleux de Pierre Morte

2 - Facteur accessoire: les ravinelements

IV - Développements cryptalgaires

A - Encroûtements calcaires

1 - Caractères généraux

- 1-1 Géométrie des corps et arrangement des lamines
 - 1-1-1 Oncolites
 - 1-1-2 Stromatolites
- 1-2 Structure interne

2 - Organisation spatiale et formes des encroûtements

B - Corps carbonatés massifs ("mud-mounds")

1 - Morphologie générale

2 - Caractères internes

3 - Origine

C - Organismes responsables

D - Contrôle du développement cryptalgair

E - Comparaison avec les formations similaires

1 - Encroûtements calcaires

- 1-1 Excroissances stromatolitiques et faciès Ammonitico Rosso

1-1-1 Ride tridentine
1-1-2 Autres exemples de la ceinture téthysienne

- a - Italie
- b - Espagne - chaînes bétiques
- c - Hongrie et Pologne

1-2 Encroûtements cryptalgaires et faciès oxfordiens en France

1-2-1 Faciès à spongiaires du Jura méridional
1-2-2 Faciès grumeleux à céphalopodes des chaînes subalpines méridionales

- a - Arrière-pays niçois
- b - Environs de Castellane
- c - Clue de Chabrières

2 - "Mud-mounds" carbonatés

V - Environnements sédimentaires et paléogéographie

A - Evolution latérale des faciès et géométrie des corps sédimentaires

1 - Secteur septentrional

1-1 Coupe du ravin du Chénier (La Voulte)

1-2 Coupe de Flaviac

2 - Secteur méridional (région de Saint-Bress) : coupes de Brougnac et de Vinçonnet

3 - Coupes palinspatiques transversales

B - Enseignements livrés par le contenu et les structures sédimentaires

1 - Différents composants sédimentaires

1-1 Glauconie

1-2 Eléments terrigènes

- 1-2-1 Quartz
- 1-2-2 Argiles

1-3 Matériel micritique

1-4 Matière organique

2 - Organismes

2-1 Caractères généraux

2-2 Différents groupes

2-2-1 Nannofaune

2-2-2 Microfaune

- a - Ostracodes
- b - Foraminifères

- b1 - Méthodes et techniques d'analyse
- b2 - Résultats

2-2-3 Macrofaune

a - Endofaune

- a1 - Perforants
- a2 - Organismes fouisseurs

b - Bivalves et gastéropodes

c - Spongiaires

d - Brachiopodes

- e - Echinodermes
 - e1 - Eleuthérozoaires
 - e2 - Crinoïdes pédonculés
- f - Céphalopodes
 - f1 - Ammonoïdes
 - f2 - Bélemnites

2-3 Comparaison des composants fauniques du Cordon grumeleux et des Couches de Birrnsdorf (Jura méridional)

2-3-1 Spongiaires et épifaune

2-3-2 Ammonoïdes

2-3-3 Brachiopodes et Bivalves

2-3-4 Foraminifères

2-3-5 Ichnofossiles

2-4 Stromatolites, éclaircissement et profondeur

3 - Textures des sédiments

4 - Figures sédimentaires

4-1 Oncolites et lamines

4-2 Discontinuités sédimentaires

4-2-1 Niveau rognonneux et surface d'arrêt de sédimentation

4-2-2 Surfaces durcies du Cordon grumeleux

4-3 Déformations sédimentaires et turbidites

C - Les environnements et leur(s) évolution(s)

1 - Le Cordon grumeleux : caractères du milieu de dépôt

1-1 Paramètres abiotiques

1-1-1 Oxygénation des fonds

1-1-2 Hydrodynamisme et turbidité

1-1-3 Éclaircissement

1-2 Paléogéographie

1-2-1 Éloignement du littoral

1-2-2 Intervalle bathymétrique

1-2-3 Morphologie des fonds

1-2-4 Profil modèle du talus vivaro-cévenol

2 - Trilogie callovienne : paléoenvironnement

3 - Approfondissement callovo - oxfordien

4 - Evolution des milieux dans la partie supérieure

VI - Géodynamique associée aux phénomènes sédimentaires

A - Données stratigraphiques complémentaires

1 - Montagne de Crussol

2 - Sondages pétroliers

2-1 Villeneuve-de-Berg et Vallon-Pont-d'Arc

2-2 Valvignères, Marsanne et Montoisson

3 - Secteur d'Alès

B - Etapes tectono-sédimentaires

- 1 - Callovien moyen et supérieur
- 2 - Oxfordien inférieur (pars)
- 3 - Oxfordien inférieur (pars) et Oxfordien moyen (zone à Pllcatillis)
- 4 - Oxfordien moyen (partie inférieure de la zone à Transversarium) - unité 52
- 5 - Oxfordien moyen (partie supérieure de la zone à Transversarium) -
unité 53
- 6 - Oxfordien supérieur (pars) - unités 60 à 63

C - Dynamique callovo-oxfordienne de la bordure vivaro-cévenole

Deuxième partie : LES FACIES NODULEUX ET GRUMELEUX JURASSIQUES DE LA
MARGE ORIENTALE DE L'ATLANTIQUE CENTRAL

I - Au pied de l'escarpement du plateau de Mazagan (Maroc) - site DSDP 547
(Leg 79)

A - Description générale des carottes : textures et faciès

- 1 - Unité VI-B2
- 2 - Unité VI-B1
- 3 - Unité VI-A3
- 4 - Unité VI-A2
 - 4-1 Sous-unité VI-A2c
 - 4-2 Sous-unité VI-A2b
 - 4-3 Sous-unité VI-A2a
- 5 - Unité VI-A1

B - Caractères et différenciations des textures

1 - Les faciès grumeleux et les brèches de l'unité VI-B

1-1 Développements des textures

- 1-1-1 Carotte 23
- 1-1-2 Carotte 19

- a - Texture digitée
- b - Texture pseudogrumeleuse
- c - Texture bréchique

- 1-1-3 Carotte 13
- 1-1-4 Carotte 15 et 16

- a - Croute et texture digitée
- b - Texture grumeleuse lâche
- c - Superpositions des textures
- d - Démantèlement des faciès

1-2 Genèse des textures

2 - Texture grumeleuse de l'unité VI-A2c

- 2-1 Analyse des caractères
- 2-2 Origine des grumeaux
- 2-3 Lithification précoce en eaux profondes : possibilités, conséquences

3 - Textures noduleuses de la partie supérieure

- 3-1 Nodularisation complète (carotte 8)
- 3-2 Textures noduleuses naissantes de la partie terminale (carottes 7 et 6)

3-2-1 Caractères de différents types

- a - Texture stylonoduleuse
- b - Texture prénoduleuse
- c - Texture pseudonoduleuse fusiforme

3-2-2 Différenciations des textures

C - Développement des cristaux stromatolitiques

1 - Analyse des caractères : géométries, arrangements et microstructures

1-1 Unité VI-B1

1-2 Unité VI-A3

1-3 Unité VI-A2

2 - Conclusions

D - Textures et environnements sédimentaires et géodynamique de la marge

1 - Evolution des contextes

1-1 Unité VI-B

1-2 Unité VI-A3

1-3 Unités VI-A2 et VI-A1

2 - Conclusions, remarques et comparaisons

II - Bassin du Cap-Vert - site DSDP 367 (Leg 41)

A - Cadre de l'étude

1 - Le forage : situation et objectifs

2 - La série du Jurassique supérieur : récupération et stratigraphie

3 - Objectifs et méthodes

B - Description générale des carottes

1 - Carotte 38 - C38

2 - "Reddish Brown Argillaceous Limestone Unit" : "RBAL Ut"

2-1 Segment basal : C37 ; microfaciès à radiolaires

2-2 Segment médian : C36 - C35.S4

2-3 Segment supérieur : C35.S4/100 - C32.S5/100

2-3-1 Lithologie

2-3-2 Analyse des microfaciès

- a - Nature et distribution des composants
- b - Distribution des particules
- c - Néomorphisme

2-3-3 Bioturbation

2-3-4 Textures : distinctions et caractères

- a - Texture prénoduleuse ondulée
- b - Texture noduleuse

b1 - Noduleuse fusiforme

b2 - Stylonoduleuse

b3 - Noduleuse nuageuse

c - Textures contournées

c1 - Plissée simple

c2 - Convolutée

c3 - En gousse

- d - Texture grumeleuse
- e - Autres structures

C - Développement des textures noduleuses du segment supérieur : modalités, déterminisme et phénomènes associés

- 1 - Dissolution - précipitation
- 2 - Contrôle sédimentaire de l'alternance
 - 2-1 Lits radiolaritiques
 - 2-2 Vannage des sédiments
 - 2-3 Production planctonique
- 3 - Evolution des dépôts alternants
 - 3-1 Nodularisation et compaction : effet de boudinage
 - 3-2 Modelage hydrodynamique
 - 3-3 Glissement latéraux
 - 3-4 Recensement et hiérarchisation des facteurs
- 4 - Phénomènes associés
 - 4-1 Néomorphoses
 - 4-1-1 Néomorphose calcitique
 - 4-1-2 Néomorphose siliceuse
 - a - Origine de la silice
 - b - Mode de formations des cherts
 - c - Sous-unité étudiée : remarques
 - 4-2 Ferruginisation

D - Age et environnement de dépôt

- 1 - Chronostratigraphie et âge du substratum
- 2 - Milieu de sédimentation et paléobathymétrie
- 3 - Evolution sédimentaire : remarques

E - Comparaison avec les autres sites de l'Atlantique et avec le domaine téthysien occidental

- 1 - Bassin nord-américain
 - 1-1 Corrélations chronostratigraphiques
 - 1-2 Sédimentation radiolaritique
- 2 - Site 547
- 3 - Domaine téthysien
 - 3-1 "RBAL Ut" et faciès de type "Ammonitico Rosso"
 - 3-2 Microfaciès à Saccocoma et "Rosso ad Aptici" du bassin lombard
 - 3-3 Comparaison des séries complètes
 - 3-4 Conclusion

Troisième partie : DEVELOPPEMENTS CRYPTALGAIRES DU JURASSIQUE SUPERIEUR AU LARGE DU CANADA ORIENTAL (PLATEAU SCOTIAN)

I - Cadre géologique régional

- A - Cadres stratigraphique et paléogéographique mésozoïques
- B - cadre structural

II - Analyse des carottes

A - Localisation géographique des puits et positions des carottes étudiées

B - Description générale des carottes

1 - Puits Demascota G-32

2 - Puits Penobscot L-30

3 - Puits Acadia K-62

III - Développements cryptalgaires

A - Morphologie, lamination et microstructure

1 - Structure réticulée

2 - Structure en souche

B - Origine des structures

1 - Formation de la charpente cryptalgair

2 - Différenciation des figures de type Stromatactis

2-1 Remplissage de cavités

2-2 Remplissage sparitique

2-3 Formations des cavités

3 - Origine de la microstructure caillée

C - Remarques à propos des Tubiphytes

IV - Paléoenvironnements. Morphologie et contrôle des dépôts

A - Enseignements propres à chacun des puits

1 - Puits G-32

2 - Puits L-30

3 - Puits K-62

B - Conclusions

V - Comparaisons et discussions

A - Homologies avec les "mud-mounds" carbonatés paléozoïques

B - Les constructions carbonatées "récifales" de la Smackover Formation (Etats-Unis, Golfe du Mexique)

1 - Edifices à spongiaires, coraux et algues ("Sponge-coral-algal mounds")

1-1 Caractères intrinsèques

1-2 Environnements associés et contrôle des constructions

2 - Edifice à stromatolites algaires ("Stromatolitic algal mounds")

VI - Importance concernant l'exploration pétrolière

Conclusions générales

Références bibliographiques

Liste des figures

NOM : DROMART (avec précision du nom de jeune fille, le cas échéant)		DATE de SOUTENANCE	
Prénoms : Gilles		04 Juillet 1986	
TITRE : FACIES GRUMELEUX, NODULEUX ET CRYPTALGAIRES DES MARGES DE LA TETHYS NORD-OCCIDENTALE ET DE L'ATLANTIQUE CENTRAL: genèse, paléoenvironnements et géodynamique associée.			
NATURE :		Numéro d'ordre :	
DIPLOME DE DOCT.	DOCTEUR-INGENIEUR	DOCTORAT D'ETAT	DOCTORAT DE 3e CYCLE
<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Spécialité :			GEOLOGIE
Cote B.I.U. - Lyon : T 50/210/19 / et bis			CLASSE :
RESUME : <p> Les lithofacies de type Ammonitico Rosso sont analysés. L'objectif est de connaître l'origine des grumeaux et des nodules, de reconstituer les environnements et d'intégrer ces formations dans l'évolution géodynamique des marges. La découverte de structures cryptalgaires associées a motivé une étude plus spécifique. Les sites étudiés appartiennent à des marges en place et ennoyées (Atlantique) ou exhumées (Téthys) et livrent des informations complémentaires. </p> <p> La 1ère partie se rapporte aux faciès grumeleux et noduleux oxfordiens de la bordure vivaro-cévenole (bassin du Sud-Est; marge nord-téthysienne). Des corps cryptalgaires diversifiés surmontent une discontinuité majeure. L'alternance argilo-carbonatée superposée renferme des grumeaux liés à la bioturbation et des moules d'ammonoides. Des environnements marins profonds sont déduits des données paléocéologiques et des reconstructions palinspastiques et régionales. L'évolution bathymétrique jointe à la distribution et à la puissance des faciès nous renseignent sur la géodynamique callovo-oxfordienne et sur l'origine de la discontinuité basale. </p> <p> La 2ème partie concerne les forages DSDP de la marge orientale de l'Atlantique central. Le site 547 est situé au large du Maroc (Escarpement de Mazagan) dans un sous-bassin épicontinental. Les croûtes stromatolitiques, les remobilisations gravitaires, la bioturbation et le vannage sont responsables de la genèse des textures dans les calcaires pelagiques. Le site 367 (bassin du Cap Vert) a fourni des calcaires noduleux du Jurassique supérieur qui surmontent une croûte océanique. La disposition alternante des dépôts, enrichis de manière rythmique en radiolaires, et l'instabilité tectonique ont engendré plusieurs types de textures. </p> <p> La 3ème partie est consacrée aux faciès cryptalgaires du Jurassique supérieur carottés dans l'Abenaki Formation sur le bord externe du plateau scotian au large du Canada oriental. Des thrombolites et stromatolites sont engagés dans des constructions d'eaux profondes. Leur mode d'édification, l'évolution de cavités et le cadre tectonique sont présentés. </p> <p> Les facteurs contrôlant la genèse des Ammonitico Rosso sont recensés et hiérarchisés. La nature des sédiments jurassiques semble jouer un rôle déterminant. Les AR ne sont pas des marqueurs géodynamiques précis mais représentent des événements sédimentaires. Les constructions cryptalgaires peuvent se développer dans des milieux assez profonds (100's m) sans exiger la présence de lumière. </p>			
MOTS-CLES : Marges continentales, Téthys nord, Atlantique central, Bordure vivaro-cévenole, Site DSDP 547, Site DSDP 367, Nouvelle-Ecosse, Jurassique supérieur, Ammonitico-Rosso, Calcaires noduleux, Calcaires grumeleux, Stromatolites, Mud-Mounds.			
Laboratoire(s) de recherches : Institut Terre - Océan - Atmosphère - Espace - Environnement Centre des Sciences de la Terre, Unité associée CNRS n° 11			
Directeur de recherches : Professeur Serge ELMI			
Président du jury : S. ELMI			
Composition du jury : P. RAT, R. ENAY, P.C. de GRACIANSKY, L. YAPAUDJIAN, P. COTILLON			