



HAL
open science

L'Aptien et l'albien de la fosse Vocontienne (des bordures au bassin) : évolution de la sédimentation et enseignements sur les évènements anoxiques

Jean-Gabriel Bréhéret

► **To cite this version:**

Jean-Gabriel Bréhéret. L'Aptien et l'albien de la fosse Vocontienne (des bordures au bassin) : évolution de la sédimentation et enseignements sur les évènements anoxiques. Stratigraphie. Université François Rabelais - Tours, 1995. Français. NNT: . tel-00805488

HAL Id: tel-00805488

<https://theses.hal.science/tel-00805488>

Submitted on 28 Mar 2013

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.

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE FRANCOIS RABELAIS - TOURS

U.F.R. DES SCIENCES ET TECHNIQUES

pour l'obtention du

DOCTORAT ES SCIENCES

par

Jean-Gabriel BREHERET

**L'Aptien et l'Albien de la Fosse vocontienne
(des bordures au bassin).
Evolution de la sédimentation
et enseignements
sur les événements anoxiques**

II

SECTION SCIENCES PHARMACIE



D 053 071359 7

soutenue le 5 décembre 1995 devant la commission suivante :

G. BUSSON, professeur au Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris
H. CHAMLEY, professeur à l'Université de Lille
H.C. JENKYNS, professeur à l'Université d'Oxford
J.-J. MACAIRE, professeur à l'Université de Tours
D. NOEL, directeur de recherche au C.N.R.S., Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris
L. RASPLUS, professeur à l'Université de Tours



L 3568-A

THESE

présentée à

L'UNIVERSITE FRANCOIS RABELAIS - TOURS

U.F.R. DES SCIENCES ET TECHNIQUES

pour l'obtention du

DOCTORAT ES SCIENCES

par

Jean-Gabriel BREHERET

**L'Aptien et l'Albien de la Fosse vocontienne
(des bordures au bassin).
Evolution de la sédimentation
et enseignements
sur les événements anoxiques**

II

TS - 1995 - TOUR - 4018 (1^{er} ex) - Vol. 2

soutenue le 5 décembre 1995 devant la commission suivante :

G. BUSSON, professeur au Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris

H. CHAMLEY, professeur à l'Université de Lille

H.C. JENKYNS, professeur à l'Université d'Oxford

J.-J. MACAIRE, professeur à l'Université de Tours

D. NOEL, directeur de recherche au C.N.R.S., Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris

L. RASPLUS, professeur à l'Université de Tours



deuxième partie :

*Evolution de la
sédimentation et
caractérisation des
paléomilieux*

*Organisation des
dépôts*

ORGANISATION DES DEPOTS

Dans la section 1, nous avons établi la série type de bassin, sur la base d'un certain nombre de coupes caractéristiques. Nous avons de la sorte tenté d'esquisser une sorte de calendrier des événements du monde pélagique à l'échelle du bassin, (nous réservant de les interpréter dans la partie 2). Il était apparu que les sédiments composant la majeure partie des unités étaient constituées de l'empilement de petites séquences de haute fréquence (p. 113, fig. 49), elles-mêmes emboîtées dans des séquences de plus faible fréquence. Par ailleurs, il était avéré qu'un certain nombre de couches présentaient des caractères singuliers par rapport à l'encaissant et constituaient ainsi des niveaux repères à l'échelle du bassin. Dans la section 2, nous avons effectué un parcours le long des bordures du bassin de manière à appréhender l'évolution latérale de la série et à en tirer les éléments permettant de reconstituer l'organisation spatiale des dépôts, et ce à l'échelle d'unités de dépôt de moindre fréquence.

1.1. DEUX MOTS SUR LES CONCEPTS DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

1.1.1. Séquences de dépôt

Pour Vail *et al.* (1977, p. 53) : "une séquence⁴³ de dépôt est une unité stratigraphique composée d'une succession relativement conforme de strates génétiquement reliées et limitée au sommet et à la base par des "unconformities" ou leurs corrélatives "conformities". Pour les mêmes auteurs (*ibid.* p. 56) : "une "unconformity" est une surface d'érosion ou de non-dépôt qui sépare des strates récentes de roches plus anciennes et représente un hiatus significatif". Ils interprètent une séquence de dépôt comme l'enregistrement d'un cycle de variation du niveau marin et privilégient leur signification à l'échelle globale, c'est-à-dire eustatique. Cette conception qui s'appuie en particulier sur la corrélation proposée des limites de séquences à l'échelle globale⁴⁴, amène à l'élaboration d'une charte des variations eustatiques très largement popularisée (HAQ *et al.*, 1987).

Une séquence est typiquement composée de plusieurs ensembles appelés "cortèges de dépôt" ("systems tracts"). Pour VAIL *et al.* (1977) ces cortèges présentent une signification du point de vue de l'évolution du niveau marin, en montée ou en chute, et les noms attribués à ces paquets de strates se réfèrent explicitement à cette interprétation : cortège de bas niveau, cortège transgressif, cortège de haut niveau. Surtout basé sur des bassins de marges passives, le modèle de séquence de dépôt a été le sujet d'une littérature considérable qu'il n'est pas de propos d'évoquer ici. Très généralement, l'interprétation des cortèges de dépôt repose sur les concepts de niveau de base, d'une part et d'espace disponible d'autre part, c'est-à-dire "l'accommodation potential"⁴⁵ des anglo-saxons (essentiellement valable pour la plate-forme) : le dépôt de sédiment dépend des potentialités d'accueil. Si l'espace disponible est insuffisant pour accueillir les apports (baisse du niveau marin), les systèmes de dépôt migrent vers le bassin, le littoral avance, il y a progradation. Si au contraire, les possibilités d'accumulation augmentent (élévation du niveau marin), les systèmes de dépôt migrent vers le continent, le littoral recule, il y a aggradation et rétrogradation.

Les systèmes de dépôt sont limités par des surfaces remarquables. La surface d'érosion dite "unconformity" serait créée lors d'une chute importante du niveau marin, en conséquence de

⁴³ Séquence : première attestation du terme en musique : G. de SAINT-PAIR (1170) ; R. DE CANDE (1956) donne le renseignement suivant à propos de la séquence (ou prose) : "Dans la liturgie chrétienne primitive, poème religieux empruntant sa mélodie aux longues vocalises jubilatoires des alléluias. Les chanteurs, incapables de se rappeler ces vocalises, leur adaptèrent ces petits poèmes comme moyen mnémotechnique, puis en vinrent à les chanter à leur place (Pro sequentia), d'où l'abréviation pro sa qui donna prosa ; elles finirent par se séparer complètement des alléluias et être chantées sur des mélodies nouvelles."

⁴⁴ le synchronisme des séquences de dépôt à l'échelle globale est largement controversé, notamment du fait du faible pouvoir de résolution du contrôle biostratigraphique pour la plupart d'entre elles. MIALL (1992), parmi d'autres, l'a bien montré, en utilisant notamment des arguments statistiques.

⁴⁵ terme introduit par CROSS (1988).

l'abaissement du niveau de base ; elle est considérée comme base de séquence⁴⁶. La surface qui limite le cortège de bas niveau et le cortège transgressif est notée surface de transgression, ou d'inondation. La surface comprise entre le cortège transgressif (rétrogradant) et le cortège de haut niveau (progradant) correspond à la surface d'inondation maximum.

Il est désormais admis que, dans l'enregistrement des séries sédimentaires, l'évolution de la subsidence (facteur régional) interfère largement avec les fluctuations eustatiques, et, pour un site donné, ce sont les variations du niveau marin relatif qu'il convient d'évoquer. Le potentiel d'espace disponible résulte donc de ces deux facteurs. De la vitesse de création ou de disparition de l'espace disponible dépendent alors le taux d'accumulation des dépôts, leur faciès et leur géométrie, progradante, agradante ou rétrogradante.

A ce double contrôle, eustatique et tectonique, de l'évolution du niveau marin régional qui pilote l'organisation des cortèges de dépôt, s'en ajoute un troisième que SCHLAGER (1993) considère comme capital, à savoir : l'apport sédimentaire. Ce paramètre dépend avant tout de l'environnement : il s'agit du relief, du climat et du système de drainage en milieu continental et de l'hydrodynamisme, des paramètres chimiques et biologiques pour le milieu marin. Les fluctuations dans l'approvisionnement sédimentaire et l'accumulation qui en résulte sont souvent, pour l'auteur, sans commune mesure avec les vitesses de variation du niveau marin eustatique (de faible amplitude excepté les rarissimes périodes d'englacement des pôles⁴⁷). La surabondance de matériaux engendre la progradation, et inversement la sous-alimentation se traduit par la rétrogradation. Cette vision amène à relativiser la connotation eustatique attribuée aux cortèges de dépôt. L'empilement sédimentaire jouant de toute façon sur la profondeur du fond, il convient de sous-entendre, sinon de préciser, dans cette terminologie, qu'il s'agit de niveau marin relatif. Les fluctuations dans l'apport sédimentaire seraient toutefois plutôt impliquées dans la géométrie des cortèges de dépôt ; certaines surfaces d'érosion étant, par ailleurs, difficilement expliquées par de simples changements dans l'environnement.

Le temps correspondant à l'enregistrement des séquences de dépôt, dites de troisième ordre, se situe dans la gamme de 0,5 à plus de 5 millions d'années. L'épaisseur d'un cortège de dépôt, hautement variable, est souvent pluridécimétrique.

DUVAL, CRAMEZ et VAIL (1992) définissent des cycles transgression-régression qui résultent de changements dans les taux de subsidence tectonique régionale ou dans la tectono-eustasie (globale). Ces changements tectono-eustatiques auraient pour cause principale la modification du réceptacle océanique consécutive à l'évolution de l'expansion océanique. La durée de tels cycles, dits de second ordre, pourrait aller jusqu'à 50 millions d'années. Les séquences de dépôt (de troisième ordre) en sont les composantes.

1.1.2. Unités génétiques

Les cortèges sédimentaires des séquences de dépôt sont eux-mêmes composés d'unités plus petites, qualifiées de *paraséquences* (Van WAGONER *et al.* 1988), de *PAC's* 48 (GOODWIN & ANDERSON, 1985) ou bien de *séquences génétiques* (CROSS, 1988 ; GUILLOCHEAU, 1991) ou *unités génétiques* (BUSCH, 1971 ; HOMEWOOD *et al.*, 1992). Ces dénominations reprennent, dans un cadre conceptuel moderne, les *cyclothèmes* de De la BECHE (1834). Les unités génétiques sont définies entre deux surfaces d'inondation marine et, selon CROSS (1988), GUILLOCHEAU *et al.* (1989) et GUILLOCHEAU (1991), constituent l'enregistrement d'une variation cyclique du niveau marin relatif. Le moteur de ces variations cycliques à haute fréquence (dans la gamme de 20.000 à 400.000 ans) serait d'origine astronomique comme l'évoquent nombre de travaux⁴⁹. Les unités les mieux individualisables dans cet emboîtement correspondraient à des paquets représentant l'enregistrement de la période moyenne de la courte excentricité de la Terre autour du soleil (au voisinage de 100.000 ans).

L'unité génétique représente, selon GUILLOCHEAU (1991), le plus petit motif

⁴⁶ Cette conception résulte notamment du fait que ces surfaces apparaissent particulièrement bien exprimées sur les profils sismiques, sur lesquels reposent l'essentiel des études de stratigraphie séquentielle.

⁴⁷ ...à l'échelle du Phanérozoïque.

⁴⁸ c'est-à-dire : Punctuated Aggradational Cycles.

⁴⁹ qui font référence aux recherches du mathématicien MILANKOVITCH (1941).

stratigraphique répétitif individualisable, la "brique élémentaire", dont l'empilement forme les cortèges de dépôt. Son épaisseur, généralement pluridécimétrique à plurimétrique, se prête tout à fait à sa détection sur l'affleurement. Dans la plupart des contextes sédimentaires, l'empilement de plusieurs unités génétiques est observable, et cette disposition permet, dans les cas favorables, d'appréhender leur évolution verticale qui prend une signification par rapport aux cortèges de dépôt des séquences de troisième ordre. L'étude du mode d'empilement vertical de ces unités (dite méthode du "vertical stacking pattern" dont les principes sont détaillés dans CROSS, 1988 ; Van WAGONER *et al.*, 1988 ; HOMEWOOD *et al.*, 1992), basée essentiellement sur l'analyse des faciès, amène à l'établissement de corrélations haute définition (sur la base de "lignes-temps") entre coupes et à la reconstitution des paléogéographies successives enregistrées dans les cortèges de dépôt.

1.1.3. Remarque sur les "unconformities"

Le terme de "unconformity", habituellement utilisé pour définir les limites de séquences de dépôt, selon l'acception de l'école de VAIL, est dû à GRABAU (1913)⁵⁰. Selon cet auteur, il s'applique à une surface de discordance angulaire ("angular unconformity") qui sépare deux ensembles sédimentaires superposés, et impliquant une déformation suivie d'une érosion de l'ensemble inférieur. Celui de "disconformity" est restreint à une surface d'érosion irrégulière qui sépare deux ensembles stratifiés parallèles (conformes). PIRSSON et SCHUCHERT (1915) élargissent l'application du terme "unconformity" à toute rupture importante ("break") au sein d'une série stratigraphique. Pour DUNBAR et ROGER (1966), une "unconformity", rupture temporelle importante dans une série stratigraphique (hiatus), implique normalement un soulèvement ("uplift") suivi d'une érosion, avec perte d'une partie de l'enregistrement sédimentaire. Ces auteurs précisent que la "nonconformity" est la surface qui sépare un ensemble stratifié récent d'un ensemble ancien, non stratifié, magmatique ou métamorphique, ce que nous appelons discordance majeure, entre socle et couverture. Enfin ils introduisent le terme de "paraconformity" pour désigner une simple surface sédimentaire plane qui sépare deux ensembles stratifiés parallèles.

MITCHUM *et al.* (1977) voient dans les "unconformities" des discordances observables dans une coupe stratigraphique donnée qui montrent la preuve d'une érosion ou d'un non-dépôt grâce à des terminaisons de strates, mais qui par endroits peuvent être suivies selon des "paraconformities", moins faciles à reconnaître.

Dans leur *Glossary of Geology*, BATES et JACKSON (1987) définissent une "unconformity" comme "une rupture substantielle ou un hiatus dans l'enregistrement géologique" ; elle est matérialisée par "la relation structurale entre deux couches de roches en contact, caractérisée par un manque de continuité du dépôt, et correspondant à une période de non-dépôt, d'altération, ou particulièrement d'érosion (soit subaérienne, soit subaquatique) avant le dépôt de couches plus récentes, et souvent (mais pas toujours) marquée par l'absence de parallélisme entre les couches."

Van WAGONER *et al.* 1988 restreignent la définition d'une "unconformity" selon les termes suivants "il s'agit d'une surface séparant des strates récentes de strates anciennes, et selon laquelle il y a une preuve de troncature par érosion subaérienne (et dans certaines zones une érosion corrélative sous-marine) ou d'une exposition subaérienne avec un hiatus significatif. Cette définition restreint le terme "unconformity" à des surfaces subaériennes significatives". En introduisant une connotation génétique à la définition, les auteurs conduisent à admettre la liaison avec la cause eustatique. Ainsi, une "unconformity" se forme lorsque la vitesse maximale de chute du niveau marin eustatique est plus importante que le taux de subsidence et entraîne l'exondation de la plate-forme.

Cette restriction sémantique ne fait pas l'unanimité. Ainsi, pour SCHLAGER (1991), la définition doit rester suffisamment large pour rester au delà du débat sur l'origine des séquences. A cet égard, il suggère qu'une limite de séquence représente simplement un changement manifeste dans le mode d'apport du sédiment et dans sa distribution.

Ajoutons que le lien même entre "unconformity" et chute du niveau marin, bien qu'il récolte un large consensus, n'est pas admis de tous. Ainsi, pour GALLOWAY (1989), les surfaces d'érosion majeures résulteraient de phases transgressives marines qui auraient aussi pour conséquence une décharge accrue en milieu distal. Pour cet auteur, les repères qui jalonnent au mieux les séquences de dépôt sont les surfaces d'inondation maximale qu'il considère comme limites de séquence (séquences génétiques). Ceci revient à la façon dont Van WAGONER *et al.* (1987)

⁵⁰ Les définitions qui suivent sont des traductions approximatives à partir des textes anglais originaux.

envisagent les empilements de paraséquences.

De la signification qu'on accorde au terme "unconformity" dépend nécessairement sa traduction en français. Le terme de "inconformité" n'est pas employé dans la littérature francophone (voir FOUCAULT et RAOULT, 1984). CRAMEZ (1990) emploie le terme de "discordance" (et spécifie discordance de type I et de type II, selon les arguments de l'école EXXON). GUILLOCHEAU (1991) reprend le concept de l'école EXXON : "surface d'érosion continentale". Pour HOMEWOOD *et al.* (1992), il s'agit de la "surface de non-conformité". Le terme de "paraconformity", pour désigner la surface (plane) qui prolonge distalement une "unconformity", est beaucoup moins employé (il n'est pas considéré dans le glossaire de CRAMEZ).

Etant donné ces ambiguïtés dans le sens des termes déjà cités, dans ce travail, j'appelle **discontinuités** les surfaces remarquables qui dénotent une lacune (due à une érosion ou un arrêt de sédimentation) d'une importance substantielle : la série n'est pas continue ; le terme est descriptif et n'a pas de connotation génétique. Il est couramment employé dans la littérature francophone (exemple : LAURIN *et al.*, 1990) ; il est notamment utilisé par FRIES (1986, cf. p. 17) pour la série étudiée ici. C'est le terme par lequel JACQUIN *et al.* (1992) traduisent "unconformity". Lorsque l'érosion est particulièrement notable, les termes de **discontinuités érosives** ou de **surfaces d'érosion** paraissent adaptés.

1.2. ELEMENTS DE L'ANALYSE

L'élaboration du schéma d'organisation des sédiments aptiens-albiens vocontiens repose sur la reconnaissance des **volumes sédimentaires** et des **surfaces** qui les limitent.

1.2.1. Les volumes de matière

Les couches sédimentaires effectivement empilées représentent le volume de matière ; elles sont identifiables par leur faciès et, pour ceci, on se référera à la première partie.

Pour la **plate-forme**, la distinction des faciès résulte de la reconnaissance des structures sédimentaires (mécaniques et biogéniques) disponibles, desquelles on peut tirer des hypothèses sur la profondeur de dépôt (exemple : domaine d'influence des tempêtes), en s'appuyant sur les nombreux travaux qui y sont consacrés.

Pour le **domaine bassin**, où les critères sont nettement plus ambigus vis à vis de la profondeur de dépôt, on distingue :

+ les couches resédimentées, turbidites, slumps et coulées. Pour ces deux derniers, la distinction est opérée entre matériel proximal (type plate-forme à couches de tempêtes) et matériel distal (couches marneuses et calcaires pélagiques).

+ les sédiments fins, argilites, marnes et calcaires pélagiques. Les faciès calcaires sont considérés *a priori* comme les plus marins, les plus affranchis de l'influence continentale.

+ les marnes noires laminées (*black shales*) offrent une certaine ambiguïté, car ils se répartissent en plusieurs types (BREHERET, 1994) ; ceux qui sont les plus finement laminés, les plus riches en fossiles pélagiques sont considérés comme les plus affranchis de l'influence continentale.

+ les sédiments riches en particules détritiques de la classe des silts, voire des sables fins, indiquent à l'évidence une nette influence continentale.

1.2.2. Les surfaces limites : discontinuités

Les surfaces remarquables qui limitent ces ensembles de couches sont qualifiés de **discontinuités** au sens général (voir paragraphe précédent). Elles correspondent à des traces d'arrêts de sédimentation, à des cicatrices de faibles érosions, ou surfaces d'omission, ou encore à des structures érosives plus importantes, produites par l'action de courants ou liées à des glissements synsédimentaires.

La prise en considération de ces surfaces pour découper la série paraît la démarche la plus rationnelle. Elle suit (au moins en partie) le conseil de WALKER (1992, p. 12, 13) : "il est plus sage de subdiviser l'enregistrement géologique par les discontinuités ("discontinuities") de tous types⁵¹ (allostratigraphie). Les liens entre systèmes de dépôt contemporains peuvent être traités en tant que

⁵¹ sans leur attribuer *a priori* une signification hiérarchique importante.

cortèges de dépôts et les cortèges de dépôt sont définis par des discontinuités limites ("unconformities" et surfaces d'inondation maximum). Les roches reliées du point de vue sédimentologique sont groupées entre ces discontinuités limites qui sont cruciales dans la compréhension des systèmes de dépôt."

La détection de ces accidents de la sédimentation dans la série apto-albienne a été relativement facilitée par la connaissance du détail de la succession des couches caractérisées dans le domaine pélagique et décrite dans la section 1. D'autre part, leur mise en évidence a bénéficié de la présence de certains objets qui constituent de véritables outils.

Ce sont d'abord des **objets sédimentologiques** tels que fonds indurés (*hardgrounds*) ou semi-indurés, cohérents (*firmgrounds*). Ceux-ci sont mis en évidence grâce aux traces fossiles. Les fonds indurés correspondent essentiellement aux calcaires colonisés par des organismes perforants, tels que des bivalves : ign. *Gastrochaenolites*. Les fonds semi-indurés sont souvent caractérisés par des traces de terriers ou galeries pratiqués dans un matériel cohérent et qui présentent un remplissage sédimentaire différent de l'encaissant et provenant de la couche sus-jacente (ign. *Rhizocorallium*, *Thalassinoides* et *Chondrites*).

Les pièces de natures diverses qui reposent sur de telles surfaces, en quantité plus ou moins grande, constituent des indices d'arrêt de sédimentation sinon d'érosion. Ce sont des fossiles corporels tels que rostres de bélemnites et coquilles de lamellibranches. Ce peuvent être des moules internes, le cas le plus fréquent concerne les ammonites au remplissage phosphaté. Enfin ce peuvent être des nodules sans forme définie, de nature phosphatée le plus souvent, mais aussi barytique.

La concentration de ces pièces peut suggérer leur entraînement par des courants d'une force substantielle. Elles sont souvent plutôt concentrées en certains endroits et d'autre part les traces d'usure sont évidentes. Les rostres de bélemnites peuvent présenter une orientation privilégiée (ex. Albien moyen de Bévons, le Puy). Mais, dans la plupart des cas, ces accumulations de pièces diverses constituent le résidu grossier (*lag deposit*) demeuré sur le fond après décapage (vannage) d'une épaisseur de sédiment fin. Ainsi la présence de moules phosphatés d'ammonites et de nodules phosphatés, dont la formation est diagénétique (précoce) à l'intérieur du sédiment, attestent l'érosion du sédiment superficiel encaissant par un courant. L'origine des nodules phosphatés de forme quelconque peut être un fragment de moule interne d'ammonite ou de brachiopode, ce peut être un nodule engendré sur une bioturbation. La plupart des nodules manifestement remaniés présentent également une teinte noire, et un aspect luisant, vernissé.

Les **objets diagénétiques demeurés *in situ*** constituent d'autres indices permettant la détection de discontinuités. Les nodules phosphatés sont les plus fréquents. L'étude d'un certain nombre de coupes nous a montré qu'ils se développaient entre quelques centimètres et plusieurs dizaines de centimètres sous l'interface eau-sédiment, soit sur des coquilles d'organismes, soit, et plus souvent, sur des terriers. Des horizons riches en nodules de teinte beige, non usés, sont de bons indicateurs de la présence de surfaces d'arrêt de sédimentation qui se situent dans la limite de quelques décimètres au-dessus. Les nodules calcaires et barytiques sont également des indicateurs d'arrêts de sédimentation, toutefois, leur formation paraît s'opérer plus en profondeur que celle des nodules phosphatés, jusqu'à plusieurs mètres (BREHERET et BRUMSACK, 1993, et en préparation) ; il est souvent malaisé de les rattacher à une surface particulière. La glauconie se forme, quant à elle, à l'interface eau-sédiment ou dans la tranche sédimentaire la plus superficielle (ODIN et MATTER, 1981) lorsque le taux de sédimentation est faible. Quand elle apparaît abondante au sein d'une marne bioturbée, c'est-à-dire qu'elle n'est pas séparée par vannage du sédiment encaissant, elle constitue l'indice de pauses de sédimentation⁵². Sa présence est précieuse pour distinguer les discontinuités auxquelles elle est généralement étroitement associée.

Les surfaces de discontinuité érosive peuvent être mises en évidence, dans les cas favorables, par le rapport géométrique des couches des unités situées de part et d'autre. L'unité inférieure montre une troncature (*toplap*) ; l'unité supérieure peut présenter des biseaux d'agradation (*onlap*) sur la surface d'érosion. Ces rapports peuvent être discernables à l'échelle de l'affleurement pour peu que la morphologie d'érosion présente un relief suffisant. Dans beaucoup de cas, elle ne peut être que déduite à la suite de corrélations.

Les **surfaces d'inondation maximum** (correspondant aux surfaces basales de progradation) ne peuvent être mises en évidence par le rapport géométrique des couches car on ne

⁵² La glauconie séparée de la vase mère participe à la phase granulaire de rides de courants tractifs ou de turbidites.

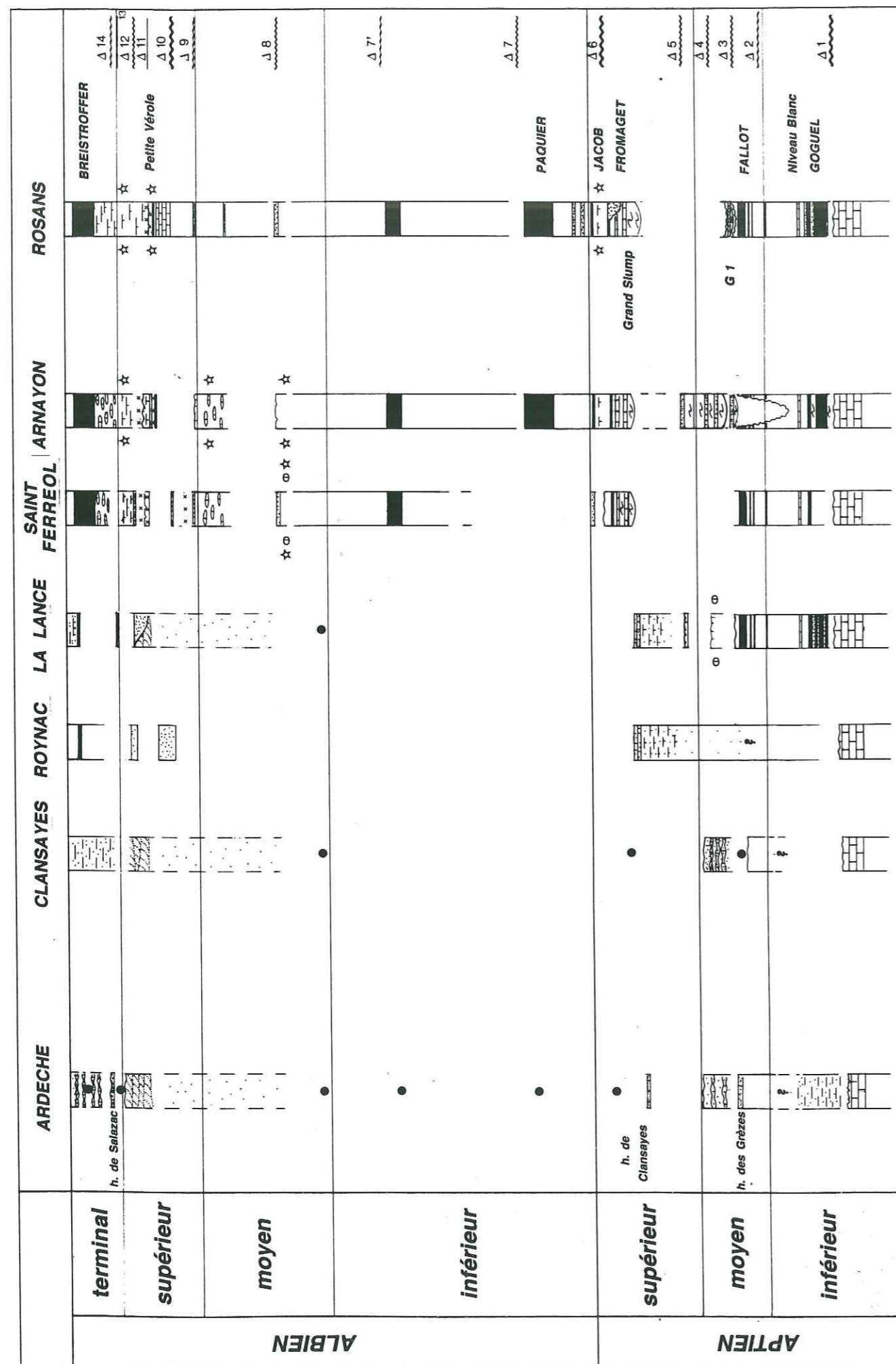


Fig. 122. Diagramme chronostratigraphique. Secteur Ouest : trajet plate-forme - bassin (Ouest-Est). Légendes : voir tableaux 1 & 2. La durée relative entre les sous-étages résulte d'un compromis entre les échelles de différents auteurs (HAQ et al., 1987 ; HARLAND et al., 1990 ; ODIN, 1990).

peut discerner les biseaux de progradation dans les marnes apto-albiennes. Identifiées comme surfaces sur les profils sismiques, pincées entre le cortège transgressif et le cortège dit de haut niveau, il s'agit bien souvent, selon la littérature, d'une petite épaisseur de sédiment. Elle correspond à un intervalle condensé (LOUTIT *et al.*, 1988) dont les divers caractères attestent un faciès plus distal, ou plus profond, que les couches encaissantes. Ceci se traduit de différentes façons selon les contextes, notamment par la concentration de faunes, la richesse en produits diagenétiques, notamment phosphates, et la richesse en matière organique. La série étudiée comporte un certain nombre de couches qui présentent de telles caractéristiques et pourraient y correspondre.

1.2.3. La géométrie. Hormis le litage plutôt régulier, aucune géométrie interne aux ensembles de strates en apparente continuité stratigraphique n'est discernable. Les structures de progradation ("offlap, downlap") n'ont pas été mises en évidence. Ceci résulte surtout des conditions d'affleurement qui ne sont pas favorables à ce type d'observation, et dont l'échelle de grandeur est en deçà des profils sismiques. Les cliniformes sont en effet décelables à une échelle kilométrique.

1.3. LA DISTRIBUTION DES SEDIMENTS ET SON INTERPRETATION

Le parcours envisagé dans la section 2 a permis d'observer des faciès différenciés, de la plate-forme externe à la zone tidale. Toutefois, les faciès proximaux se sont révélés très sporadiques, rendant difficile ou complètement impossible l'établissement de corrélations étroites avec le détail des unités lithologiques des faciès pélagiques. Ces bribes de l'enregistrement sédimentaire sont inégalement réparties des points de vue stratigraphique et spatial, comme le montrent les tentatives de diagrammes chronostratigraphiques (fig. 122, 123). Ainsi, en beaucoup de régions de la partie occidentale, la série médio-crétacée se résout à l'empilement de quelques unités sableuses (dunes subaquatiques) se rapportant à l'Aptien inférieur élevé, à l'Aptien moyen élevé mais surtout à l'Albien supérieur, et à la base desquelles se trouvent remaniées des reliques d'horizons condensés. C'est dire que la série effectivement enregistrée correspond alors à des corps sédimentaires dont la mise en place s'est effectuée probablement en quelques dizaines d'années, séparés par des hiatus de plusieurs centaines de milliers d'années et même de plusieurs millions d'années, le seul témoignage de la sédimentation quasi-nulle étant alors les nodules phosphatés (incluant les moules internes d'ammonites) remaniés. Quant à la marge orientale du bassin, dépourvue d'apport détritiques substantiels, elle présente en milieu proximal des séries hypercondensées où les reliques de niveaux condensés forment des conglomérats de remaniement, phosphatés, très peu épais.

L'analyse et l'interprétation de la série apto-albienne se heurte donc à plusieurs difficultés.

1) La majeure partie de l'enregistrement sédimentaire disponible concerne le domaine bassin, recouvrant les zones bathyale et circalittorale ; les variations d'épaisseur de la tranche d'eau n'y induisent pas de changement majeur dans les lithofaciès et biofaciès. Cette faiblesse de contraste entre les faciès rend malaisée, en tout cas très conjecturale, l'analyse de la série par la méthode de l'empilement des unités génétiques (dite du "stacking pattern") développée par CROSS (1988), VAN WAGONER *et al.* (1988) et explicitée par GUILLOCHEAU (1991) et HOMEWOOD *et al.* (1992).

2) Les dépôts de plate-forme (dont on sait qu'ils sont très largement influencés par les fluctuations du niveau marin) sont très fragmentaires sur le pourtour vocontien ; ils sont même quasi-inexistants pour certaines périodes telle que l'Albien inférieur et moyen (représentant quelque huit millions d'années au minimum) : érosions, télescopages de niveaux condensés, palimpsestes sont la règle. De plus le passage plate-forme - bassin est généralement mal documenté.

3) La présence plutôt sporadique de fossiles entrave l'établissement de corrélations fines.

Ces difficultés expliquent les incertitudes, voire les contradictions, des tentatives d'interprétation présentées antérieurement, notamment celles de FRIES (1986), BREHERET et DELAMETTE (1988), RUBINO (1988), FRIES et RUBINO (1990), FRIES *et al.* (1992).

1.3.1. Caractérisation des principales discontinuités (Fig. 124)

Discontinuité Δ1 : Dans le domaine bassin, elle correspond à un changement radical entre les alternances marno-calcaires (très carbonatées) de l'Aptien inférieur et la série des Marnes bleues qui

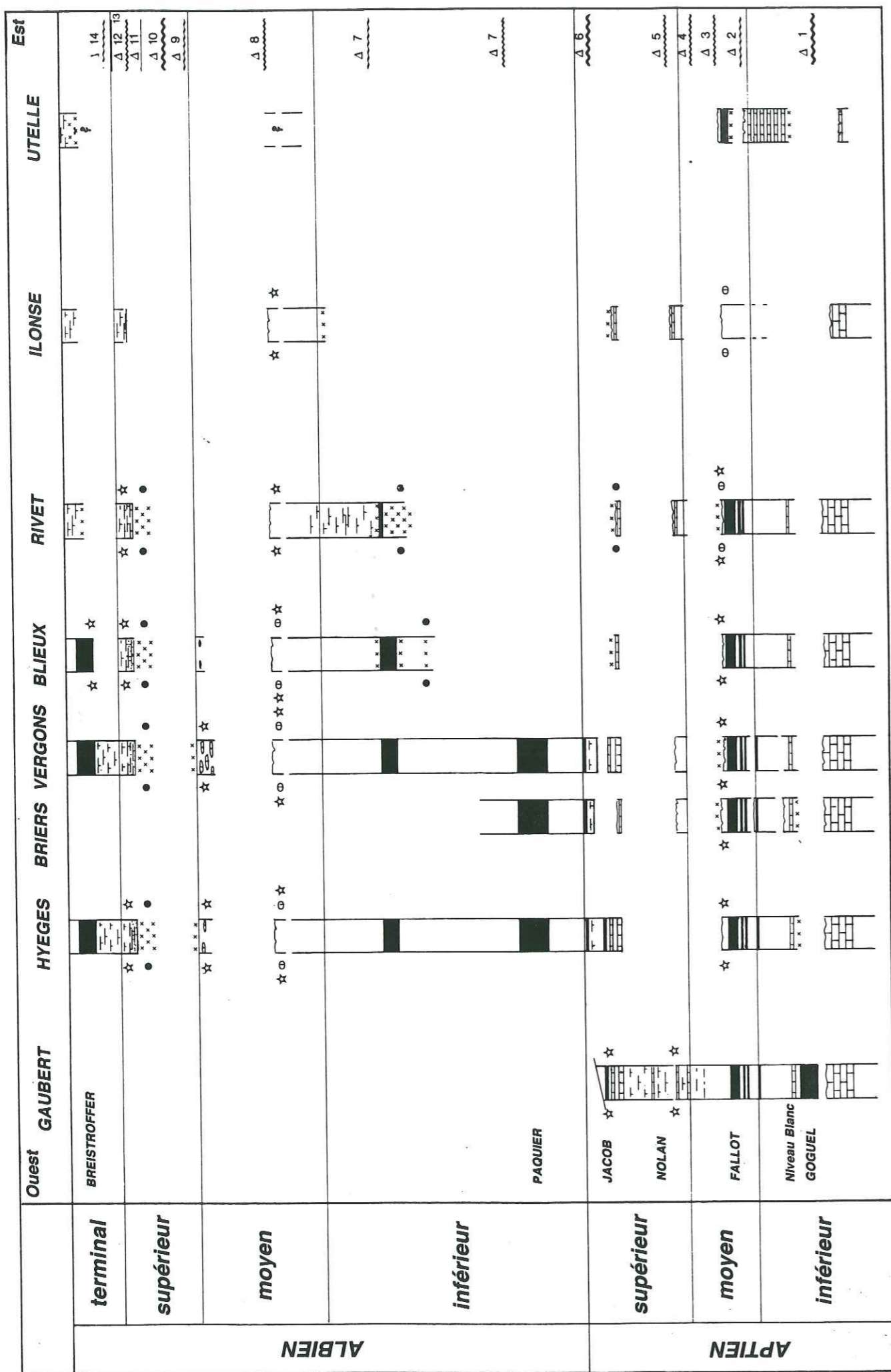


Fig. 123. Diagramme chronostratigraphique. Secteur Sud-Est : trajet plate-forme - bassin (de l'Est vers l'Ouest).

fait suite. Les sédiments gravitaires sont abondants au sommet des marno-calcaires : coulées, slumps et calciturbidites. Rares sont les sites où les couches sont conformes de part et d'autre de cette surface, et où la série est apparemment continue (?), on peut avancer avec prudence le Pié Léger (Verclause ; centre du bassin) et le col de Flachière (Saint-André-de-Rosans ; centre du bassin). Au-dessus viennent des marnes bioturbées peu épaisses puis le niveau Goguel daté de la zone à *Deshayesi*. Vers les bordures, on observe des indices indubitables d'un hiatus consécutif à un arrêt de sédimentation ou une érosion. Ceci est attesté par le caractère de fond semi-induré à *Rhizocorallium* du substratum calcaire, notamment à La Beaume, Montblanc (Sud-Est du bassin, région de Castellane)... Aux Houlettes (Sisteronnais), toutefois, ce type d'ichnofaciès refléterait plutôt la consistance acquise par le matériel resédimenté, une débrite calcaire (cf. I.2.3.4). A Angles, la surface d'omission se situe au sein des marnes, juste au-dessus du dernier banc calcaire (cf. I.2.4.1, fig. 100, et BREHERET, 1995). Les marnes sont blanchies et criblées de réseaux de *Chondrites*. En situation plus proximale, le substratum revêt le caractère d'un fond durci à *Gastrochaenolites* (col de Sausses). Dans ces cas la surface de discontinuité est souvent scellée par une marne glauconieuse très peu épaisse (maximum 10 cm) et, fait notable, le niveau Goguel et son encaissant marneux font défaut. De plus, les études biostratigraphiques montrent que le substratum des marnes peut être amputé de l'Aptien basal, comme l'a montré COTILLON (1971) sur le Nord de l'arc de Castellane.

Sur les plates-formes, notamment le Vercors bien connu par les travaux de ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, les calcaires urgoniens disparaissent de manière abrupte au cours de l'Aptien inférieur (les calcaires contiennent des ammonites du genre *Deshayesites* qui attestent cet âge). Des vallées sont incisées lors d'une émergence (ARNAUD & ARNAUD-VANNEAU, 1989 ; ARNAUD et LEMOINE, 1993 ; ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU, 1993) laquelle est également à l'origine d'une karstification et d'une diagenèse caractéristique. Les "couches supérieures à *Orbitolines*" des zones à *Deshayesi* (sommet) et *Bowerbanki* viennent ensuite combler ces paléovallées ; elles constituent la séquence AP2 de ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU (1993).

Discontinuité Δ 2. Contrairement à Δ 1, cette deuxième discontinuité est peu marquée. Dans les sites bassinaux, elle affecte les couches de passage de l'Aptien inférieur à l'Aptien moyen, au-dessus du Niveau noir (NN 1). Elle correspond à la disparition d'une épaisseur de quelques mètres de marnes, ce qui est par exemple bien visible à Angles (fig. 100, p. 236). Dans les sites occidentaux, elle est plutôt matérialisée par un faisceau de petites turbidites silicoclastiques (P 2a), et juste au-dessus, les marnes sont souvent chargées de nodules barytiques et phosphatés (ex. : la Peytavine, fig. 19, p. 58). Elle s'inscrit dans une suite d'accidents sédimentaires (glissements synsédimentaires et turbidites) entre le doublet du Niveau blanc et NNC 2.

Cette discontinuité est mal documentée sur la plate-forme. Dans le Vercors (cf. I.2.1.2), les "couches supérieures à *Orbitolines*" sont recouvertes en discontinuité par les calcaires bioclastiques de la Lumachelle dont l'âge serait aptien supérieur (Clansayésien). A l'Ouest, dans la région de Saint Montant, il pourrait y correspondre un horizon condensé à ammonites (?).

Discontinuité Δ 3. La discontinuité Δ 3 se situe à l'Aptien moyen, au sommet de la zone à *Subnodosocostatum*. Dans les sites occidentaux, elle est marquée par une érosion substantielle qui atteint les horizons NC 3 - NC 4 (de l'Aptien inférieur élevé). Cette discontinuité correspond au creusement de la gouttière arnayonnaise (§ 1.2.4), qui accueille des sédiments gravitaires issus de la plate-forme distale. Mais en dehors de cette zone, et dans le domaine bassin, seules les turbidites G 1 paraissent matérialiser cet événement d'érosion. Aux Houlettes (fig. 93, p. 220 ; Sud du bassin), ce serait une lacune englobant le niveau FalLOT. Dans le Sud-Est, l'éventualité de cette discontinuité n'est pas à écarter, mais elle serait télescopée avec la Δ 4. A Vergons et Blieux (fig. 45, p. 106), la série est effectivement tronquée au-dessus du niveau FalLOT (base de la zone à *G. algeriana*).

Discontinuité Δ 4. La discontinuité Δ 4 se situe à la limite des unités 4 et 5 dans l'Aptien moyen élevé (zone à *Melchioris*). Elle est particulièrement discrète à Gaubert (centre du bassin), et nous avons vu au Serre Chaitieu (Nord du bassin ; fig. 2 et § 1.2.4) qu'elle correspond à une réduction de l'unité 4 au niveau de lits noirs interprétés comme des unifites (du point de vue biostratigraphie des foraminifères, elle marque la base de la zone à *H. trocoidea*). Elle ampute le sommet de la zone à *G. algeriana*. Pour FRIES (1986, fig.39) elle correspond à la

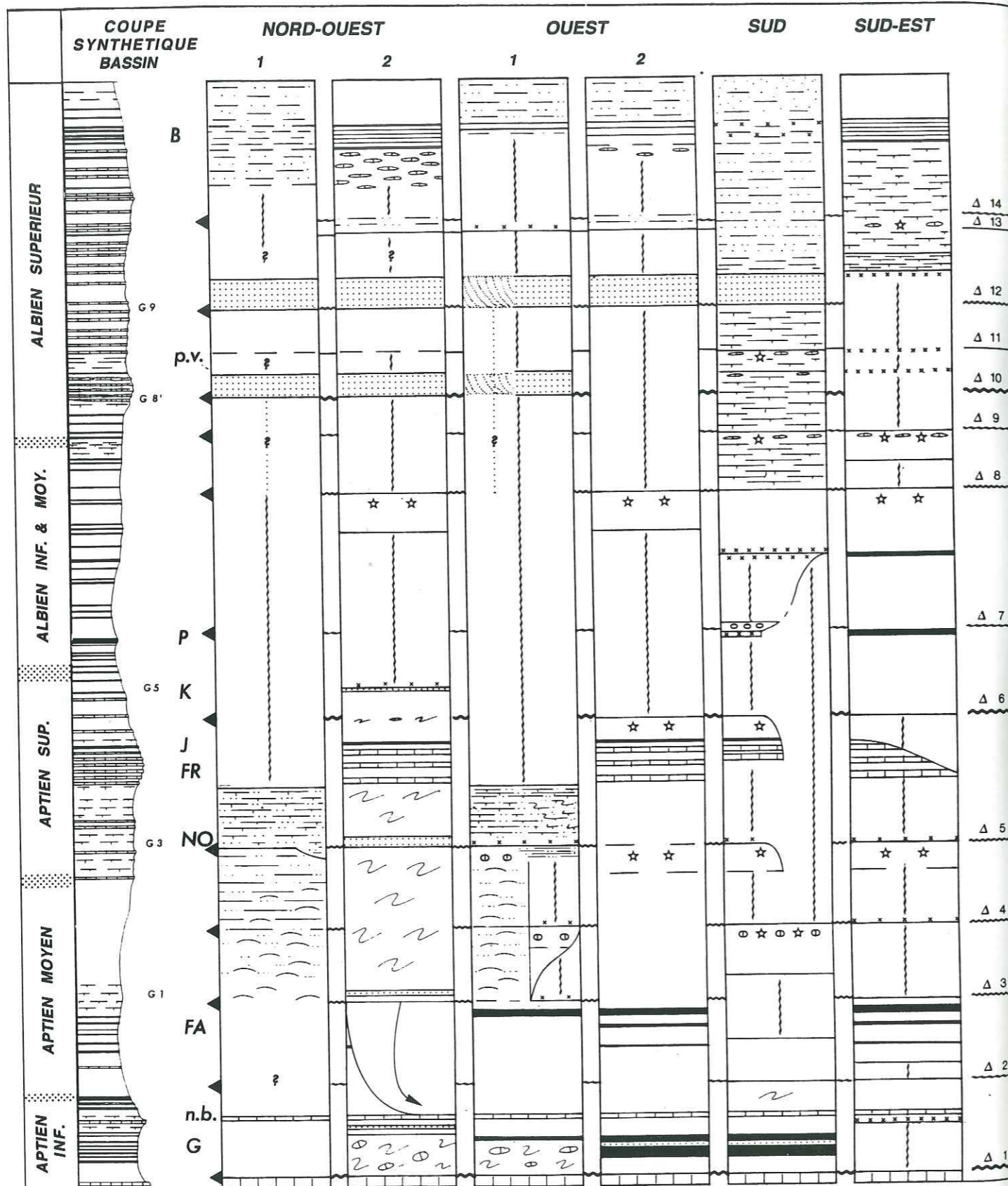


Fig. 124. Disposition synoptique des discontinuités sur la série médio-crétacée du bassin vocontien. Face à la coupe synthétique de bassin, donnée en référence (et en épaisseur), figurent les éléments d'analyse de quatre secteurs : le Nord-Ouest (1 : région de Roynac ; 2 : région de Bourdeaux) ; l'Ouest (1 : région de la Lance, proximale ; région de Châteauneuf-de-Bordette) ; le Sud (vallée du Jabron) ; le Sud-Est (région d'Angles). La répartition de ces éléments ne figure pas selon les épaisseurs ; nécessairement l'échelle n'est pas non plus vraiment temporelle.

discontinuité G/K1⁵³, mais les corrélations me paraissent montrer que les faits sont un peu plus complexes et que l'auteur a regroupé en fait deux discontinuités (Δ 4 et Δ 5). Dans ces deux sites distaux, elle matérialise la venue de marnes à aucellines. Sur la bordure Ouest, dans le secteur de la Lance, la discontinuité est un fond semi-induré à *Thalassinoides* (Grand Ubac, fig. 66), mais qui peut être amalgamé avec la Δ 5 (les Guilles, fig. 68). A Louvignes (au Nord-Ouest), elle serait amalgamée avec Δ 5. Dans le secteur Sud, cette discontinuité correspond à la base du complexe d'alternances marno-calcaires ("faisceau clansayésien") de Bévons (fig. 95), où elle est latéralement amalgamée avec la Δ 5 (discontinuité éo-clansayésienne) et même la Δ 6 (d. fini-clansayésienne ; fig. 98). Dans le secteur Sud-Est (zone de Saint-André-les-Alpes - Vergons), cette discontinuité, également fort discrète, n'est *a priori* attestée que par une surface d'omission que surmonte une glauconitite (I.2.4.1 ; fig. 99), mais elle est amalgamée avec Δ 3. Sur ces bordures, les ammonites des sédiments sus-jacents correspondent à l'extrême sommet de l'Aptien moyen. En bien des sites, les marnes situées sous cette discontinuité comportent des boules calcaires ichnoïdes (dont des columnaires) et des nodules barytiques (ex. les Guilles, Ouest, fig. 68 ; Bévons, Sud, fig. 94).

Discontinuité Δ 5. Cette discontinuité se développe à la base de l'Aptien supérieur ou Clansayésien, dans la zone à *Nolani*. Dans la partie occidentale, elle précède la mise en place des marnes à fréquents délits calcaires silto-sableux sur la plate-forme externe ainsi que des turbidites G 3 et du "Grand Slump" de FRIES (1986) en domaine bassin. Dans une grande partie du bassin elle tronque le faisceau Nolan vers la base ; il est en général caractérisé par quelques horizons calcaires délités (ex. Serre Chaitieu, fig. 3, 22 ; Peytavine, fig. 19 ; Ravin du Rivet, fig. 117...). La disparition du Nolan peut être complète par érosion. Ainsi, à la colline du Puy, près de Bévons (fig. 94), l'érosion affecte le Nolan jusqu'à sa disparition totale et la discontinuité Δ 5 rejoint alors la discontinuité Δ 4 avec laquelle elle se confond. C'est notamment la disposition qu'on observe à l'Est de Bévons (les Plantiers, les Houlettes). Au-dessus de cette discontinuité, la série est condensée, notamment au Sud et au Sud-Est ; les marnes glauconieuses sont souvent riches en ammonites (*Acanthohoplites*), en aucellines et en rameaux de chéirolepidiacées (niveau Flandrin).

Discontinuité Δ 6. La discontinuité Δ 6 présente une importance certaine. Elle tronque les sédiments à l'Aptien supérieur terminal, au niveau de l'unité 9. Son effet paraît se matérialiser sous le DC 3 (calcaire à aucellines). C'est à ce niveau que dans la plupart des sites bassinaux on observe un slump (noté S 7b) qui représente le dernier de toute la série aptienne. Les nodules barytiques s'y rencontrent localement en abondance (voir notamment fig. 26). A la Crotte (Etoile-le-Château ; fig. 26), les lambeaux contournés de bancs DC 2 ont subi une barytisation. Ce slump S 7b s'inscrit dans une suite d'accidents sédimentaires. (1) Au cours du dépôt du niveau Jacob, plutôt vers la fin de l'épisode, la mégaturbidite G 4 se met en place dans la région de Rosans. On retrouve des témoins de cet épisode de resédimentation interstratifié dans le Jacob en nombre de coupes à l'Ouest du bassin (exemple : col de la Chaudière, Valouse...). La coulée sableuse a entraîné une érosion sur l'axe rosannais (étudié en détail par PARIZE, 1988). (2) Au-dessus, un slump plutôt modeste (S 7a) se développe en un certain nombre de sites (ex. Notre-Dame). Parfois, il entraîne le niveau Jacob (exemple : le Moulin, les Oustaus, Glaise...). (3) Ensuite, au-dessus du slump S 7b, et dans la partie centrale du bassin, vient un ensemble de turbidites sableuses. Elles sont surtout développées à Bruis (le Serre Amande, fig. 37) et au Col de Palluel (fig. 8). L'épisode se termine dans l'Albién inférieur.

Sur les affleurements méridionaux, la surface de discontinuité apparaît manifeste. Dans la vallée du Jabron, la série est tronquée par l'érosion sous DC 2, au niveau de la colline du Puy (fig. 94) ; mais, vers l'Est de cet ensemble d'affleurements, cette surface interrompt la série à un niveau inférieur : elle atteint la surface d'érosion Δ 5 qui est elle-même amalgamée avec Δ 4 (fig. 97, 98). Sur cette surface de discontinuité repose, en transgression, l'Albién inférieur (exemple : l'Adrecht), voire l'Albién moyen (le Puy).

Dans le secteur Sud-Est, la discontinuité Δ 6 tronque également profondément la série. Dans la partie Nord de l'Arc de Castellane, elle atteint le faisceau Fromaget qui est amputé de ses termes supérieurs. Les marnes encaissant le niveau Jacob font pratiquement défaut partout. On les trouve seulement dans des sites distaux (exemple : aux Sauzeres hautes). Sur cette surface d'érosion reposent les couches du sommet du Clansayésien, vers DC 3, (Tartonne, Angles, Vergons), de l'Albién inférieur, voire de l'Albién moyen (Blieux, ravin du Rivet), lorsque l'on remonte des sites

⁵³ C'est-à-dire entre Gargasien et Clansayésien 1.

distaux vers les bordures (fig. 121).

Ces données viennent conforter l'hypothèse d'une discontinuité cachée formulée pour le sommet de l'Aptien à Châteauneuf-de-Bordette (Ouest du bassin ; I.2.2.3. fig. 75, 76, 77). Elle laisse supposer que dans la série de la Lance (de même qu'au ravin du Pissourier et probablement à Saint-Ferréol ; cf. I.2.2.4), tout le sommet de l'Aptien supérieur est ainsi tronqué par cette discontinuité. Et c'est sur cette surface $\Delta 6$, qu'après la quasi-absence de sédimentation à l'Albien inférieur et moyen, sont venus reposer les sables de l'Albien supérieur. Au Nord, la série du Serre Chaitieu et de la Bâtie Crémezin (fig. 52) est également affectée par $\Delta 6$ qui ampute la série au niveau de DC 2, de manière tout-à-fait comparable à Châteauneuf-de-Bordette.

Sur la plate-forme, l'Aptien terminal fait partout défaut. On retrouve sporadiquement l'équivalent de l'horizon de Clansayes (zone à *Nolani*) épargné par l'érosion (un banc dans la vallée de la Tave, Ouest du bassin, cf. I.2.2.1, p. 143), ou au titre de reliques remaniées dans des sables transgressifs de l'Albien supérieur.

De même que $\Delta 1$, cette discontinuité paraît avoir une large signification régionale. DELAMETTE (1988, 1994) l'a parfaitement identifiée (avec son caractère érosif important) sur la plate-forme helvétique qui aurait alors en grande partie été exondée. Une chute du niveau marin relatif en représenterait la cause probable.

Discontinuités $\Delta 7$ et $\Delta 7'$. L'Albien inférieur est émaillé de deux discontinuités mineures.

La première discontinuité, $\Delta 7$, se situe au toit du niveau Paquier (cf. I.1.2.6). Elle est matérialisée en plusieurs sites par la présence de terriers de *Thalassinoides* qui descendent dans le schiste carton : à Bruis (le Serre Amande ; fig. 35), à Salignac (les Coignets, fig. 36), à Tartonne, à la Farette (Combe Bagna). En outre, aux Coignets, un grand nombre de nodules calcaires se rencontrent dans les marnes sus-jacentes (un slump affecte la partie supérieure du Paquier). Plusieurs mètres d'épaisseur potentielle font défaut dans ces sites, voire des dizaines de mètres comme aux Coignets et au Jas de Coeur (cf. aussi FRIES, 1986, p. 185) où la surface de discontinuité est bien visible (fig. 89). Le secteur le plus affecté par cette discontinuité serait le Sisteronnais. La deuxième discontinuité, $\Delta 7'$, qui se situe au voisinage du niveau Léonhardt, est assez mal caractérisée. Il semble qu'il y ait un arrêt de sédimentation, voire une érosion, en plusieurs sites ; il se pourrait également que plusieurs surfaces de cette sorte soient réparties dans la série. On en trouve des exemples à l'Ouest (Valouse, Ravin du Pissourier, fig. 78), au Sud (Salignac, les Coignets, fig. 92), au Sud-Est (Vergons, Ravin de Séresc, fig. 103). D'autres études sont nécessaires pour préciser ce point.

Discontinuité $\Delta 8$. Cette limite se localise dans l'Albien moyen élevé. Elle matérialise le changement dans le régime de sédimentation des marnes et argilites sombres à niveaux laminés (*black shales*) de l'unité 10 dont le faciès est très fin, aux marnes légèrement silteuses, un peu plus carbonatées et plutôt largement bioturbées de l'unité 11. Au col de Palluel (fig. 8), les marnes silteuses d'âge Albien moyen élevé reposent sur une épaisse turbidite, étroitement chenalisée, notée G 6. Après une vingtaine de mètres, ces marnes homogènes se chargent en délités calcaires et en horizons de *black shales* dont certains livrent une faune d'inocérames et d'ammonites. Cet intervalle de marnes silteuses homogènes est seulement présent à Palluel et au Serre des Castêts (fig. 38) dans le centre du bassin, mais on l'observe aussi au Sud du bassin sur la colline du Puy, à Bévons (fig. 94). Dans la région d'Arnayon (fig. 42), la discontinuité $\Delta 8$ laisse reposer des marnes à miches (riches en *B. concentrica*), du sommet de l'Albien moyen, sur les *black shales* de l'Albien inférieur-Albien moyen basal⁵⁴. Le sommet des *black shales* (horizons laminés, ainsi que marnes bioturbées) est riche en nodules barytiques et ceci sur une dizaine de mètres. Mais les marnes à miches sus-jacentes sont également riches en barytiques. A la Folie (Bruis), cette discontinuité n'est pas précisément localisée ; le passage entre les marnes à *black shales* de l'unité 10 et l'unité 11 se situe probablement une douzaine de mètres sous le "faisceau silteux". Quatre horizons à miches sont visibles. A Saint Ferréol (fig. 80), la discontinuité, scellée par une coulée sableuse (G 6) est également recouverte de marnes sombres silteuses à horizons de miches et riches en *B. concentrica*. Au ravin du Pissourier (fig. 78), elle se trouve en lacune d'observation. A Bourdeaux, à l'Ouest du bassin (où les conditions d'observation sont également mauvaises à ce niveau), des turbidites surmontées de trois épais

⁵⁴ Hormis les affleurements de la partie centrale du bassin (synclinal de Rosans), partout où l'intervalle sommet de l'Albien moyen est observé, il est caractérisé par la présence de miches calcaires centrées sur des horizons légèrement plus carbonatés que l'encaissant, et qui probablement sont corrélables en détail avec les horizons calcaires délités de Palluel.

coulées sableuses empilées (fig. 61) s'intercalent dans la série. Il est toutefois douteux de les corréler avec G 6 ; elles sont certainement plus récentes. La discontinuité pourrait se situer au sein des marnes sous-jacentes (en lacune d'observation). Sur les autres sites occidentaux, dans les secteurs Nord et Ouest, cette $\Delta 8$ est apparemment amalgamée avec une, ou des discontinuités plus récentes, et l'enregistrement sédimentaire est quasi-nul pour cet intervalle.

Dans la partie Sud-Est du bassin, cette discontinuité, bien que fort discrète, est observable dans les sites distaux, à Hyèges, ainsi que dans la région de Saint-André-les-Alpes - Vergons (fig. 103) ; les marnes à miches reposent là encore sur le sommet des *black shales* de l'unité 10. Dans les sites plus proximaux on retrouve $\Delta 8$, comme au Castellans d'Andon (fig. 111), aux Ferres ; elle est parfois amalgamée avec la discontinuité $\Delta 1$, comme au Bourguet (fig. 105), ou sur la route d'Andon (fig. 111) et les marnes à miches reposent alors sur les calcaires barrémiens.

Discontinuité $\Delta 9$. Au centre du bassin, dans le synclinal de Rosans (fig. 8, 10), la discontinuité $\Delta 9$ coïncide avec un slump de turbidite noté G 8, observé seulement au col de Palluel ; néanmoins, il n'y a pas de rupture lithologique notable (la discontinuité s'individualise au sein même de l'unité lithologique 11). Des faunes d'inocérames et d'ammonites dans des doublets de *black shales* de l'encaissant (fig. 38) indiquent l'extrême base de l'Albien supérieur⁵⁵.

Cette discontinuité ne paraît pas érosive, ou bien l'est modérément, car partout où elle est identifiée, elle se situe juste au-dessus de l'intervalle (plus ou moins développé) à miches et à nombreux nodules barytiques. En revanche, en bien des sites, elle souligne un hiatus important (comme nous le verrons plus loin).

Au Sud, à la colline du Puy (Bévons) la série montre, à ce niveau, une petite rupture entre un sommet de l'Albien moyen à bancs calcaires silteux, assez marqués (et régulièrement stratifiés), et une vire plus marneuse, correspondant à l'intervalle à *B. subsulcata* préservé au col de Palluel. L'intervalle est probablement préservé aussi à Salignac (la Sauzette), mais sa mise en évidence nécessite d'autres recherches.

Vers l'Ouest, à Saint-Ferréol (fig. 80, 81), un slump de turbidite, dans une position *a priori* identique à celui de Palluel, et rapporté à G 8, coiffe les marnes à miches de l'Albien moyen. Il est suivi d'une couche de marne très glauconieuse (30 cm) que recouvre un lit de marne noire fissile et fossilifère (10 cm) qui renferme *B. subsulcata* et dont c'est ici le seul témoignage.

En fait, dans tout le bassin, ce petit intervalle de la base de l'Albien supérieur à *B. subsulcata* n'est apparemment préservé que dans les deux régions de Rosans et Bévons, avec un seul autre témoin à Saint Ferréol. Partout ailleurs, dans le bassin et sur ses bordures, la discontinuité $\Delta 9$, mineure, paraît amalgamée avec la discontinuité suivante.

Discontinuité $\Delta 10$. Au col de Palluel, la discontinuité $\Delta 10$ correspond à une rupture dans la sédimentation, au niveau d'une turbidite plurimillimétrique. Au-dessus, se développe le "faisceau silteux" formé d'une série de bancs de calcaire silteux, à faible continuité latérale et dont certains sont noduleux. Trois autres turbidites centimétriques s'intercalent (notées P 4) ; la deuxième est très glauconieuse. Le sommet du faisceau se prolonge par quelques bancs plus calcaires et franchement noduleux, parsemés de nodules barytiques, qui sont coiffés par une couche noire particulièrement riche en *B. sulcata*.

On retrouve cette surface de discontinuité à Saint Ferréol, 20 cm au-dessus de $\Delta 9$. Il s'agit de la turbidite litée très glauconieuse notée G 8' (cf. fig. 81). Au-dessus, vient une surface d'arrêt de sédimentation (fond semi-induré de marnes) qui représente l'équivalent probable de la couche noire lumachellique de Palluel : *B. sulcata* est présente dans la couche glauconieuse qui la recouvre.

A la Folie (fig. 39), la discontinuité $\Delta 10$ vient télescoper la $\Delta 9$. Il s'agit d'une surface de marne oxydée à *Zoophycos*, et sur laquelle repose une vingtaine de centimètres de marne légèrement sableuse et glauconieuse. Au-dessus se développe le "faisceau silteux". Les faunes découvertes dès la base de ce faisceau (à *B. sulcata*, sans *B. subsulcata*) suggèrent l'absence de l'Albien supérieur basal (représenté par plus d'une quinzaine de mètres de marnes à Palluel). La situation serait comparable à la Combe Bagna (La Farette). A Arnayon (Bert, fig. 42), une couche de marne fissile un peu glauconieuse à *B. sulcata* (sans *B. subsulcata*), située 5 m au-dessus du dernier horizon à miches

⁵⁵ L'intervalle sus-jacent au grès G 8 (plus de 50 m d'épaisseur) livre de nombreux inocérames *B. subsulcata* puis *B. sulcata*. Dans le tiers supérieur, il englobe un faisceau de bancs calcaires silteux et noduleux, le "faisceau silteux".

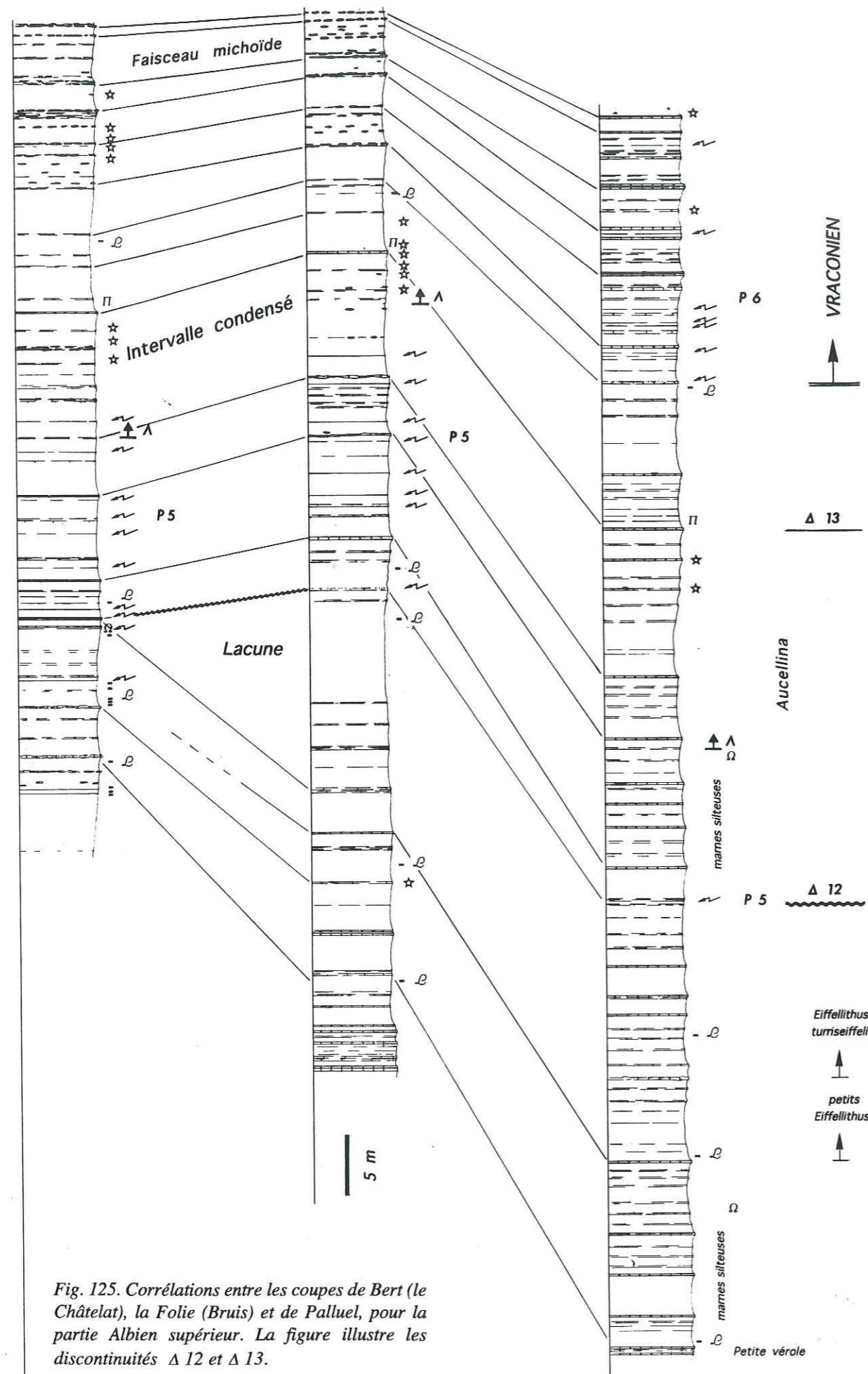


Fig. 125. Corrélations entre les coupes de Bert (le Châtelat), la Folie (Bruis) et de Palluel, pour la partie Albien supérieur. La figure illustre les discontinuités $\Delta 12$ et $\Delta 13$.

calcaires, correspond également au télescopage de $\Delta 10$ avec $\Delta 9$.

Une lumachelle à *B. sulcata*, soulignée également par des miches calcaires et des nodules barytiques s'observe sur la colline du Puy (Bévens), juste au-dessus du sill gréseux signalé par FRIES (1986). Mais, dans cette coupe, l'équivalent du "faisceau silteux" de Palluel n'existerait pas. A Banon, la base du "faciès bleu" de CABROL (*in* FRIES, 1986) correspondrait à cette $\Delta 10$ (cf. fig. 88).

La discontinuité $\Delta 10$ présente des caractères différents de ceux de $\Delta 9$. Elle apparaît plus ou moins érosive et, selon les sites, elle correspond à la resédimentation de sables (turbidites P 4 et G 8') et à la mise en place de sédiments assez détritiques amenés par des courants de faible densité. A l'Ouest du bassin, les trois mégaturbidites de Bourdeaux sont probablement liées à cet événement⁵⁶, ainsi que les grands corps sableux (pour leur base) resédimentés dans la région de Roynac.

Discontinuité $\Delta 11$. Au centre du bassin, à Palluel, et au monument à l'abbé Bicaïs, c'est la surface, bien repérable, qui coiffe les faciès de marnes silteuses de l'unité 11. Il s'agit du banc "petite vérole" (fig. 10, 39, 40, 125), correspondant à un fond semi-induré (à réseau de *Chondrites*), recouvert par une marne plus ou moins fissile et glauconieuse à nombreuses ammonites et à bivalves, cette couche à *Pinna* retrouvée en nombre de sites. On y trouve les derniers représentants de *B. sulcata*. Cette discontinuité est retrouvée à la Folie (au toit du faisceau silteux, fig. 39, 125), ainsi qu'à Arnayon (fig. 42, où elle se localise 2,50 m au-dessus de la $\Delta 10$). A Saint-Ferréol (fig. 81), elle est située environ 1,50 m au-dessus de $\Delta 10$. Ce sont les points les plus précis où l'on peut caractériser cette discontinuité. A Bévens, elle est probablement localisée au sommet d'un petit ensemble de bancs en miches qui correspond à la disparition de *B. sulcata*. Le niveau à *Pinna* existe à la Combe Bagna et au ravin des Baumettes (près Saint-Dizier), où il est mal caractérisé.

Partout ailleurs, dans l'Ouest du bassin, cette surface n'est pas attestée, car elle a été effacée de l'enregistrement sédimentaire par les événements ultérieurs. Au Sud, à Banon (fig. 88), il s'agit de la limite entre le "faciès bleu" et le "faciès Valsainte" de CABROL (*in* FRIES, 1986).

Dans la partie Sud-Est du bassin, que nous nous étions gardé d'évoquer dans les deux précédents paragraphes, la situation est apparemment simple, comme au ravin de Séresc par exemple, car une couche de marne glauconieuse (notre niveau repère de la section 2.4.1, cf. fig. 102, 103) recouvre la surface d'arrêt de sédimentation qui tronque les marnes à miches de l'Albien moyen sommital. Toutefois, certains détails appellent l'attention. Ainsi, hormis l'importance de la bioturbation qui affecte le substratum semi-induré et les phénomènes diagénétiques subséquents, on note la présence de nodules phosphatés noirs et usés, manifestement remaniés sur cette surface, à la base de la marne glauconieuse, ce qui dénote au moins une petite érosion. D'autre part, la marne glauconieuse renferme des débris de *Pinna* ainsi que quelques rares *B. sulcata*. Enfin, cette même couche glauconieuse est recouverte par des marno-calcaires silteux de l'Albien moyen élevé. Ces différentes observations suggèrent nettement que les marnes de l'Albien moyen élevé sont tronquées par la discontinuité $\Delta 9$, sur laquelle se sont ensuite déposées des couches de faible épaisseur qui ont été ultérieurement décapées. Ainsi $\Delta 10$ et $\Delta 11$ viennent en coincidence avec $\Delta 9$; il y a donc télescopage de ces discontinuités. Sur cette surface polygénique reposent des marnes glauconieuses du sommet de la zone à *Inflatum*, contemporaines, voire postérieures, à la couche à *Pinna* trouvée dans la partie occidentale. Il y a donc remaniement d'horizons condensés de la base de l'Albien supérieur (zone à *Inflatum*) et dépôt d'une couche condensée glauconieuse qui couvre une grande partie de la zone à *Inflatum*. Cette disposition évoque tout-à-fait la discontinuité identifiée dans une position stratigraphique *a priori* équivalente par DELAMETTE (1988, 1994), sur la plate-forme helvétique. Elle y est caractérisée par le même type de bioturbation que sur le Nord de l'arc de Castellane : grands terriers de *Thalassinoides*, et les marnes qui la recouvrent sont très glauconieuses.

Discontinuité $\Delta 12$. Elle se situe vers le sommet de la zone à *Inflatum*. Dans les dépôts-centres, la série apparaît continue au sein de l'unité lithologique 12 (fig. 125). Ainsi, au Col de Palluel, aucune surface n'est précisément identifiée à présent à ce niveau. Le seul accident de la sédimentation est une turbidite de quelques centimètres d'épaisseur (P 5) qui s'individualise vers le sommet d'une vire marneuse, au-dessus d'un niveau à ammonites pyriteuses (dans l'intervalle à fréquentes pectinacées ;

⁵⁶ Cette interprétation s'accorde avec les conclusions de MOULLADE (1966) pour qui (p. 295) les marnes sous-jacentes aux grès "indiquent le sommet de l'Albien moyen". Or, à cette époque, il concevait que la limite Albien moyen-supérieur, sur la coupe référence de Palluel, correspondait à la base du faisceau de bancs qualifié ici de "faisceau silteux".

les marnes deviennent riches en aucellines une quinzaine de mètres au-dessus).

A la Folie, quelques bancs calcaires délités font également suite à une vire marneuse (marnes à "alternances rédox"). Une turbidite très fine, au-dessus du deuxième délit calcaire est corrélée à celle de Palluel. A Bert (Arnayon), cette turbidite est retrouvée : elle constitue la première d'un doublet repère. Nous avons vu, dans la section I.2.8, qu'elle scelle une lacune couvrant l'intervalle à "alternances rédox", de l'ordre de 18 m d'épaisseur. Cet événement se localise dans la sous-zone à *Auritus* (dernière sous-zone de la zone à *Inflatum*).

A Saint Ferréol (fig. 80, 81), le sommet de la zone à *Inflatum* est très réduit, les marnes deviennent très chargées de silt et sable. Cette discontinuité $\Delta 12$ pourrait correspondre à la mise en place de la turbidite qui coiffe l'intervalle glauconieux condensé évoqué dans les paragraphes précédents (et illustré en fig. 81). Dans les sites plus proximaux, je rapporterai cette discontinuité à la venue des sables, notés G 9. Ce sont les dunes subaquatiques, comme sur la bordure ardéchoise (cf. fig. 55) ou à Clansayes, dont les écroulements ont provoqué des coulées sableuses que l'on retrouve dans le secteur de la Lance, à Valouse et à Eygaliers (ces sables remanient, en leur base, les résidus de vannage des horizons condensés répartis du Clansayésien à l'Albien moyen). Le faisceau de turbidites qui forme l'unité supérieure de Bourdeaux en constitue aussi l'expression. On sait, après FALLOT (cf. section I.2.2.2), qu'à Vesc (localité au Sud de Bourdeaux) les marnes situées juste en dessous ont livré des ammonites pyriteuses contemporaines de celle de Palluel ; elles sont du sommet de la zone à *Inflatum* (probablement : sous-zone à *Auritus*).

Les coulées sableuses G 9 identifiées dans le secteur Nord (Boulc, la Bâtie-Crémezin), sont interprétées également comme venant sceller cette discontinuité.

Dans le secteur Sud, les chenaux sableux du faciès "Valsainte" (de CABROL in FRIES, 1986), représenté dans la région de Banon (fig. 88), sont dans une position stratigraphique équivalente (compte tenu du faible degré de précision). Les coulées sableuses de la colline du Puy (à Bévons), qui en émanent, constituent également l'expression de cette discontinuité (fig. 94, 97).

Dans la partie Sud-Est du bassin, et plus précisément dans le secteur Nord et Ouest de l'arc de Castellane, les marnes silto-sableuses qui font suite au niveau repère glauconieux sont riches en aucellines ; elles correspondent au sommet de la zone à *Inflatum* (sommet de la sous-zone à *Auritus*). Elles y constituent généralement l'intervalle le plus détritique de la série. La discontinuité $\Delta 12$ correspond au sommet de la couche glauconieuse repère. Dans les secteurs plus proximaux, et plus orientaux, les marnes silto-sableuses disparaissent, et l'Albien supérieur de la zone à *Inflatum* se résoud à une faible épaisseur de marne glauconieuse.

Discontinuité $\Delta 13$. Elle se situe dans l'Albien supérieur juste sous la limite de la zone à *Inflatum* et de la zone à *Dispar* (ou Vraconien). Au Col de Palluel (fig. 125), elle est seulement matérialisée, une douzaine de mètres sous le Vraconien, par la présence de miches barytiques qui peuvent atteindre 30 à 40 cm, et répartis sur une épaisseur de quelques mètres. Ce gisement correspond à ce que PAILLERET (1983, p. 29) a nommé le "Niveau terminal" dans son étude sur les nodules barytiques. Il se situe sous un banc calcaire bien marqué, noté banc II. A la Folie et à Arnayon, les marnes sous-jacentes à la limite du Vraconien (attestée par *Mariella scheriana*, *M. gressleyi*) sont jalonnées de bancs en miches et parsemées de nodules barytiques (miches et "patates"). Elles sont particulièrement riches en aucellines. Cette disposition ne trahit pas de lacune, mais correspond à une réduction d'épaisseur d'environ un tiers par rapport à Palluel (cf. fig. 42, 46 et 125). La fig. 125 illustre la différence entre les discontinuités $\Delta 12$ et $\Delta 13$ observées dans ce secteur : la $\Delta 12$ correspond à une érosion, et la $\Delta 13$ à une condensation.

Dans le secteur occidental (la Lance, Eygaliers, cf. I.2.2.3), la discontinuité $\Delta 13$ correspond au toit des grès sur lesquels repose, lorsqu'elle est préservée, une couche à ammonites de la base du Vraconien (le Célas), ou pourrait se situer légèrement au-dessus (?) comme à Châteauneuf-de-Bordette (fait qui reste à confirmer). Elle correspond également avec le toit des grès du col de la Chaudière (fig. 60) et de Bourdeaux (fig. 61), ainsi que dans le secteur Nord, au toit des grès de Boulc (fig. 51) et de la Bâtie Crémezin (fig. 52).

Dans le secteur Ouest (proximal), à Salzac (fig. 56), il s'agirait de la surface qui tronque les dunes sableuses ; c'est sur cette surface que reposent les sables grossiers à ammonites et nodules phosphatés de "l'horizon principal de Salzac", daté de la base du Vraconien. Il s'agit toutefois des reliques remaniées d'un niveau condensé et la surface est certainement polygénique (refaçonnée ultérieurement). De plus, elle est peut être amalgamée avec la discontinuité $\Delta 12$. Dans cette limite de

précision, la surface d'érosion des dunes à Clansayes peut être corrélée.

Dans le secteur Sud (fig. 88), il s'agit de la discontinuité au toit de la barre gréseuse du "faciès l'Abbadie" de CABROL (in FRIES, 1986) et notée A 4/A 5 par FRIES (op. cit.).

Dans le secteur Sud-Est, à Blieux (fig. 45), la discontinuité est matérialisée par quelques mètres de marnes à délits calcaires où abondent des nodules barytiques à coeur phosphaté. Cet intervalle se retrouve au sein de la série dilatée de Hyèges (les Ravel). Au Bourguet (fig. 105), $\Delta 13$ correspond à une succession de surfaces d'omission qui jalonnent des marnes glauconieuses. Cette discontinuité paraît généralisée sur l'arc de Castellane. Au ravin du Rivet (fig. 116), il s'agit de la surface d'omission (glauconieuse), repérée au toit de l'épaisse barre de marno-calcaires silteux.

Discontinuité $\Delta 14$. Un épisode très légèrement détritique au centre du bassin (fig. 125), avec de rares et très minces turbidites, à Palluel, une seule à Bert (P 6), correspond à une discontinuité mal individualisée. Dans l'Ouest, au Célas (secteur de la Lance ; fig. 67), elle serait caractérisée par une lacune entre le niveau à ammonites de la base du Vraconien situé au toit de G 9. Au Sud, à Bédoin (fig. 85), le contact entre les sables calcaires et les horizons sous-jacents à paléosols représente peut-être la discontinuité $\Delta 14$, mais la grande rareté de la faune ne permet pas de le certifier. Par ailleurs, dans le secteur Sud-Est, à Blieux, elle est bien attestée par une petite turbidite au-dessus de laquelle repose directement le niveau Breistroffer ; le "faisceau michoïde" fait complètement défaut.

Discontinuité $\Delta 15$. Elle matérialise le passage Albien-Cénomaniens. A Palluel, $\Delta 15$ est plutôt discrète, le Cénomaniens basal correspond à une légère recrudescence des horizons calcaires délités au sein des marnes homogènes. Par ailleurs, les nodules barytiques et les nodules phosphatés sont assez fréquents. A la Folie, le sommet du niveau Breistroffer paraît faire défaut. Au-dessus de BR 5, un niveau à nodules barytiques (type hérisson) marquerait cette discontinuité ; un slump et de petites turbidites font suite. A Arnayon, la série se poursuit sur des dizaines de mètres au-dessus de la passée principale du Breistroffer (BR 2) en apparente continuité jusqu'à un horizon à nodules barytiques (hérisson) situé quelques mètres sous un faisceau marno-calcaire alternant du Cénomaniens. Au col de la Chaudière, la discontinuité soulignée par les nodules barytiques n'est qu'à trente mètres au-dessus de BR 2. Cette disposition est caractéristique dans le domaine bassin.

Dans le secteur de la Lance, la base du Cénomaniens correspondrait à la sédimentation des marnes silto-sableuses à nombreuses turbidites qui font suite au niveau Breistroffer, lorsqu'il est préservé.

Dans le secteur Ouest (domaine proximal), à Salzac, la surface d'omission qui supporte les reliques d'horizons condensés du Vraconien supérieur (équivalent au Breistroffer), peut-être plus récente, pourrait correspondre à cette discontinuité.

Pour le secteur Sud, le passage Albien-Cénomaniens est mal caractérisé dans la région de Vaucluse et du plateau de Saint-Christol. Dans le Sisteronnais, le Cénomaniens repose sur la discontinuité du Vraconien selon un microconglomérat glauconieux à nodules phosphatés et phosphoclastes (LE GOC, 1977, p. 79-80). A la Sauzette, elle serait marquée par des faciès tidaux (sommet de la "séquence A 7" de FRIES, 1986, p. 195).

Dans le secteur Sud-Est, la discontinuité est discrète et se situe au sein des marnes dans les coupes bassinales ; elle correspond à disposition de faciès calcaires dans les milieux proximaux. Au Bourguet, la discontinuité est amalgamée avec l'intervalle condensé glauconieux à nombreuses surfaces d'omission, contemporain du niveau Breistroffer (fig. 106). Les calcaires cénomaniens viennent au toit de cet intervalle.

1.3.2. Essai d'interprétation en termes d'épisodes de dépôt

Pour délimiter les ensembles sédimentaires, j'utilise ici les principales discontinuités détectées dans la section précédente. Ce choix est guidé par leur mise en évidence au caractère peu spéculatif, si ce n'est quant à leur position stratigraphique exacte. En effet, une surface d'érosion est nécessairement diachrone. Ce qui peut être daté, dans les cas favorables, est la fin du processus érosif, ou d'un ensemble de phases d'érosion. Dans un but pratique, ce choix est donc préféré, dans l'état actuel d'avancement des travaux, à la conception de GALLOWAY (1989) qui considère les limites de séquences comme les surfaces ou couches de maximum d'inondation. La raison en est que la reconnaissance des horizons susceptibles de représenter les épisodes d'inondation maximale est

plus ambiguë, elle est davantage interprétative^{57,58}

Effectivement, l'impossibilité de mettre en évidence ici les biseaux de progradation ("downlap") rend quelque peu subjective la détermination de ces surfaces. Ainsi, dans le contexte étudié, étant donné l'absence de profil sismique, et de critères géométriques indubitables, la reconnaissance des surfaces d'inondation maximale (ainsi que des surfaces d'inondation) et l'établissement de leur hiérarchie ne peut que reposer sur l'analyse faciologique, analyse qui se heurte à la faiblesse des contrastes entre les faciès.

LOUTIT *et al.* (1988) identifient les inondations maximales du point de vue de leur lithologie parce qu'ils coïncident avec des dépôts condensés. Ils rappellent que les intervalles condensés sont caractérisés par l'abondance relative des faunes pélagiques, par l'intensité de la bioturbation, ou, selon le contexte par des couches riches en matière organique, par des minéraux authigènes tels que glauconite, phosphate et sidérite, et enfin par des concentrations en éléments tels que l'iridium.

Dans notre série qui comporte un certain nombre d'intervalles riches en matière organique, leur richesse et leur répartition peuvent servir de guide en la matière, si l'on se base sur la comparaison avec d'autres séries étudiées selon des techniques pétrolières incluant profils sismiques et diagraphies (Gamma ray, Sonic, résistivité). CREANEY et PASSEY (1993) montrent, par exemple, que dans un contexte favorable, les couches les plus riches en matière organique, offrant aussi les meilleures potentialités pétrolières, correspondent aux maxima d'inondation. Ces intervalles condensés (au sens de VAIL *et al.*, 1984, Van WAGONER *et al.*, 1987, et de LOUITIT *et al.*, 1988) résultent d'un très faible taux d'accumulation sédimentaire, engendré par une sous-alimentation, et alors que le milieu est plutôt soumis à un faible degré d'oxygénation des eaux dans le domaine bassin.

Cependant, comme le souligne KIDWELL (1991), la conception de VAIL *et al.* (1984), Van WAGONER *et al.* (1987) et LOUITIT *et al.* (1988) introduit une définition réductrice du terme de condensation. Ainsi, l'auteur souligne que les dépôts condensés peuvent se former dans une grande variété de milieux, à toutes profondeurs, et ceci par transit sédimentaire (*bypassing*) ou sous-alimentation. De plus, ils peuvent se former aussi bien lors de phases transgression (JENKYNS, 1971, 1980) que de régression. Des configurations spécifiques résultent de ces différents contextes, comme l'illustre KIDWELL⁵⁹, mais leur signification est souvent non dénuée d'ambiguïté. Et leur analyse peut être délicate lorsqu'il y a télescopage de plusieurs événements sédimentaires.

Episode de dépôt 1.

Il débute avec la discontinuité $\Delta 1$ (Aptien inférieur) et se termine avec $\Delta 2$ (base Aptien moyen). Pour ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU (1989), le sommet des calcaires de la plate-forme urgonienne correspond à une surface d'érosion importante et qui donne la limite de leur séquence A 2. Pour FERRY (1990), il s'agit d'une surface de transgression⁶⁰; la limite de séquence vailienne se situerait au sommet du Barrémien, en coïncidence avec la formation d'un cône d'épandage bioclastique en domaine bassin ("*lowstand fan*"). Les coulées boueuses du sommet de l'Aptien inférieur correspondraient à la déstabilisation des marges en contexte transgressif.

Nous observons, dans le bassin, que cette discontinuité matérialise la transgression de marnes et argilites de l'Aptien inférieur sur les marno-calcaires alternants très carbonatés de l'Aptien basal. Elle marque la fin de la progradation des systèmes de dépôt carbonaté proximaux.

Les marnes sus-jacentes à la discontinuité englobent le premier niveau riche en matière organique de la série des Marnes bleues : le niveau Goguel. Elles présentent (fig. 14-17) un grand

⁵⁷ Rappelons que la *surface d'inondation* correspond à un changement notable entre faciès peu profond et faciès plus profond. Il s'agit en fait de l'inversion de tendance entre une diminution de profondeur et une augmentation de profondeur : la progradation fait place à la rétrogradation (cf. GUILLOCHEAU, 1991, p. 388) qui se marque par une géométrie en biseaux d'agradation (onlap). La *surface d'inondation maximale* correspond au maximum de profondeur en milieu marin. Elle marque le début de la progradation et est ainsi qualifiée de surface basale de progradation (ou "downlap surface"). Cette surface est évidemment mieux différenciée en milieu de plate-forme (lorsqu'elle est préservée).

⁵⁸ Parmi les raisons de considérer le maximum d'inondation en tant que limite de séquence, GALLOWAY voit son caractère parfaitement isochrone à l'échelle d'un bassin, et son habituel statut de niveau repère (grâce notamment à sa faune généralement riche qui le rend apte aux datations biostratigraphiques)

⁵⁹ sur des exemples tirés essentiellement de contextes de plates-formes.

⁶⁰ Elle correspond à ce que l'auteur qualifie de "surface d'érosion interne" - c'est-à-dire par rapport à la séquence vailienne - (FERRY, 1990, p. 123).

nombre de turbidites silicoclastiques généralement très fines, entre 1 mm et quelques centimètres, exceptionnellement de l'ordre du décimètre (notées P1 suivant RUBINO). Les calciturbidites relativement fréquentes à la base, disparaissent complètement vers le sommet du niveau Goguel. Les marnes englobent également quelques coulées à blocs. La matrice marneuse de ces débrites emboîte des clastes calcaires. Ces dépôts sont transgressifs sur la surface de discontinuité. En de rares exemples, une petite épaisseur de marnes bioturbées, sombres ou versicolores, précède le niveau Goguel. Cette épaisseur de marnes est interprétée comme un intervalle transgressif; le niveau Goguel représenterait l'intervalle condensé d'une inondation maximale (BREHERET, 1994). Cette interprétation suit celle de RUBINO (1990, p. 31, 35), FERRY (1990) et ARNAUD et LEMOINE (1993). Les fines turbidites correspondent à la déstabilisation de la faible quantité de sables silicoclastiques alors déposée sur la plate-forme au cours de la transgression. Leur composition montre une disparition progressive des composants carbonatés. Quelques turbidites remanient des éléments phosphatés du fond marin.

Sur les bordures, le niveau n'est pas représenté, sauf à l'Ouest du bassin, où quelques débrites et de nombreuses turbidites, de très faible épaisseur, sont interstratifiées. Dans le Sud-Est, une couche de marne glauconieuse centimétrique représente la cicatrice de cette lacune, mais en position plus proximale, sur l'arc de Castellane, le développement de cette glauconite peut atteindre plusieurs mètres. Sur la plate-forme, il n'existe pas de sédiments de cet âge. De rares ammonites phosphatées remaniées dans quelques gisements de la région de Nice en constituent les seuls témoins.

Reconnu comme l'enregistrement de l'événement anoxique océanique "OAE 1a" (ARTHUR *et al.*, 1990), à l'échelle de l'océan mondial, le niveau Goguel est corrélé avec le niveau Selli représenté dans les séries italiennes (WETZEL, 1985; COCCIONI *et al.*, 1987; COCCIONI *et al.*, 1993; BREHERET, 1994), ainsi qu'avec les *Fischschiefer* d'Allemagne. Pour KEUPP et MUTTERLOSE (1994, p. 760-761), ces schistes à poissons correspondraient à une régression, interprétation qui s'oppose à la situation observée dans le bassin vocontien. SLITER (1989) en signale également un témoin dans le Pacifique.

Au-dessus du niveau Goguel, les marnes s'enrichissent progressivement en carbonates jusqu'au doublet du Niveau blanc. Les bancs de calcaire délité qui composent ce niveau sont assez riches en *Nannoconus* (cf. BREHERET, 1994). Le retour (très sporadique) de ces organismes matérialise un rétablissement de conditions de faible alluvionnement et de conditions climatiques et océaniques propices. Ces facteurs peuvent être imputés à un climat plutôt sec (voir plus bas : remarque sur la discontinuité $\Delta 1$). Par ailleurs, la large répartition de ce niveau à l'échelle du bassin (mieux représenté que les marnes sous-jacentes englobant le niveau Goguel) amène à interpréter ce faisceau comme l'enregistrement d'un relatif haut niveau marin.

RUBINO (1990, p. 31, fig. 24, 68) interprète le doublet du Niveau blanc comme un prisme de bas niveau marin, en positionnant une limite de séquence juste au-dessous. L'argumentation n'étant pas développée, il s'appuierait sur le postulat selon lequel les ensembles calcaires correspondent à des cortèges de bas niveau marin.

Juste au-dessus du doublet, vient une coulée boueuse à blocs (la Chaudière) et, en nombre de sites occidentaux, un slump, généralement accompagné de turbidites (ex. la Peytavine); une certaine épaisseur de marnes vient souvent à manquer sur les sites de bordure. Cette situation peut être interprétée comme la conséquence d'une légère baisse du niveau marin relatif ou d'un à-coup dans la structuration du bassin (?). L'intervalle sédimenté dans ce contexte correspond à un faciès normalement oxygéné marqué par une bioturbation importante et la présence de bivalves : aucellines, ainsi que plicatules sur les sites de bordure.

Le Niveau noir fait la transition avec des faciès à nouveau plus sombres et moins carbonatés. Son encaissant, dans toute la partie occidentale, est largement envahi de turbidites distales, très fines, ainsi que de quelques slumps. Une discontinuité mineure $\Delta 2$ y est reconnue, et qui termine l'épisode de probable légère baisse du niveau marin relatif. Le Niveau noir, ou changement de couleur ("*color change*"), est interprété par RUBINO (*ibid.* p. 32) de même que par FRIES *et al.* (1992, p. 316) comme une surface d'inondation maximale. Mais ces auteurs n'argumentent pas cette affirmation. A cet égard, il semble que RUBINO assimile le "changement de couleur" à la base du niveau Fallot, que je situe nettement plus haut dans la série (voir par exemple section 1.1.1 et fig. 2). C'est aussi ce qui est supposé par FRIES et RUBINO (1990, p. 58, fig. 3, 6, 7).

Pour cet épisode, une grande partie des résédiments est canalisée selon un axe WNW-ESE, correspondant à la disposition de l'éventail de Céuze de FRIES (1986, fig. 42-45).

Remarque sur la discontinuité $\Delta 1$.

Pour ARNAUD et ARNAUD-VANNEAU (1993), la disparition de la plate-forme carbonatée urgonienne est due à son ennoyage, ("drowning" des anglo-saxons), du fait d'une rapide remontée du niveau marin. Cette élévation a eu pour autre conséquence la rétrogradation des systèmes sédimentaires ("couches supérieures à Orbitolines" transgressives).

La disparition de la plate-forme carbonatée est indiscutable, de même le caractère rétrogradant des marnes à Orbitolines qui atteste une élévation relative du niveau marin. Toutefois, l'ennoyage de la plate-forme pourrait résulter d'une modification plus large de l'environnement (SCHLAGER, 1993) notamment en ce qui concerne le climat (paramètre évoqué par FERRY (1990, p. 23-26, fig. 17-18) et comme en conviennent ARNAUD et LEMOINE ; 1993, p. 43), ainsi que le détritisme continental, ou le chimisme des eaux marines (paramètres qui peuvent être reliés).

On observera que cette disparition de la plate-forme est apparemment synchrone, dans la limite du pouvoir de résolution biostratigraphique, avec la fin des marno-calcaires alternants, particulièrement riches en *Nannoconus*, dans le domaine bassin. Cette rupture, qui précède l'avènement de sédiments majoritairement détritiques terrigènes, est observée à l'échelle des Alpes occidentales. Le rôle du climat a été largement souligné par WEISSERT (1989, 1990) pour l'altération accrue des ensembles continentaux et la libération de matériaux particuliers silicatés. Un climat plus chaud (pour FERRY (1990) et pour ARNAUD et LEMOINE (1993) ce serait l'inverse) et surtout plus humide expliquerait cette mobilisation de particules. De même, elle s'accorde tout-à-fait avec la formation de nombreux gisements de bauxites, d'âge aptien-albien, dans la zone péritéthysienne (BARDOSSY et DERCOURT, 1990 ; COMBÈS, 1990 ; D'ARGENIO & MINDSZENTY (1992).

De plus, la quasi-disparition des *Nannoconus* des faciès bassinaux est expliquée de deux manières. Pour BUSSON et NOEL (1991), les organismes producteurs seraient adaptés à des eaux parfaitement limpides, pauvres en matières en suspension comme les argiles ; ils n'auraient donc pas supporté un alluvionnement important. Pour COCCIONI *et al.* (1992) les *Nannoconidés* sont, du point de vue écologique, des stratèges K qui s'accommodent d'un milieu oligotrophe, stable et en équilibre. L'afflux de nutriments au cours de l'Aptien inférieur aurait provoqué leur disparition au profit d'organismes de stratégie r, adaptés à des conditions eutrophiques, dont les Radiolaires. Ces derniers sont effectivement très abondants dans les premiers niveaux des *Scisti a fucoidi* d'Italie centrale. Précisons que la disparition des *Nannoconus* s'opère plus ou moins graduellement vers le sommet des alternances, comme le montrent COCCIONI *et al.* (1992). Les deux hypothèses ne sont pas contradictoires.

JACQUIN *et al.* (1991) placent en corrélation directe l'ennoyage de la plate-forme et le dépôt des *black shales* Goguel en domaine bassin (expression de l'événement OAE 1a). Pour HALLOCK et SCHLAGER (1986) et SCHLAGER et PHILIP (1990, p. 184-186) la disparition de plates-formes carbonatées au cours du Crétacé moyen paraît en coïncidence avec les périodes de dépôt de *black shales* qui sont interprétés comme la conséquence d'anoxies. Entre autres explications, ils proposent que le développement du benthos carbonaté a été entravé par des apports massifs de nutriments provoqués par des retournements de masses d'eaux océaniques ("mid-ocean overturn").

Episode de dépôt 2.

Débutant avec la discontinuité mineure $\Delta 2$ (de la base de l'Aptien moyen), l'épisode 2 se termine avec la discontinuité $\Delta 3$ (Aptien moyen élevé). Les marnes qui font suite à $\Delta 2$ et qui encaissent les horizons NNC 1 et NNC 2 présentent des nodules phosphatés et des nodules barytiques. Les sédiments gravitaires se raréfient à partir de ce niveau. Le milieu devient moins favorable à la malacofaune benthique et les aucellines disparaissent. Cet épisode représenterait le début d'un approfondissement. Les marnes sus-jacentes deviennent un peu plus sombres et admettent plusieurs horizons noirs laminés enrichis en matière organique : le niveau Fallot (cf. I.1.1.1, fig. 3 ; I.1.2.3, fig. 19, 20). Ces horizons sont répartis selon des rythmes qui se raccourcissent vers le haut (notamment à partir de FA 2'), suggérant une stratodécroissance. L'intervalle FA 3 - FA 4 pourrait correspondre à un maximum d'élévation du niveau marin relatif. Dans les milieux proximaux, les témoins en sont très sporadiques car il s'agit d'un niveau condensé que les événements subséquents ont démantelé sur l'ensemble des bordures. A Clansayes, ce sont des nodules et des moules

d'ammonites phosphatés qui constituent l'horizon des Grèzes (I.2.2.2). Si l'on excepte l'intervalle condensé du Fallot sur la plate-forme, les sédiments de cet épisode de dépôt sont assez bien représentés à l'échelle du bassin.

Episode de dépôt 3 (fig. 126).

Il est compris entre les discontinuités $\Delta 3$ et $\Delta 4$, situées dans la partie moyenne de l'Aptien moyen. Dans les sites centraux (zone distale), au-dessus du Fallot, les marnes deviennent un peu plus carbonatées et plus claires, et admettent quelques turbidites (G 1). A l'Ouest du bassin, les sites répartis sur l'axe la Chaudière - Arnayon, accueillent, sur une surface largement érodée notée $\Delta 3$, une épaisse décharge gravitaire (turbidites, slumps de marnes silto-sableuses à tempestites) provenant de la plate-forme externe, et qui correspond à une partie de "l'éventail de Céüse" de FRIES et BEAUDOIN (1985) et FRIES (1986). A l'écart de cet axe, et au centre du bassin, seules les quelques turbidites G 1 de très faible épaisseur en témoignent, et les slumps sont particulièrement rares (ce qu'illustre pour partie la fig. 54 in FRIES, 1986). Les sédiments sont des marnes sombres "autochtones" (unité lithologique 4) qui représentent le faciès bassinal de décantation ; elles admettent parfois une discrète charge silteuse (plus ou moins exprimée selon les sites, ex. les Houlettes où la partie inférieure de l'épisode ferait défaut).

Sur les bordures, le secteur de la Lance accueille une épaisseur substantielle de marnes qui passent du faciès bassin à Châteauneuf-de-Bordette au faciès de plate-forme externe au Grand-Ubac et à la Roche-Saint-Secret (Nord-Ouest). Ce sont des marnes silteuses bioturbées rythmées de couches sableuses qui représentent des rides distales de tempête. Ces faciès de la zone "au large", circalittorale, s'observent également plus au Nord, à Roynac, Eyzahut, Louvignes (le Pas de Lauzens) et sur une grande épaisseur. La présence de ces dépôts atteste, pour le moins, un potentiel d'espace disponible favorable dans ce secteur.

En revanche, dans la zone proximale, les témoins sont très sporadiques : des sables verts rapportés hypothétiquement au Gargasien supérieur dans la région du Teil, quelques mètres de sables argileux dans la vallée de la Tave. Le niveau des Grèzes à Clansayes est remanié dans des sables probablement beaucoup plus récents (?). A Gargas, la série est tronquée au niveau de $\Delta 3$ et les sables sus-jacents, mal datés, remanient des niveaux condensés postérieurs.

Dans le secteur Sud-Est, sauf dans la zone la plus distale, ces sédiments marneux paraissent peu représentés, ou font défaut, tronqués par la $\Delta 4$, voire la $\Delta 5$.

Dans certains sites de bordure, les marnes sont riches en sphéroïdes calcaires répartis en plusieurs horizons et développés sur des terriers de crustacés. Ceux-ci sont particulièrement abondants à Gigors, aux Guilles, ainsi qu'à Bévons et les Houlettes. La présence de ces ichnoïdes et souvent aussi de nodules barytiques dénote un intervalle condensé, associé à une réduction du taux d'accumulation sédimentaire.

Cet épisode de sédimentation montre une distribution sédimentaire assez différente de celle du précédent. A l'Ouest, la plate-forme externe, très alimentée accueille une grande épaisseur de marnes silto-sableuses et de sables et elle fournit en abondance les matériaux gravitaires de l'axe arnayonnais ; les marnes de décantation (du faciès "autochtone") ne sont bien représentées qu'au centre du bassin. Partout ailleurs dans le bassin règne une pénurie plus ou moins marquée.

Episode de dépôt 4 (fig. 126).

L'épisode 4 est souligné par la discontinuité $\Delta 4$ (Aptien moyen élevé) et coiffé par la discontinuité $\Delta 5$ d'âge aptien supérieur basal.

La région Nord-Ouest continue d'accueillir une grande épaisseur de marnes silteuses et de sables. La totalité des marnes aptiennes traversées par le forage de Marsanne dépasse 300 m, dont l'essentiel pendant les épisodes de dépôt 3 et 4. Ces sédiments de plate-forme externe approvisionnent la gouttière arnayonnaise en slumps et turbidites.

Un peu plus au Sud de cette zone, dans le secteur de la Lance, l'épisode de dépôt 4 est généralement très peu épais (ex. le Grand Ubac), sinon absent (amalgamation) par l'érosion $\Delta 5$ (les Guilles). A la Combe de Sauve, il serait matérialisé par des dépôts de sables très bioturbés, à fréquents *Skolithos*, interprétés comme un faciès littoral (mais dont la position stratigraphique est peu contrainte).

Alors que l'axe arnayonnais continue d'accueillir des sédiments gravitaires, à l'écart de cette

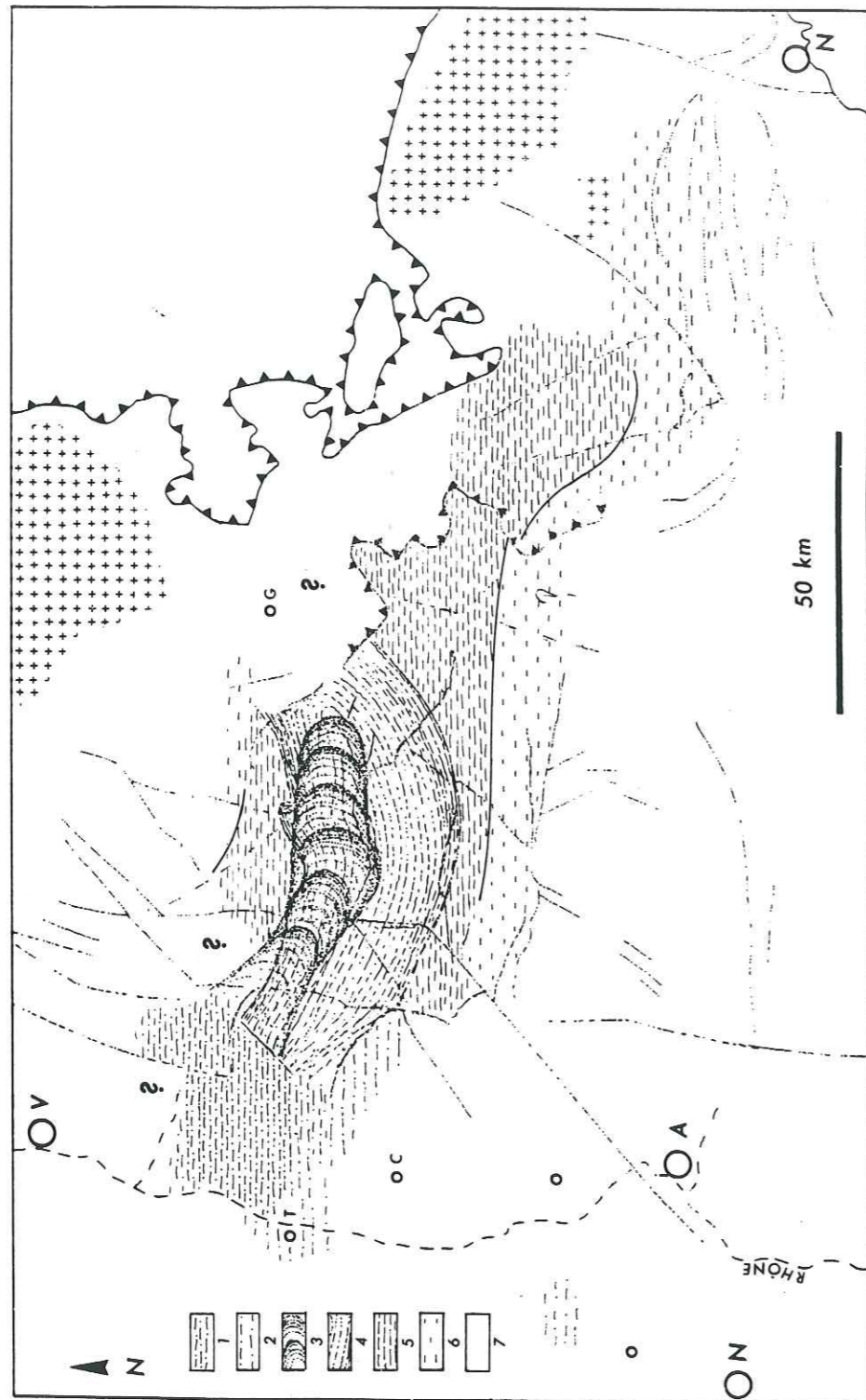


Fig. 126. Distribution sédimentaire dans le bassin vocontien à l'Aptien moyen et supérieur ; épisodes de dépôt 3, 4 et 5. Partition des sédiments entre la plate-forme Ouest, "l'éventail de Cétière", les faciès de décantation bassinaux et les faciès lacunaires des bordures. 1. marnes silteuses de plate-forme externe ; 2. id. dépôts lacunaires ; 3. slumps "gargasien" (épisodes 3 et 4) selon la gouttière arnayonnaise ; 4. étalement du "Grand Slump" clansyésien (épisode 5) ; 5. marnes du faciès de décantation bassinal ; 6. séries lacunaires des bordures ; 7. lacune, ou non caractérisé (au Nord-Est).

zone, et en domaine bassin distal, les sédiments sont des marnes sombres "autochtones" (unité lithologique 5) qui représentent le faciès de décantation, mais elles se chargent parfois légèrement en silts (fig. 126). Au contraire des deux épisodes de dépôt précédents, les aucellines sont fréquentes et parfois même abondantes, des pectinacées, des inocérames et des échinides se rencontrent également⁶¹ (cf. Serre Chaitieu, Gaubert, fig. 2, 5). Le développement de cette faune benthique dénote des conditions de fond favorables, notamment grâce à la circulation océanique.

Au Sud, excepté le secteur du Jabron où il correspond à une mince épaisseur de sédiments (I.2.3.4), cet intervalle n'est pas représenté. Dans le secteur Sud-Est, à part la zone de Tartonne (mais à confirmer), il serait également très peu épais, sinon absent (notamment tronqué par la discontinuité suivante).

L'érosion d'Arnayon et l'empilement des resédiments, initiés pendant l'épisode de dépôt 3, suggèrent *a priori* une chute importante du niveau marin. Ainsi, pour RUBINO (1990, p. 32), la surface d'érosion correspond à une limite de séquence, les slumps et turbidites étant un cône sous-marin de bassin ("basin floor fan"). C'est aussi ce que prônent FRIES et RUBINO (1990, p. 58), et FRIES *et al.* (1992).

L'ensemble des faits évoqués laisse penser que l'érosion de la gouttière arnayonnaise et les slumps subséquents pourraient en fait représenter la conséquence d'un épisode de structuration du bassin (comme le suggérait FRIES, 1986). Cette phase aurait permis l'accueil d'une épaisseur substantielle de sédiment sur la bordure Nord-Ouest du bassin, mais non sur les bordures Sud et Sud-Ouest. Par le jeu de blocs basculés, le trajet de courants érosifs dans le secteur d'Arnayon aurait induit l'incision de la série. L'influence de la structuration est attestée par le jeu de failles synsédimentaires observées par FRIES (1986, p. 127, 131, fig. 64-67). JOSEPH *et al.* (1989) suggèrent que l'accident Angèle-Tourette (leurs planches 1 et 2) fut très actif durant le Gargasien et a contrôlé étroitement le dépôt des resédiments. On peut suggérer que l'accident de la Lance le fut également.

Remarquons que le début de cette phase de structuration, correspondant à une subsidence accrue dans le secteur Nord-Ouest (région de Marsanne) et aux décharges gravitaires de l'axe arnayonnais, coïncide avec l'instauration d'un régime de sous-alimentation pour une grande partie du bassin, à l'écart de son axe. Cette configuration montre que le flux détritique terrigène fin était véhiculé par des courants dilués, étroitement canalisés depuis le Nord-Ouest selon l'axe du bassin. Les apports en suspension par les courants de surface devaient être assez limités.

Les sédiments empilés dans les zones bassinales hors slumps laissent penser à une baisse du niveau marin relatif. Modérée en fin d'épisode 3, celle-ci se serait accrue et matérialisée, dans l'épisode 4, par l'abondance de la macrofaune benthique, notamment bivalves et échinides (partie supérieure de l'unité lithologique 5 dans les sites bassinaux, cf. Gaubert, fig. 5). Sur les marges, le faciès le moins profond est attesté à la Combe de Sauve avec les dépôts de sables très bioturbés, à fréquents *Skolithos*, interprétés comme un faciès littoral.

Episode de dépôt 5 (fig. 126).

Il comprend les dépôts entre la discontinuité $\Delta 5$ (à la base de l'Aptien supérieur) et la $\Delta 6$ (à l'Aptien supérieur élevé). Hormis la zone Nord-Ouest (mais ceci demeure à confirmer dans le détail), la base de cet épisode apparaît systématiquement condensée. Il s'agit d'une couche de marne sombre, fissile, parfois glauconieuse, qui est souvent riche en fossiles : ammonites (*Acanthohoplites bigoureti*, *A. aschiltaensis*), aucellines, fragments d'échinides, rameaux de chéirolépidiacées. Cette couche, le niveau Flandrin, constitue un niveau repère à l'échelle du bassin.

A Gaubert, la discontinuité se situe dans la partie moyenne du faisceau Nolan où se localise une couche noire à *Acanthohoplites* et dont l'encaissant offre une certaine fréquence en nodules barytiques.

Sur les bordures du secteur Ouest, l'épisode condensé fait place ensuite à des marnes silteuses (à *Diadochoceras nodosocostatum*) qui se chargent notablement vers le haut en bancs calcaires silteux bioturbés, souvent très riches en *Nolaniceras nolani* (exemple les Guilles dans le secteur de la Lance). Ces calcaires silteux sont tronqués par une discontinuité postérieure. Une partie de ces marnes à délits calcaires a été entraînée dans les slumps S 5a et S 5b (le "Grand slump" de FRIES). On en retrouve les témoins en position plus centrale, comme à Saint-Jaume et Valouse, avec le niveau condensé

⁶¹ ainsi que des débris de Chéirolépidiacées.

Flandrin. Cet ensemble, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, correspond à la "première unité principale" du "faisceau clansayésien" de FRIES (1986, p. 137) qu'il note "jusqu'au doublet 0".

Au-dessus de cet épisode, plusieurs sites montrent un niveau condensé à *D. nodosocostatum* (qui peut être souligné par des sphéroïdes calcaires, comme au ravin du Pissourier) dont l'horizon de Clansayes serait le témoin en zone proximale. Les bancs calcaires pélagiques du faisceau Fromaget viennent ensuite, mais on les observe plus distalement.

Les bancs calcaires silteux à *N. nolani* ne sont observés (en place) que sur la bordure Nord-Ouest. Ils dénotent la progradation de la plate-forme vers l'Est, comme le note aussi FRIES (*ibid.* p. 137). Cette progradation serait interrompue par un épisode transgressif marqué par "l'horizon de Clansayes". Ce dernier ferait place à l'alternance marno-calcaire pélagique, le faisceau Fromaget.

Avant le dépôt du Fromaget, la condensation est générale à l'Ouest du domaine bassin. Seul s'en distingue Gaubert, au centre, et Châteauneuf-de-Bordette. En revanche, le Fromaget s'observe en zone distale, mais jamais en plate-forme externe.

Au-dessus du Fromaget, le niveau Jacob, *black shale* laminé, riche en matière organique, représenterait un niveau d'inondation maximale, interprété aussi comme tel par RUBINO (1990, p. 32). Les restes abondants de chéirolépidiacées (cf. BARALE et BREHERET, 1995) dénotent l'érosion de milieux paraliques probablement très comparables aux milieux générateurs du faciès paulétien, particulièrement développé dans le même secteur géographique (bordure cévenole) au Cénomani moyen (DUMAS, 1875 ; DUCREUX et GAILLARD, 1986 ; DUCREUX, 1989). La mégaturbidite de Rosans (G 4), interstratifiée dans la partie supérieure de ce niveau, pourrait correspondre à l'effondrement d'une barrière littorale. Cette interprétation diffère de celle de RUBINO qui voit dans ce grès un cône de fond de bassin ("*basin floor fan*") consécutif à une chute du niveau marin et représentant une limite de séquence (p. 32, fig. 69). Ajoutons que l'érosion est limitée dans l'axe rosannais, à la semelle de la mégaturbidite. Les corrélations effectuées au travers du bassin engagent à placer une discontinuité érosive, notée $\Delta 6$, plus haut dans la série entre les bancs DC 2 et DC 3. Si dans le bassin distal la série se poursuit en continuité apparente, sur toutes les bordures, elle s'interrompt systématiquement sous DC 3. Et la surface d'érosion tronque parfois substantiellement la série.

Dans le secteur Sud, le seul témoin de l'épisode de dépôt 4 serait constitué d'ammonites phosphatées, reliques de l'horizon condensé de Clansayes, remaniées et emballées dans des sables de l'Albien supérieur.

Dans le Sisteronnais, la discontinuité $\Delta 5$, légèrement glauconieuse, ne supporte que la partie supérieure du faisceau Fromaget en contact transgressif, l'ensemble inférieur (zone à *Nolani*) est complètement condensé). La discontinuité $\Delta 6$ tronque la série au voisinage de DC 2.

Dans le secteur Sud-Est, l'ensemble inférieur de la zone à *Nolani* est également condensé ; des lambeaux du niveau condensé Flandrin sont sporadiquement observés sur la $\Delta 5$, comme à Saint-André-les-Alpes. Mais les témoins de l'horizon de Clansayes sont plus fréquents sur l'arc de Castellane. Ceci tient probablement au fait que cet épisode de condensation a été favorable à la phosphatisation lors de la diagenèse précoce et à la genèse de moules d'ammonites ("autoclastes"). Sur les bordures le faisceau Fromaget est érodé par la $\Delta 6$; il disparaît en zone proximale.

La base de cet épisode de dépôt, marquée par une forte condensation, pourrait correspondre à une élévation du niveau marin (observé notamment à la Combe de Sauve). Mais la structuration paraît déterminante et, dans la zone de plate-forme Nord-Ouest, le potentiel d'espace disponible redevient (ou demeure) favorable à l'empilement d'une épaisse série qui prograde ; une partie de ces sédiments s'effondre vers le bassin, donnant particulièrement le "Grand slump", selon un axe légèrement plus méridional qu'à l'Aptien moyen (FRIES, 1986) : l'axe rosannais. A l'exception de la zone aval de cet axe, le reste du bassin est complètement sous-alimenté (ce contraste ressort également, quoique minimisé de la fig. 32 in FRIES, 1986). Une transgression s'amorce à la faveur d'une nouvelle élévation du niveau marin relatif matérialisée par le niveau condensé de Clansayes. La production planctonique reprend alors, une certaine rémission de l'alluvionnement favorisant le développement de *Nannoconus*. Le niveau Jacob représenterait le maximum d'inondation. La baisse du niveau marin relatif qui vient ensuite est matérialisée par la discontinuité érosive $\Delta 6$. L'influence de la structuration s'atténue car l'importance des slumps⁶² diminue à partir du faisceau Fromaget. Après la $\Delta 6$, la série est pratiquement exempte de slumps (voir fig. 48).

⁶² Ceux-ci remaniant auparavant des sédiments de plate-forme, sont alors essentiellement formés de sédiments pélagiques (issus du faisceau Fromaget et marnes supra.).

Episode de dépôt 6. (fig. 127)

Il est compris entre la discontinuité $\Delta 6$ d'âge Aptien supérieur élevé, et la $\Delta 8$, d'âge Albien moyen élevé.

La discontinuité $\Delta 6$, nettement érosive, et de signification régionale, est interprétée comme la conséquence d'une chute du niveau marin relatif. Au-dessus, la sédimentation apparaît continue dans le domaine bassin distal. Quelques bancs noduleux accompagnant le slump S 7c et des nodules barytiques suggèrent toutefois une condensation relative. L'ensemble de turbidites G 5 rencontrées à Bruis et à Palluel forme un système de chenaux/levées (qui serait sans rapport avec la mégaturbidite G 4, tel que le suppose RUBINO, 1990)⁶³. Les marnes à délits calcaires de l'unité 9 deviennent riches en aucellines et ce jusqu'au niveau Kilian. Notons que les assemblages de foraminifères planctoniques s'appauvrissent nettement ; *T. bejaouaensis* et *H. trocoidea*, marqueurs stratigraphiques, disparaissent. Le niveau Kilian et les quelques mètres de marnes sus-jacents matérialisent la fin des marnes claires et le début des marnes sombres à *black shales* de l'Albien inférieur et moyen (unité 10). Ces couches de passage correspondraient au début d'une montée du niveau marin relatif. Le sommet de l'unité 9 et la base de l'unité 10 des *black shales* font défaut sur presque tous les sites de bordure. Le niveau Paquier (de la zone à *Tardefurcata*) apparaît en position transgressive en un certain nombre de sites (fig. 127), notamment sur la bordure Sud (Eygaliers, la région de Sisteron, Ravin de Terre Masse). Mais dans ces régions il est particulièrement riche en glauconie (cf. BREHERET, 1991). La transgression se poursuit au cours de l'Albien inférieur (niveau Léonhardt ; zone à *Mammillatum*) et ces marnes sombres sont largement rencontrées sur différents niveaux de marnes aptiennes : à l'ouest : Bourdeaux, col de la Chaudière, Châteauneuf-de-Bordette, Ravin du Pissourier, Saint-Ferréol ; au Sud : Bévons, le Puy ; au Sud-Est : Blieux, Ravin du Rivet... Au Sud et au Sud-Est, elles sont toujours très riches en glauconie.

Ces marnes à *black shales* font totalement défaut sur la plate-forme. Cependant, la présence de la mer y est attestée en un certain nombre de sites par la présence de moules d'ammonites phosphatées et de nodules, reliques d'horizons condensés remaniés dans des sédiments plus récents. Ces indices correspondent au niveau Paquier, au niveau Léonhardt et à un niveau (ou plusieurs) de l'Albien moyen basal. Ils montrent l'extension de pulsations transgressives⁶⁴. La réalité d'une élévation sensible du niveau marin est attestée (sous réserve de relatif calme tectonique) pour le niveau Paquier⁶⁵ (DELAMETTE *et al.*, 1986), car les abondantes ammonites qui le caractérisent (*Leymeriella tardefurcata*) ont migré depuis l'Europe septentrionale par l'ouverture des seuils de Londres-Brabant et bourguignon.

La discontinuité $\Delta 7$ qui fait suite au Paquier, modeste au centre du bassin, apparaît plus évidente dans le secteur Sud, où plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur potentielle feraient défaut. La surface de discontinuité est soulignée par des galeries de *Thalassinoides* mis en évidence dans certaines coupes (§ 1.2.6). La raison de cette lacune pourrait être le manque d'approvisionnement sédimentaire dans le domaine bassin du fait d'une rétention des matériaux dans les régions sources, en contexte de stabilisation du niveau marin relatif (?). Mais il pourrait également s'agir d'une réactivation des courants dont le balayage aurait empêché la sédimentation en certaines zones. La reprise de la sédimentation correspond à des marnes (ou plutôt des argilites) très homogènes (mais bioturbées), sans horizons laminés sur une épaisseur généralement décimétrique.

L'absence de sédiment sur la plate-forme⁶⁶ pendant cet épisode de dépôt implique un potentiel d'espace disponible nul, dicté par une subsidence très faible, voire une légère surélévation. La quasi-totalité du matériel détritique terrigène, de nature argileuse, a été exportée vers le bassin où elle s'est calmement décantée. D'autre part, l'absence presque totale de sédiments gravitaires reflète le relatif calme tectonique, ainsi que l'adoucissement des pentes. Toutefois, dans le secteur de Sisteron des slumps sont enregistrés, de même que des turbidites. Le niveau Paquier est lui-même lardé de ces turbidites à l'Adrech de Sisteron (fig. 96) ; les marnes admettent une proportion variable de silt. Ces

⁶³ Selon l'interprétation de RUBINO (1990, fig. 70), il s'agirait d'un "slope fan". La réalité de tels appareils est mise en doute par WALKER (1992).

⁶⁴ RUBINO (1990, p. 32, fig. 24, 70) considère le niveau Paquier comme l'expression du maximum d'inondation de sa séquence ; mais, le niveau Léonhardt et le niveau albien moyen en constituent également (même s'ils sont moins caractéristiques).

⁶⁵ dont on connaît l'extension à l'échelle de la mer alpine (BREHERET, 1985, 1994).

⁶⁶ L'Albien inférieur-moyen constitue un bon exemple de partition sédimentaire entre plate-forme et bassin.



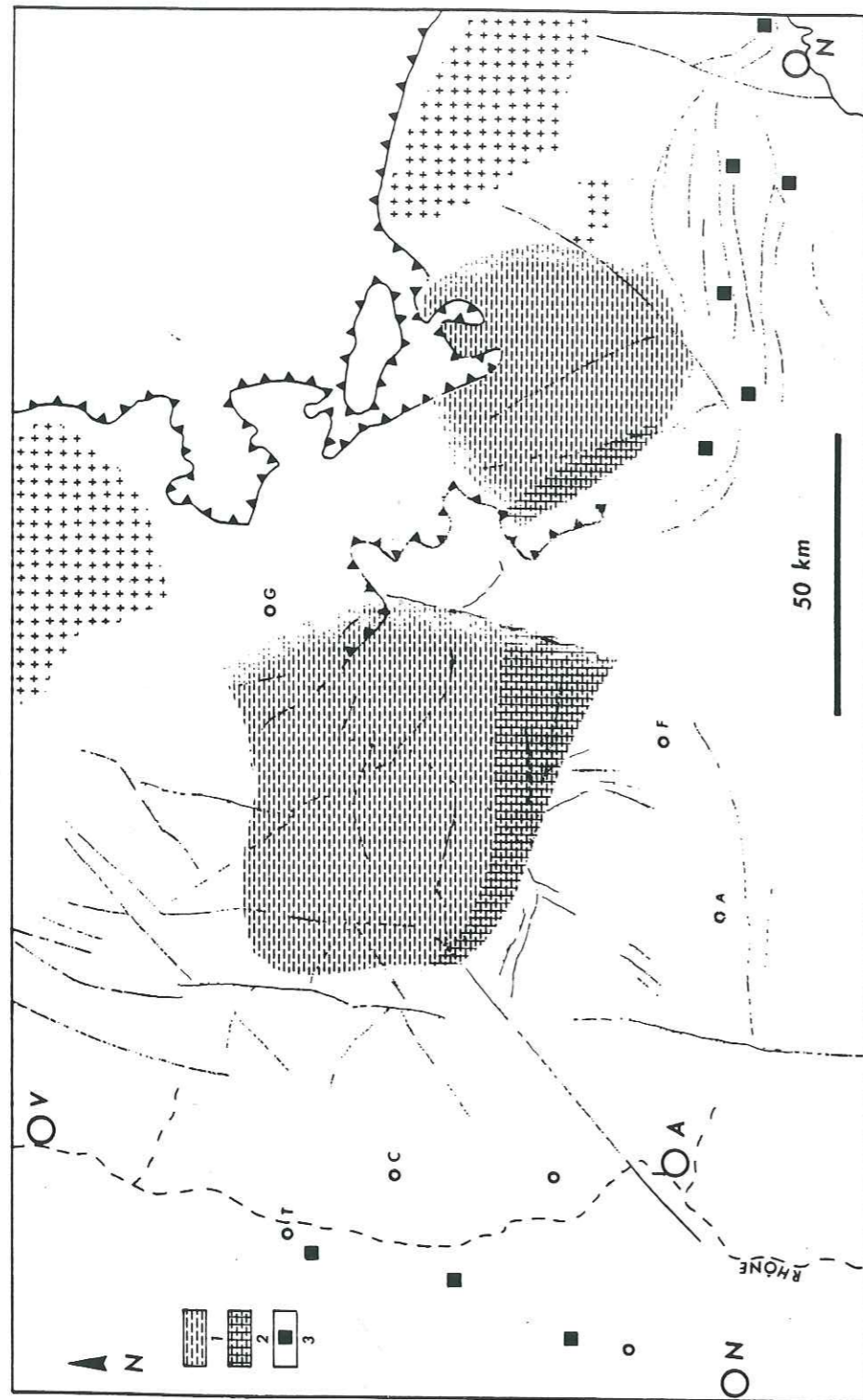


Fig. 127. Distribution sédimentaire dans le bassin vocontien à l'Albien inférieur (épisode de dépôt 6) ; événement Paquier. 1. présence du niveau Paquier, faciès de marne sombre, laminée, riche en matière organique ; 2. présence du niveau Paquier riche en glauconie ; 3. lacune du niveau Paquier et des marnes encaissantes, le carré noir indique la présence de reliques de l'horizon condensé (moules phosphatés d'ammonites remaniés dans des formations plus récentes).

indices pourraient être l'expression du début de la structuration du bombement durancien (MASSE et PHILIP, 1976). FRIES (1986, p. 167) signale également une structuration dans le Nord-Est du bassin. Les très rares turbidites présentes dans le niveau Paquier (Palluel, Bruis) correspondraient à des érosions de transgression (cf. BRUNN, 1962).

Dans l'unité 10 des *black shales*, les horizons noirs, en doublets et triplets, sont répartis selon des rythmes qui se raccourcissent vers le haut (ex. fig. 37). Cette disposition stratodécroissante suggère une relative condensation, émaillée de petits arrêts de sédimentation, qui seraient également exprimés par l'abondance des nodules phosphatés et barytiques. La condensation résulterait d'un haut niveau marin relatif, comme évoqué plus haut. Le système de dépôt de *black shales* à phosphates est largement enregistré sur les bordures où il repose souvent en transgression sur l'Aptien ; il s'étend très loin sur les marges, puisque les reliques phosphatées de ces niveaux se retrouvent à l'Ouest du Rhône (Salazac), au Sud de l'arc de Castellane (Brovès, Escragnolles, Saint-Laurent-l'Escaillère). Mais les couches argileuses encaissantes ont été décapées subséquemment (vannage). Paradoxalement (du moins en apparence), les marnes s'enrichissent notablement en bivalves (ostracées et inocérames), ce qui laisse supposer une certaine réduction bathymétrique.

Le régime sédimentaire prend fin avec la discontinuité $\Delta 8$.

Episode de dépôt 7.

Cet épisode de dépôt est compris entre les discontinuités $\Delta 8$ (Albien moyen) et $\Delta 10$ (partie inférieure de l'Albien supérieur).

La $\Delta 8$ correspond à la mise en place d'une turbidite sableuse, épaisse (G 6), au sommet des *black shales* de l'unité 10, au col de Palluel. Isolée et étroitement chenalisée, elle proviendrait de la région de la Lance. Elle dénote l'accumulation préalable de quelques dunes subaquatiques sur la plate-forme par suite d'une augmentation de l'espace disponible, ou bien l'effondrement de sables plus anciens (déposés à l'Aptien supérieur). Un changement intervient dans le faciès des sédiments bassiniaux. Ils deviennent plus clairs, plus largement bioturbés et plus carbonatés ; corrélativement leur teneur en silt s'élève légèrement et les *black shales* se raréfient. Les bivalves, auccelines, puis inocérames, deviennent fréquents. Ces caractères paraissent montrer une circulation océanique activée et une profondeur plus faible. Mais le col de Palluel et le Rosannais constituent une exception car partout ailleurs dans le bassin, à l'exception de la vallée du Jabron, une lacune est matérialisée à ce niveau. La vigueur des courants sur une grande partie des fonds en est peut-être la cause.

Les dépôts qui font suite sont plus carbonatés et admettent vers la partie supérieure quelques horizons noirs particulièrement riches en inocérames (*B. concentrica*). Ces sédiments sont assez bien représentés dans le bassin, mais, hormis le Rosannais et le Sisteronnais, ils reposent sur les *black shales* (de l'unité lithologique 10) tronqués par la discontinuité $\Delta 8$ (ex. Bert, ou Ravin de Séresc). Dans tous ces sites, les calcaires délités (plus ou moins bien réglés, parfois noduleux dans le Rosannais) sont alors franchement noduleux et les nodules barytiques y sont généralement fréquents. La discontinuité $\Delta 9$ qui tronque ensuite cet ensemble est détectable seulement à Palluel, à Bévons et à Saint-Ferréol, là où la série est préservée. Son importance paraît mineure. Les sédiments situés au-dessus sont comparables à ceux sous-jacents à la $\Delta 9$ (marnes bioturbées, un peu silteuses à quelques calcaires délités et quelques horizons noirs riches en inocérames (*B. subsulcata*, puis *B. sulcata*) et en ammonites). A Bévons, les délités calcaires de l'intervalle à *B. subsulcata* sont micoïdes et admettent de nombreux nodules barytiques. Mais ces couches font défaut pratiquement partout, car tronquées par la discontinuité $\Delta 10$. Dans ce secteur Sud, l'ensemble de l'épisode de dépôt 8 est relativement dilaté et nourri par une phase silteuse abondante. Ceci refléterait l'influence de la structuration du bombement durancien.

Les marnes à miches, riches en *B. concentrica*, reposant sur la surface de discontinuité $\Delta 8$ faiblement érosive, constituent un intervalle relativement condensé. Leur dépôt a probablement été rendu possible par une diminution, au moins sporadique, de l'énergie des courants, et/ou une reprise dans l'alimentation en détritiques. Le même scénario peut être envisagé pour les marnes à *B. subsulcata*.

Les bordures ne présentent que peu de témoins de cet épisode de dépôt, plutôt répartis dans le secteur Sud-Est, encore sont-ils limités aux marnes à miches à *B. concentrica*, qui deviennent particulièrement rares sur la plate-forme (Sud-Est). Les marnes à *B. subsulcata* sont complètement absentes.

Dans l'ensemble, l'abondance des bivalves qui caractérise cet intervalle dans les dépôts-

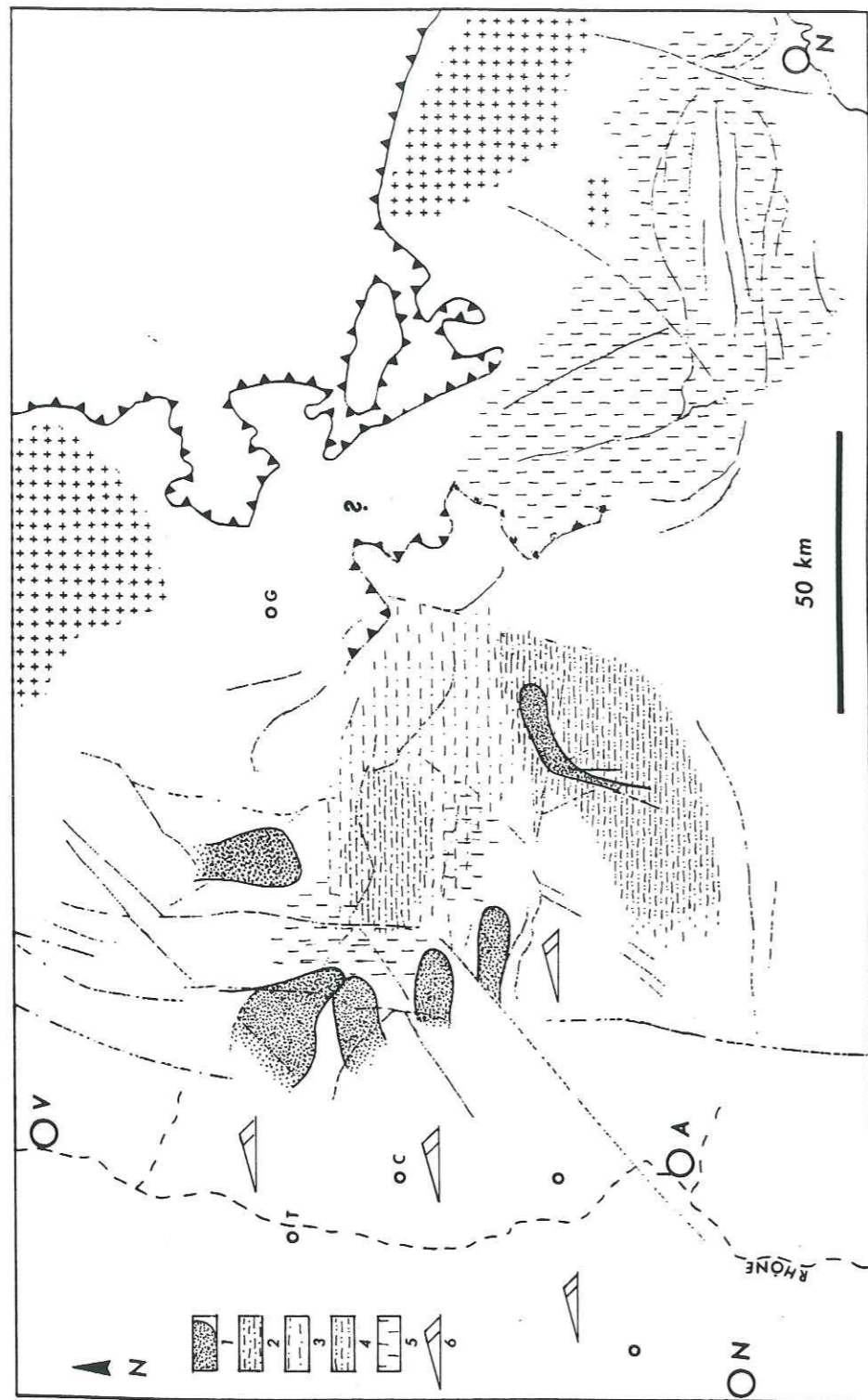


Fig. 128. Distribution sédimentaire dans le bassin vocontien à l'Albien supérieur ; épisodes de dépôt 8 et 9. Développement du prisme sédimentaire de la marge Sud, position des corps calcaréo-silteux du centre vocontien ("faisceau silteux"), position proximale des turbidites G 9, pénurie sédimentaire sur la bordure Nord-Ouest (transit) et dans tout le secteur Sud-Est (sous-alimentation). 1. turbidites G 9 (séquences de Bouma et coulées sableuses en masse "grain flows"); 2. corps marno-calcaires silteux du centre vocontien; 3. marnes silteuses lacunaires du bassin; 4. marnes silteuses du secteur méridional; 5. horizons condensés de marnes glauconieuses à nodules phosphatés; 6. bancs sableux (dunes et ridges) sur la plate-forme occidentale.

centres paraît dénoter une réduction de la bathymétrie. Cette baisse du niveau marin relatif pourrait avoir une cause eustatique, mais cette tendance pourrait également représenter la conséquence d'un affaiblissement de la subsidence, affaiblissement qui aurait induit, depuis la fin de l'épisode aptien, un comblement substantiel de la cuvette vocontienne (de quelques centaines de mètres compte tenu de la compaction).

Episode de dépôt 8 (fig. 128).

Il est compris entre les discontinuités $\Delta 10$ et $\Delta 12$, dans la partie moyenne de l'Albien supérieur. La discontinuité $\Delta 10$ présente une importance certaine, car elle tronque la série jusqu'au sommet de l'Albien moyen dans les sites distaux (à l'exception de Palluel) et est amalgamée avec la $\Delta 9$ (ex. Bert, la Folie). Dans le secteur Sud-Est, c'est probablement la surface de base sur laquelle les marnes glauconieuses condensées de la zone à *Inflatum* ont commencé à se déposer. Un nouvel abaissement du niveau marin relatif en serait à l'origine, avec, pour résultat, la formation des épaisses coulées sableuses G 8' dans le secteur Nord-Est (Roynac, Pays de Bourdeaux) consécutive à l'effondrement de bancs de sable. Ces corps très épais (des dizaines de mètres de turbidites amalgamées) se sont étalés sur une zone déprimée définie selon la géométrie des blocs basculés (esquissée par JOSEPH *et al.*, 1989). La granularité importante de certains corps (des grains de quartz sont plurimillimétriques) atteste la proximalité de leur dépôt avant resédimentation. Ces sables ne sont pas parvenus jusqu'aux dépôts-centres. La faiblesse des pentes résultant d'une absence de structuration active durant l'Albien inférieur - moyen - base Albien supérieur en serait la cause. Les quelques turbidites (contemporaines) de très faible épaisseur (millimétriques, parfois centimétriques) détectées à Palluel auraient une origine légèrement plus méridionale : région de la Lance, via Saint-Ferréol. Le faisceau de bancs calcaréo-silteux ("faisceau silteux" des dépôts-centres) correspondrait à un prisme sédimentaire de bas niveau, mis en place sous l'influence notable de courants comme le laissent supposer le caractère très lenticulaire des bancs et la présence de structures à lamines mécaniques. L'extension de ce prisme sédimentaire est étroitement limitée à la zone centrale du bassin.

Au-dessus de ces dépôts, on peut observer, particulièrement à Palluel (fig. 39), des marnes silteuses à bancs calcaires en miches et à nodules barytiques suivies de couches noires lumachelliques à *B. sulcata* et ammonites. Il s'agit d'un intervalle condensé qui correspond probablement au début d'une remontée du niveau marin relatif. Elle correspond à la surface transgressive (couche noire à *B. sulcata*) à Bert ainsi qu'à Saint-Ferréol. Cette faible remontée (intervalle transgressif) culminerait avec le dépôt du niveau "petite vérole", ensemble de surfaces d'arrêts de sédimentation observées à Palluel, notées $\Delta 11$, et couvertes par une couche noire, un peu glauconieuse à ammonites et grandes coquilles de *Pinna* (cf. II.3.3.6, p. 463). La présence de ces organismes, étant difficilement compatible avec une forte profondeur, nous indiquerait un milieu circalittoral, ne devant guère excéder 200 m de profondeur (cf. MACSOTAY, 1980). Cet indice d'une bien faible bathymétrie permet d'estimer que, pour un littoral situé au minimum à une trentaine de kilomètres, la pente moyenne était nettement inférieure à 1 % et devait s'établir aux alentours de 0,5 %. Cette estimation, bien que fruste, permet d'expliquer l'absence de slumps et la grande rareté des turbidites, par ailleurs d'une épaisseur particulièrement faible (en général quelques millimètres).

Au-dessus de la $\Delta 11$ ("petite vérole"), et dans le centre du bassin, des marnes grises à délits calcaires s'empilent sur une trentaine de mètres, leur teneur en silt se résorbe, et l'on y trouve des ammonites pyriteuses (celles-ci étaient particulièrement rares depuis l'Aptien). Sur les bordures, le Pays de Bourdeaux qui est soumis à une certaine subsidence, accueille également (à Vesc) ces marnes qui constituent l'expression d'une stabilisation du niveau marin relatif. Sur la plate-forme, le potentiel d'espace disponible était favorable à la formation de dunes subaquatiques dont certaines ont pu progresser jusqu'à la région de la Lance, Salazac, Clansayes, Bédoin. Au-dessus du "faciès bleu" qui serait le terme transgressif (au-dessus de $\Delta 10$), le faciès silto-sableux a envahi aussi la bordure Sud, dans les régions d'Apt et de Banon ("faciès Valsaintes", cf. fig. 88). Une évolution dans les faciès vers des termes moins profonds, à influences tidales (FRIES, 1986), indique la progradation. La surface basale de progradation est corrélée avec $\Delta 11$, le niveau condensé "petite vérole". Dans la région de Sisteron, en position plus distale, il s'agit de marnes sableuses bioturbées de grande épaisseur. Dans le secteur Sud-Est, les dépôts de cette époque composent la couche glauconieuse repère (fig. 102, 103) ou bien font complètement défaut.

Ainsi, à côté du secteur du Pays de Bourdeaux, une autre zone subsidente s'individualise donc au Sud du bassin. Les dépôts, très nettement détritiques, reflètent l'influence de la structuration

du bombement durancien. Cette structuration est attestée par les accidents synsédimentaires décrits par FRIES (1986) et JOSEPH *et al.* (1987).

L'épisode de dépôt 7 se termine par la discontinuité Δ 12. Il fournit un autre exemple de partition sédimentaire. A l'épais empilement de marnes silto-sableuses du secteur Sud, ayant probablement cheminé (pour la plus grande partie) depuis le secteur Ouest, ceci grâce aux courants de plate-forme et côtiers, correspond une famine complète sur le secteur Sud-Est.

Episode de dépôt 9 (fig. 128).

L'épisode de dépôt 9 débute avec la discontinuité Δ 12 et se termine avec la Δ 15. La discontinuité Δ 12, située vers le sommet de la zone à *Inflatum* (sous-zone à *Auritus*), est nettement érosive jusqu'en domaine bassin (fig. 125). Sur les bordures, cette surface d'érosion est scellée par la mise en place des turbidites G 9. En ces sites, l'importance de l'érosion est difficile à estimer du fait des condensations et érosions précédentes. Les turbidites reposent sur un substratum dont l'âge varie selon la position par rapport au bassin : base de l'Aptien moyen à Boulc, Aptien supérieur dans la Lance, Albien moyen à la Chaudière, à Châteauneuf-de-Bordette, à Eygaliers, Albien moyen possible (?) à la Bâtie-Crémezin, au Serre Chaitieu ; Albien supérieur à Bourdeaux, Saint-Ferréol, à Bévons.

En domaine bassin, le système de dépôt de bas niveau relatif est représenté par des marnes un peu silteuses à délits calcaires qui accueillent de rares turbidites d'épaisseur plurimillimétrique. Cette configuration résulte là encore de la douceur du relief sous-marin qui n'a pas facilité le transit gravitaire vers le centre. Le système de bas niveau fait place ensuite à des marnes un peu moins chargées en délits calcaires. Excepté Palluel, ces horizons sont noduleux. Les marnes présentent une certaine concentration en nodules barytiques et sont riches en aucellines. Cet ensemble représente un intervalle condensé et correspond à un système transgressif.

Une couche noire laminée, enrichie en matière organique et à nombreuses ammonites (*Mariella scheriana*, *M. gressleyi*), marquant la base du Vraconien, serait l'expression d'un maximum transgressif. Cet horizon correspondrait à la première faune rencontrée au-dessus des grès de la Lance (le Célas), et d'Eygaliers. Celui-ci est attesté sur la plate-forme par la présence d'éléments phosphatés remaniés d'un niveau condensé à Salazac, à Allan, Espeluche (dit "niveau principal de Salazac").

Cette pulsation transgressive a probablement été suivie d'un léger fléchissement consécutif à une stabilisation voire un abaissement modéré du niveau marin relatif. Ceci est matérialisé par la mise en place d'un faisceau de très minces turbidites à Palluel, une seule petite turbidite également à Bert (Δ 14). Les marnes et calcaires silteux, mal datés, situés au-dessus de la turbidite G 9 à Châteauneuf-de-Bordette pourraient correspondre à cet épisode (progradation d'un prisme détritique). Ce fléchissement du niveau marin relatif expliquerait la faiblesse de l'enregistrement stratigraphique au-dessus du niveau condensé du Célas (situé au toit de G 9).

Dans les dépôts-centres, à Palluel, l'intervalle de marnes à nombreux délits calcaires et quelques horizons laminés fait suite. Ce prisme sédimentaire, se pinçant progressivement vers les bordures, correspond au "faisceau michoïde" dont les bancs sont noduleux en conséquence de pulsations dans l'accumulation sédimentaire (cf. BREHERET, 1994). Sa disposition, en "onlap" sur les termes antérieurs, traduit son caractère transgressif. Le niveau Breistroffer (marne laminée riche en matière organique) qui le coiffe est bien représenté en domaine bassin ; il présente également une grande extension sur les bordures (Boulc, Pas de Lauzens, Bourdeaux, la Chaudière, la Lance) et constitue un maximum d'inondation. Sur la plate-forme, il est caractérisé grâce aux reliques remaniées d'un horizon condensé (ou de plusieurs) : dans le Vercors, à Clansayes, Allan, Salazac. La répartition de ce faciès à matière organique paraît dépasser le cadre du bassin vocontien. Il est corrélé notamment avec les riches couches de la Mouelha en Tunisie (TALBI, 1986 ; BREHERET, 1988, 1994).

Les marnes qui font suite, où les horizons laminés s'espacent progressivement, sont également assez bien représentées à l'échelle du bassin. Des faciès de sable argileux sont enregistrés sur la plate-forme externe (la Lance, Clansayes, Bédoin) ; ils dénotent un potentiel d'espace disponible favorable. Le Vraconien supérieur correspond à une certaine stabilisation du haut niveau marin relatif. Une nouvelle déstabilisation sédimentaire, consécutive à une probable chute du niveau marin relatif, intervient à la limite Vraconien-Cénomaniens donnant la discontinuité Δ 15.

Au Sud du bassin, dans la région de Banon (cf. FRIES, 1986, p. 172-183), au-dessus des coulées sableuses G 9, les sables marneux du faciès "Valsaintes" passent à des barres sableuses à

chenaux de marée (base du faciès "l'Abbadie"). L'approfondissement subséquent au niveau de Δ 13 est attesté par des sables à séquences de tempêtes ; ils matérialisent le système transgressif. Le Vraconien est représenté par des marnes sableuses et des grès bioturbés attestant un dépôt en milieu plus distal. Le maximum d'inondation (équivalent au niveau Breistroffer) correspond à une vire marneuse particulièrement bien exprimée. Le sommet du Vraconien correspond à des bancs gréseux massifs. Ces ensembles se prolongent dans la région de Sisteron. Là, dans les bancs très massifs du Vraconien terminal (formant le grès des Bruyères), FRIES (1986, p. 194-195) a observé des structures de rides de vagues. Cette progradation du système détritico-côtier montre la chute du niveau marin relatif.

Dans toute cette partie Sud du bassin, la formation d'un prisme détritico-côtier épais à l'Albien supérieur représente la conséquence de la structuration du bombement durancien. La sédimentation a été étroitement contrôlée par les structures dans tout ce secteur (FRIES, 1986 et travaux y référencés), d'âge fini-bédoulien pour certains accidents, et d'âge albien supérieur (milieu de la zone à *Inflatum*) pour d'autres (FRIES, p. 255). Le parcours des coulées sableuses (fluxoturbidites) emprunte nettement les creux topographiques délimités par les failles de direction Nord-Est, participant à la structuration du champ de Banon selon un système de Riedel (détaillé dans FRIES, 1986).

Dans le Sud-Est, alors qu'il est à peine remarquable dans le domaine bassin occidental, le sommet du système de bas niveau qui vient au-dessus de Δ 12 revêt une certaine importance. Il correspond, en effet, à la reprise de la sédimentation sur un substratum quelque peu déserté depuis la fin de l'Albien moyen, c'est-à-dire après le dépôt des marnes à miches à *B. concentrica*. Cette reprise se marque d'emblée par une sédimentation élevée dans le domaine distal comme à Hyèges (fig. 45) où les épaisses marnes silteuses à bancs calcaires délités contiennent des aucellines en quantité. L'intervalle condensé à nombreux nodules barytiques vient ensuite, précédant la première inondation maximale du Vraconien. Puis la série est identique à celle décrite à Palluel. Vers les bordures la série se réduit. A Blieux, le niveau Breistroffer repose sur la discontinuité Δ 14, le "faisceau michoïde" n'est pas représenté. L'extension de ce faisceau est discontinuée car on l'observe plus au sud au Bourguet, mais l'intervalle transgressif n'est pas observé au Sud du dôme de Barrot (ravin du Rivet). Sur l'arc de Castellane, le niveau condensé de la base du Vraconien est généralement glauconieux ; le maximum d'inondation du Vraconien supérieur est matérialisé par une glauconitite. Au Sud du Mercantour, le Vraconien glauconieux est transgressif sur les marnes aptiennes.

On notera que la reprise de la sédimentation active, au-dessus de la discontinuité Δ 12, se manifeste en particulier par un certain degré d'ensablement des marnes, fait remarqué par COTILLON (1971). Cet ensablement est limité à la partie occidentale et nord de l'arc de Castellane. Les apports proviennent de l'Ouest, comme le soulignait COTILLON, et leur origine est probablement la plate-forme du Sud de Lure. Dans la partie orientale de l'arc de Castellane, HIBSCH *et al.* (1990) montrent que la sédimentation a été contrôlée, dans l'épaisseur et dans le faciès, par le jeu de compartiments hachés par des failles. Des accidents coulissants senestres de direction NE-SW à E-W traduisent une tectonique compressive de décrochement.

Pour cet épisode de dépôt, une reprise de la subsidence se manifeste pour le domaine bassin ; elle est particulièrement sensible pour le secteur Sud-Est qui avait connu une longue période de rémission (la quasi-totalité de la zone à *Inflatum*). Toutefois, le taux d'accumulation assez élevé paraît avoir compensé l'enfoncement et cette phase ne se traduit pas *a priori* par un approfondissement substantiel. Même lors du dépôt du niveau Breistroffer, représentant le maximum d'inondation, les fonds sont largement peuplés de nombreux bivalves (aucellines) probablement du bathyal supérieur (?). Une meilleure préservation des dépôts sur les bordures est liée à un potentiel d'espace disponible légèrement plus favorable qu'antérieurement. Une composante eustatique n'y est probablement pas étrangère, cependant, la surélévation du bombement durancien, au Sud, est peut-être responsable d'un jeu très légèrement subsident vers le Nord, mais sans indices certains de tectonique synsédimentaire.

1.4. Un schéma d'organisation des dépôts

Le dépôt des Marnes bleues est organisé en trois grands cycles de remplissage. Les

fluctuations dans l'enregistrement sont bien montrées par les diagrammes chronostratigraphiques (fig. 121-122) et par les profils transversaux (fig. 129-131). On peut qualifier ces cycles de transgressifs - régressifs. Toutefois le caractère transgressif de cet ensemble est dominant, les systèmes progradants sont moins développés et plus limités dans le temps. Le premier cycle est aptien, de la discontinuité $\Delta 1$ à la $\Delta 6$. Le deuxième cycle est Albien inférieur à Albien supérieur, de la $\Delta 6$ à la $\Delta 12$. Le troisième cycle est Albien supérieur (Vraconien), de la $\Delta 12$ à la $\Delta 15$. Il est particulièrement délicat de comparer ces données avec la charte publiée par HAQ *et al.* (1987) pour la raison évidente que les corrélations stratigraphiques entre les différentes zonations utilisées par les auteurs, pour l'intervalle stratigraphique étudié, ne sont pas adéquates⁶⁷. Toutefois, les écarts de corrélations étant appréciés, on ne peut éviter de constater le parallèle de nos trois grands cycles avec ceux, notés LZB-4, UZA-1 et UZA-2 (*pars*), de HAQ *et al.*⁶⁸. A cette échelle (de l'ordre de 5 à 10 millions d'années), les modalités de remplissage du bassin vocontien semblent bien refléter des fluctuations d'ordre géodynamique d'une certaine ampleur, et dont le cadre dépasse largement le domaine du Sud-Est de la France (avec de probables conséquences eustatiques). Les cycles plus courts (type séquences de troisième ordre), à l'échelle de nos épisodes de dépôt, ne peuvent plus faire l'objet de telles corrélations avec le document de HAQ *et al.*, étant donné le degré de précision biostratigraphique nécessaire. Par ailleurs, de grandes disparités dans l'enregistrement sédimentaire apparaissent entre les marges du bassin. Ces différences sont tout d'abord imputables aux apports sédimentaires dont les sources principales se situent à l'Ouest et l'Ouest-Nord-Ouest du bassin, et également au Sud, à partir de l'Albien moyen. Mais la quantité de ces apports et les modalités de leur distribution sont, à plusieurs reprises, clairement réglées par les déformations tectoniques. En outre, les effets de la structuration du bassin seraient amplifiés par une faible activité halocinétique en certains secteurs (PARIZE, 1988 ; JOSEPH *et al.*, 1989). La dynamique sédimentaire ne peut donc s'expliquer uniquement par de simples cycles de variation du niveau marin relatif.

Selon JOSEPH *et al.* (1989), le bassin vocontien représente au Crétacé un bassin losangique dont la forme est induite par l'intersection des accidents "cévenols" NE-SW, prédominants au Nord, et à des accidents "provençaux" E-W à NW-SE, surtout développés au Sud. La première famille constituerait l'héritage du "rifting" téthysien jurassique (LEMOINE, 1985) ; la deuxième, liée à l'activité de décrochement senestre (transtension) d'une zone transformante E-W (Sud-provençale), représenterait la conséquence de la dérive (en rotation anti-horaire) de l'Ibérie par rapport à l'Europe, lors de l'ouverture du Golfe de Gascogne (DE GRACIANSKY *et al.*, 1987).

Le premier épisode tectonique attesté au Crétacé moyen correspond à une phase de décrochement ayant induit la formation de secteurs en distension (JOSEPH *et al.*, 1987), avec notamment jeu de blocs basculés sur la bordure Sud. Ces accidents auraient joué à l'Albien supérieur. L'épisode de structuration de l'Aptien moyen - Aptien supérieur qui touche le Nord-Ouest du bassin est matérialisé par des phénomènes gravitaires de grande ampleur, mais les relations avec le cadre structural demeurent encore mal connues.

Après la période Barrémien-Aptien inférieur basal, caractérisée par le développement des plates-formes carbonatées et notamment la progradation considérable de l'Urgonien du Vercors, le Crétacé moyen apto-albien correspond schématiquement au simple remplissage de la cuvette vocontienne par les détritiques terrigènes très fins, essentiellement des argiles (la coupe NNW-SSE esquissée par ARNAUD et LEMOINE, 1993, fig. 17 en fournit une illustration très évocatrice). Sur les plates-formes adjacentes, l'accumulation sédimentaire est généralement très faible. En particulier, le stock argileux a été exporté dans une proportion écrasante vers le bassin. A part quelques "poches" marseuses, seules demeurent quelques témoins de dunes subaquatiques. Cette répartition s'oppose à celle du Néocomien (et particulièrement du Barrémien-Aptien sous-jacent) : 1) Elle s'explique par la fin d'une bioproduction carbonatée benthique : très peu de matière est engendrée *in situ* sur la plate-forme. 2) Le volume d'argiles, important par rapport aux sables, est plus à même d'être transporté en suspension par les courants vers le bassin. Le rapport élevé des argiles suppose une certaine maturité des reliefs continentaux (à l'emplacement du Massif Central) et un climat plutôt chaud et humide. Les

⁶⁷ Ce qui est un euphémisme car le décalage entre certaines limites atteint 9 millions d'années référence faite aux âges numériques indiqués par les auteurs (ceci concerne surtout les nannofossiles calcaires).

⁶⁸ C'est ce que HAQ *et al.*, suivant les travaux antérieurs, appellent séquences de type 1, et qu'ils nomment d'après SLOSS (1963) : Lower et Upper Zuni.

courants de plate-forme ont édifié à plusieurs reprises des bancs (dont les ridins et les dunes présentent parfois une taille plurimétrique) qui ont parfois progressé jusqu'en plate-forme distale et ont alimenté des coulées sableuses. Le tri effectué par les courants (attesté aussi par la granularité très homogène des sables selon RUBINO *et al.*, 1995) explique bien la partition des matériaux entre la plate-forme et le bassin. 3) Cette faible quantité de sédiment accumulé - et préservé - sur la plate-forme dénote un potentiel d'espace disponible faible à nul selon les périodes. 4) L'épaisseur très faible de sédiment sur la plate-forme ne semble guère pouvoir être mise sur le compte d'une morphologie de rampe comme le propose RUBINO *et al.* (1995) et pour laquelle ils supposent un basculement continu durant cette période. Une telle morphologie est difficilement applicable à un bassin losangique découpé en blocs basculés (JOSEPH *et al.*, 1989). D'autre part, elle aurait permis la disposition de systèmes progradants alimentant de substantiels sédiments gravitaires. Or une telle situation n'a joué probablement qu'à la fin de l'Aptien moyen et au début de l'Aptien supérieur pour le secteur Nord-Ouest, et à l'Albien supérieur pour le secteur Sud. Par ailleurs, elle n'explique pas, hormis l'épisode Aptien moyen-supérieur, la quasi-absence de résédiments dans le bassin à l'Albien malgré l'importance que leur accordent RUBINO *et al.* (1995).

Un autre aspect se dégage de l'analyse effectuée dans la section précédente : la grande irrégularité dans le temps et dans l'espace du remplissage sédimentaire et du bassin et de ses bordures. A cet égard, un effet indubitable de partition sédimentaire entre plate-forme, déversoir gravitaire, bassin distal et bordures se manifeste à plusieurs reprises et permet également d'expliquer certaines anomalies diagénétiques associées aux intervalles condensés, intervalles dont la signification apparaît, de fait, plus complexe que ne le laisse prévoir le modèle de LOUTIT *et al.* (1988). Cet effet représente, certes, une conséquence directe de l'origine, de la quantité et de la nature des apports, mais aussi du potentiel d'espace disponible sur la plate-forme. Il résulte également de la physiographie de l'ensemble du bassin, en grande partie sous le contrôle de la tectonique. Enfin le rôle des courants est déterminant dans la distribution sédimentaire (cf. BREHERET, 1989), en assurant le transport sur le fond ou en suspension. Selon le contexte, il en résulte soit un piégeage en certaines zones de la plate-forme et le confinement des sédiments gravitaires qui en émanent (ex. Aptien moyen-supérieur), soit la dispersion des fines à l'échelle du bassin (ex. Albien inférieur-base de l'Albien moyen).

L'évolution de la sédimentation selon les trois grands cycles peut être résumée de la manière suivante.

1.4.1. Cycle aptien.

Il débute avec la transgression de l'Aptien inférieur élevé (Bédoulien) sur les faciès carbonatés de l'Aptien inférieur basal (alternances marno-calcaires à *Nannoconus* bassinales et plate-forme à Rudistes). La fin de la plate-forme carbonatée est probablement liée à un changement d'ordre climatique (plus humide). Le milieu bassinal est propice au dépôt de couches noires laminées riches en matière organique, le niveau Goguel. Celui-ci représente un témoin local d'un événement qui semble à l'échelle globale. Il est absent ou représenté par une couche glauconieuse sur les bordures. Sur les plates-formes, seules de bien rares ammonites phosphatées (remaniées) en témoignent dans la région niçoise.

Un épisode climatique plus sec expliquerait ensuite le développement des marno-calcaires du faisceau du Niveau blanc, qui sont dus à une reprise de la production des *Nannoconus*. Leur vaste répartition à l'échelle du bassin résulterait d'une stabilisation du niveau marin à un relatif haut niveau. Cette production s'estompe rapidement, pour de probables raisons climatiques et océanographiques (la série demeurera assez argileuse jusqu'à l'Aptien supérieur élevé), mais les fonds du bassin sont propices à une assez riche malacofaune (aucellines).

Un léger fléchissement du niveau marin et / ou bien un à-coup dans la structuration du bassin seraient à l'origine de résédiments (slumps et turbidites) et de lacunes, constatés à l'échelle du bassin, à la base des marnes de l'Aptien moyen ($\Delta 2$). Mais ensuite, la sédimentation des marnes fines du niveau Fallot, avec ses quelques laminites enrichies en matière organique, s'instaure dans l'ensemble du bassin et ses bordures ; elle est relativement peu troublée par des sédiments gravitaires. La macrofaune benthique est rare dans cet intervalle. Sur la plate-forme, seules en témoignent quelques ammonites phosphatées (remaniées). Le niveau Fallot représenterait un épisode d'élévation maximum du niveau marin relatif au sein de ce grand cycle aptien. Aucun équivalent de ce niveau n'a été mis en

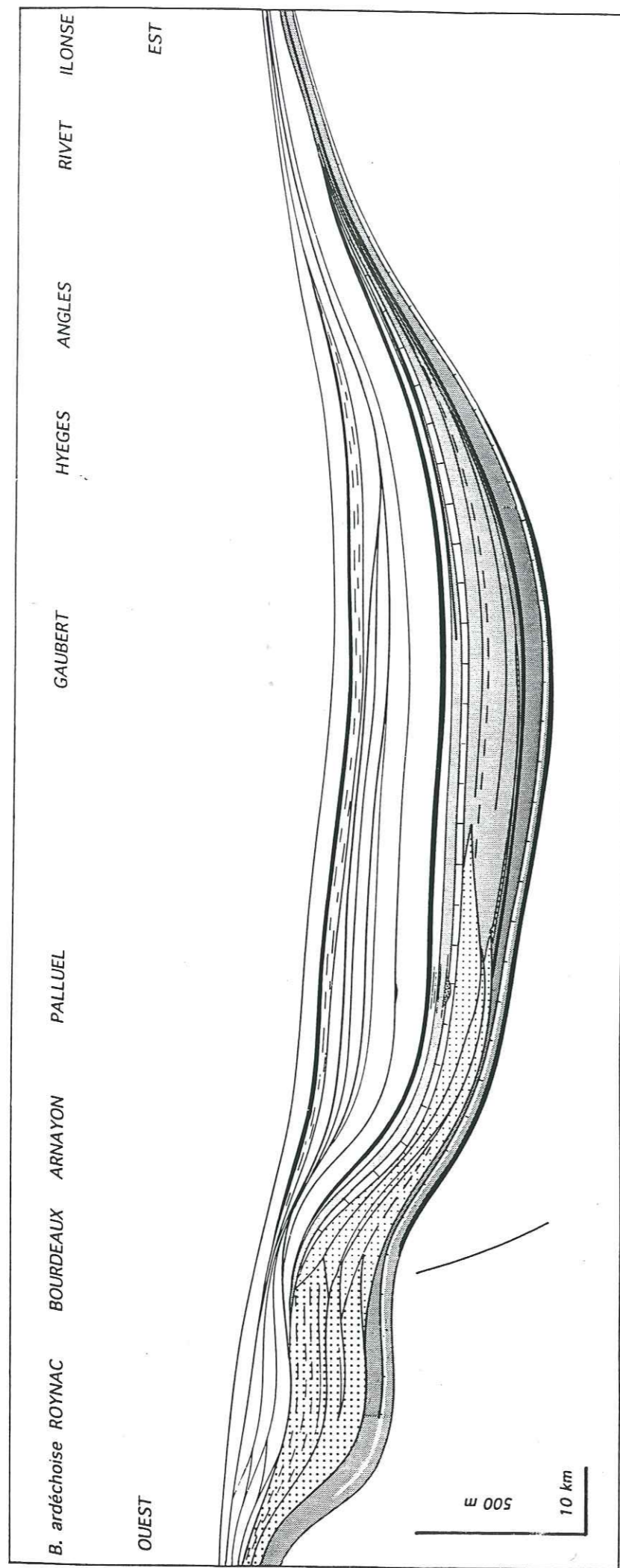


Fig. 129. Cycle Aptien (transgressif-régressif). Trajet Ouest-Est, de la bordure ardéchoise au Sud du dôme de Barrot. Sombre : partie globalement transgressive ; clair : partie globalement régressive ; gros pointillés : faciès de plate-forme (marnes silto-sableuses, puis marno-calcaires silto-sableux) ; pointillés fins : faciès de plate-forme resédimentés (slumps et turbidites de "l'éventail de Cézière"), les resédiments de l'Aptien inférieur n'ont pas été figurés.

évidence à présent dans d'autres bassins.

A l'issue de cet épisode de sédimentation assez calme, débute une phase de notable instabilité qui prévaudra jusqu'à la fin de l'Aptien. En opposition avec l'étape précédente, elle est marquée par un fort contraste dans l'enregistrement sédimentaire à l'échelle du bassin. Sa structuration induit la différenciation d'une zone nettement subsidente à l'Ouest. Elle permet l'accumulation d'un épais prisme sédimentaire en domaine de plate-forme externe, caractérisé essentiellement par des marnes silto-sableuses. Une partie de ces dépôts s'effondre sous forme de slumps dans une morphologie sculptée (dans les marnes aptiennes) selon l'axe arnayonnais, et qui est guidée par les accidents structuraux (cf. FRIES, 1986). Dans le bassin, hormis cet axe de resédimentation, seule la zone centrale accueille une épaisseur substantielle de marnes, comme on peut le voir notamment à Gaubert. Les bordures, subissant la pénurie, sont sporadiquement nappées de couches où de fréquents produits diagénétiques (boulets calcaires, nodules barytiques) attestent le faible taux de dépôt et les fréquents arrêts de sédimentation.

Une probable baisse générale du niveau marin a peut-être joué un rôle dans cette répartition (ce que tendrait à montrer une colonisation progressive des fonds par les bivalves, aucellines et inocérames) ; toutefois, le contrôle fondamental paraît avoir été de nature tectonique. La zone nettement subsidente située au Nord-Ouest a joué un rôle de piège sédimentaire pour les particules amenées par le/ou les fleuves centraliens. La déstabilisation de ces dépôts, en zone de bordure, a permis leur glissement à de multiples reprises et l'alimentation du bassin en couches gravitaires. Enfin, guidés par la physiographie, des courants de fond, dilués, formant une néphéloïde, ont transporté en suspension les particules argileuses dans les zones profondes et y ont abandonné leur charge. Les événements gravitaires ont certainement produit des bouchons vaseux qui ont contribué à cette sédimentation par décantation. Mais leur identification est conjecturale ; les lits d'argile noire observés au Serre Chaitieu, ainsi qu'à Gaubert (unifites) en constituent peut-être le résultat.

La base de l'Aptien supérieur paraît marquée, à l'échelle du bassin, par le dépôt d'une couche condensée, le niveau Flandrin. Ce niveau correspondrait à une inondation des plaines littorales périphériques comme en atteste sa richesse en débris de chéirolépidiacées. Elle s'expliquerait par l'érosion de dépôts paraliques développés sur la marge Ouest, mais aussi sur la marge Sud-Est.

Sur la bordure Nord-Ouest, le prisme sédimentaire prograde et la sédimentation devient plus carbonatée : dans les marnes silteuses s'intercalent de nombreux bancs calcaires silto-sableux. Leur déstabilisation provoque particulièrement la formation du Grand slump (dont FRIES évalue la superficie à environ 1200 km²) qui s'étale largement sur la partie occidentale du bassin, mais selon un axe légèrement plus au Sud que les slumps de l'Aptien moyen. La sédimentation par décantation est toujours restreinte au centre du bassin ; les sédiments font défaut sur les bordures, de même que sur les plates-formes environnantes, à l'exception du secteur Nord-Ouest et du Vercors ("Lumachelle").

L'horizon de Clansayes correspond à une inversion de tendance. Il marque la fin de l'active accumulation sédimentaire dans le secteur Nord-Ouest, avec l'arrêt de la progradation des faciès de plate-forme externe (région de Marsanne, de la Lance) et des sédiments gravitaires de l'éventail de Cézière qui en émanent. La sédimentation reprend calmement dans le bassin, et ceci également dans des secteurs largement sous-alimentés depuis le début du "Gargasien supérieur". Mais le faciès diffère des marnes sombres qui ont pu s'accumuler précédemment (lors des phases de sédimentation effective) puisqu'il s'agit d'une alternance marno-calcaire pélagique analogue à celle du Néocomien, le faisceau Fromaget. Les bancs calcaires sont en effet pétris de *Nannoconus* (BREHERET, 1994). Référence faite aux travaux déjà cités (BUSSON et NOEL, 1991 ; COCCIONI *et al.*, 1992), la prolifération de ces organismes économes suggère la faiblesse des apports terrigènes et/ou des éléments nutritifs. Toutefois, ces explications ne paraissent suffire puisque la sous-alimentation chronique qui a affecté une partie du bassin lors des épisodes de dépôt précédents n'a pas favorisé ces organismes outre mesure. La cause de leur développement pourrait bien être climatique, avec une phase plus sèche induisant des changements dans la physicochimie des eaux, et peut-être une circulation activée. Une rémission des apports continentaux pourrait également s'expliquer de la sorte. Sur les bordures, aux pentes appréciables, ce drapage carbonaté subit des glissements gravitaires, provoquant des dénudations et l'accumulation plus distale de slumps.

L'intervalle d'alternance marno-calcaire, de faible puissance, et au caractère transgressif, se termine avec le dépôt du niveau Jacob, laminé et riche en matière organique. Il est interprété comme l'expression distale d'un maximum d'inondation et présente des indices d'érosion de dépôts paraliques sur la marge Ouest (débris de chéirolépidiacées). L'effondrement d'une grande ride sableuse (barrière littorale ?) est responsable d'une mégaturbidite (G 5), piégée dans l'axe rosannais,

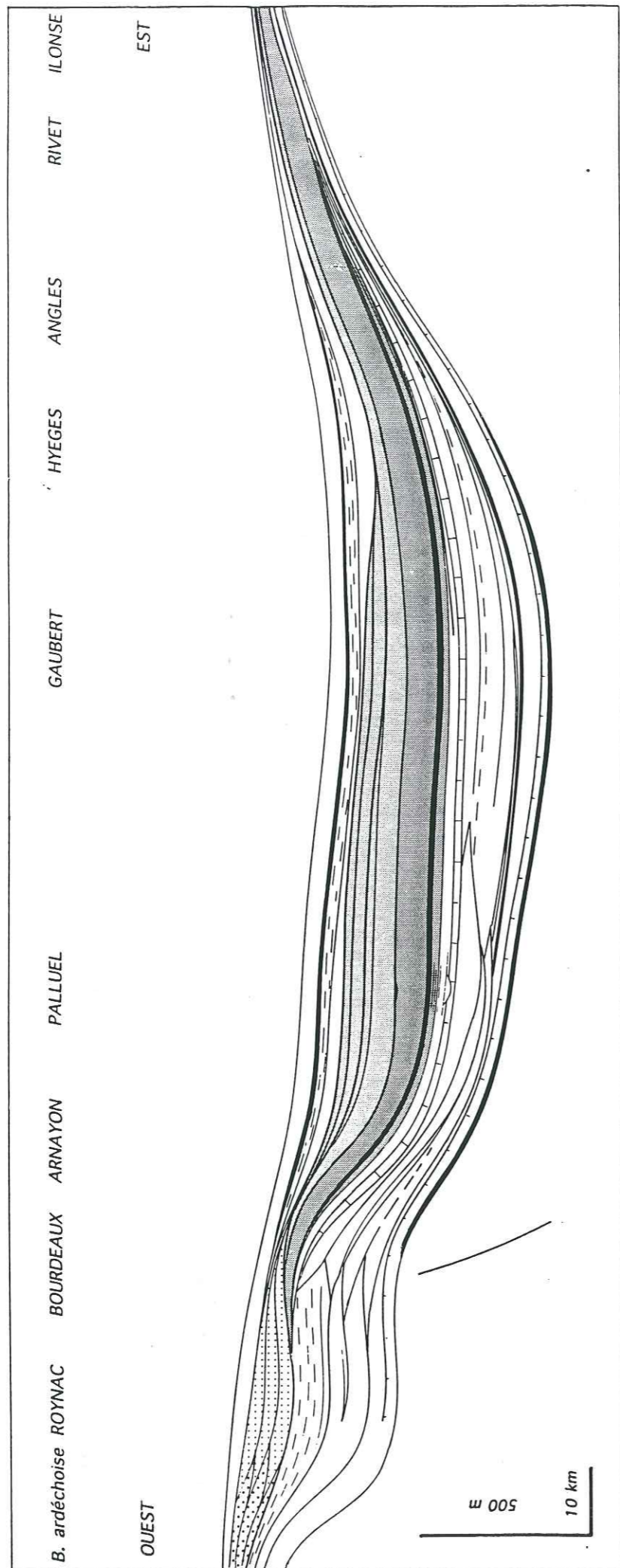


Fig. 130. Cycle Albien.

et qu'on trouve au sommet du Jacob.

L'évolution climatique vers un stade à nouveau plus humide (accompagnée d'une probable baisse du niveau marin relatif) entraîne un alluvionnement plus marqué qui entrave le développement des *Nannoconus*. Les bancs deviennent moins carbonatés et s'espacent. Le cycle aptien se termine par la discontinuité $\Delta 6$.

1.4.2. Cycle Albien

La base de ce cycle, qui se situe dans la partie supérieure de l'Aptien supérieur (Clansayésien élevé), correspond à une déstabilisation générale des bordures du bassin, matérialisée selon les secteurs par une érosion, ou un slump qui entame largement les marnes sous-jacentes jusqu'au niveau Jacob, voire élimine le faisceau Fromaget. Il peut y avoir télescopage de cette discontinuité $\Delta 6$ avec la $\Delta 5$, voire la $\Delta 4$ (comme sur la bordure Sud). Dans le centre du bassin, cet épisode est matérialisé par un intervalle un peu condensé à nombreux nodules barytiques, développés parfois dans le slump (après mise en place). Dans le centre Ouest, un petit faisceau de turbidites silicoclastiques fait suite, et dans tout le bassin, là où les sédiments sont préservés, les aucellines abondent au sein des marnes claires et bioturbées, et caractérisent une circulation active (pour un environnement mésobathyal au centre ?). Sur une grande partie des bordures, la condensation est de mise, et les nodules barytiques peuvent être très abondants sous la discontinuité $\Delta 6$ (Serre Chaitieu, Châteauneuf-de-Bordette, Le Puy). Sur la plate forme, l'absence de sédiment est totale, et c'est le début d'une très longue lacune.

Une nouvelle évolution survient avec le niveau Kilian qui matérialise un changement de tendance et coïncide avec le début d'un calme remplissage de la cuvette vocontienne, et d'une évolution transgressive à long terme (sur 6 à 8 millions d'années compte tenu des échelles numériques). Le nappage marneux, assez régulier, s'étendra peu à peu du centre aux bordures, à l'orée de l'Albien moyen. Excepté la bordure Sud, les resédiments particulièrement rares attestent le calme tectonique.

Dans le centre du bassin, les marnes claires et bioturbées font place à des marnes et argilites sombres striées d'horizons noirs, laminés et riches en matière organique. Ce changement résulte certainement de causes climatiques et océanographiques assez générales (ARTHUR *et al.*, 1990) ; il correspond notamment à une crise majeure du plancton (LECKIE, 1984 ; BRALOWER *et al.*, 1993). Sur les bordures, la base de cette épaisse série de *black shales* fait défaut. Jusqu'au niveau Paquier, les faunes sont très pauvres. Mais la présence de quelques ammonites au centre du bassin (en empreintes ou en moules phosphatés ou pyriteux) laisse supposer que la profondeur demeurerait en-deçà du millier de mètres.

Le niveau Paquier, riche en matière organique, et qui est un témoin local d'un événement à l'échelle de la mer alpine, représente l'expression d'une pulsation transgressive majeure, attestée par l'ouverture de communications entre le bassin du Hanovre, le bassin de Londres-Paris et le bassin vocontien. Sur la plate-forme, ses seuls témoins sont de rares ammonites phosphatées. Le blocage du détritisme terrigène durant cet épisode condensé permet un nouveau mais fugace développement des *Nannoconus*. Sur la bordure Sud, ce niveau est envahi de glauconie. Le rétablissement d'une circulation active (?) pourrait être à l'origine de la lacune constatée au-dessus du Paquier en certains sites.

Le remplissage de la cuvette vocontienne se poursuit jusqu'à la base de l'Albien moyen, émaillé de nombreux horizons noirs riches en matière organique qui peuvent être interprétés comme l'expression de pulsations transgressives de plus ou moins grande importance ; du reste, la partie supérieure de cette unité à *black shales* se trouve largement représentée sur les bordures et apparaît transgressive sur les dépôts aptiens. Cette configuration de la base de l'Albien moyen est interprétée comme l'enregistrement d'un haut niveau marin relatif se traduisant par une amélioration du potentiel d'espace disponible sur les bordures. Mais, *a contrario*, une réduction bathymétrique consécutive à la faiblesse, voire l'absence de subsidence depuis la fin de l'Aptien, caractérise la zone centrale, en partie comblée par les vases noires.

A l'Albien moyen, après le dépôt des *black shales*, la situation change et exprime, d'une part, le début d'une nouvelle instabilité correspondant à la structuration de la marge Sud du bassin, et d'autre part, un fléchissement probable du niveau marin relatif. Il en résulte une lacune assez générale de la partie moyenne de l'Albien moyen (excepté le Rosannais et le Sisteronnais). Mais cette lacune est suivie de dépôts à nouveau généralisés à l'ensemble du bassin et d'une bonne partie des bordures : les marnes à miches à *B. concentrica* qui représentent le sommet de l'Albien moyen. Mais cet épisode

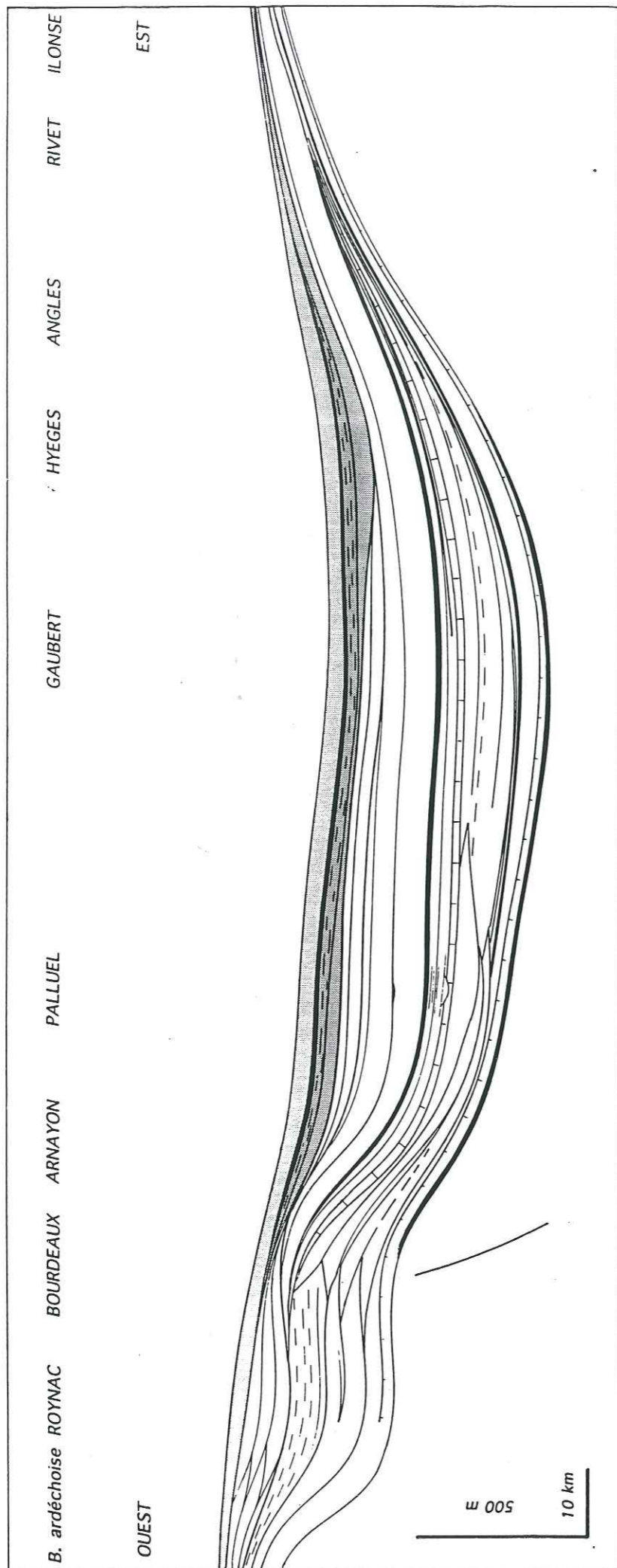


Fig. 131. Cycle vraconien.

est de courte durée, car, sauf pour les deux régions précitées, il est suivi d'une longue période sans dépôt et qui implique toute la base de l'Albien supérieur.

La structuration de la marge Sud, matérialisée par l'élévation du bombement durancien, serait à l'origine de la différenciation, dans le Sisteronnais, d'une zone subsidente favorable à l'accueil d'une série sédimentaire relativement épaisse. Cette accumulation est comparable à celle de la zone centrale (Rosannais). A la principale région source des matériaux située au Nord-Ouest, s'ajoute désormais une zone méridionale. Sur la bordure Ouest, les seuls dépôts substantiels sont alors des turbidites sableuses (G 8'). Fait notable, ces turbidites ne parviennent pas au centre du bassin, ce qui est imputable à la très faible déclivité des pentes. Exception faite de ces turbidites, toute la base de l'Albien supérieur est soit absente, soit condensée. Et c'est cette situation qui prévaut également dans la partie Sud-Est du bassin où se dépose une simple couche glauconieuse. Il semble que la géométrie du bassin se soit opposée au parcours de courants de fond chargés de matières en suspension. En particulier, le faisceau d'accidents de la Durance a probablement délimité une zone haute entravant l'alimentation de la partie Sud-Est du bassin. Cette zone (seuil durancien) aurait été différenciée au Crétacé inférieur, limitant à l'Est le Sillon du Büech de direction parallèle (BEAUDOIN, 1977 ; JOSEPH *et al.*, 1989).

Après le dépôt des turbidites G 8' sur la bordure Ouest et la sédimentation des corps calcaréo-silteux de bas niveau ("faisceau silteux") dans le centre, une timide reprise de la sédimentation par décantation se marque par une transgression observable sur les bordures Ouest et Sud, et la sédimentation effective sur la plate-forme externe méridionale ("faciès bleu"). Cet épisode se termine par un arrêt de dépôt marqué dans les dépôts-centres, le niveau "petite vérole" sur lequel se trouve le faciès à *Pinna* attestant la relative faible profondeur en plein coeur du bassin. Sur les bordures Ouest et Sud, une faible épaisseur de faciès progradants fait suite. Dans le centre ce sont des marnes à ammonites pyriteuses. Mais la condensation prévaut toujours dans le Sud-Est. Cet ensemble est ensuite tronqué par la discontinuité $\Delta 12$.

1.4.3. Cycle Vraconien

La discontinuité $\Delta 12$ de l'Albien supérieur, est matérialisée par la mise en place de turbidites épaisses (G 9) sur les bordures Nord, Ouest et Sud du bassin ; là encore, elles ne sont pas parvenues au centre du fait de la mollesse de la topographie. Cette discontinuité, qui paraît liée à une chute du niveau marin relatif, est également caractérisée par une érosion substantielle dans la série bassinale. Son effet n'est pas perceptible dans le Sud-Est, toujours sous-alimenté. Après une courte période de dépôt de marnes silteuses localisées au centre, la distribution sédimentaire se modifie alors à l'échelle du bassin. Alors que les bordures Nord-Ouest et Ouest sont sous-alimentées (subissant probablement le transit), le secteur Sud-Est accueille à nouveau des dépôts ; ce prisme transgressif est formé de marnes silteuses à aucellines. Vers le sommet de cet intervalle une relative condensation induit, sur l'ensemble des sites du domaine bassin, la formation de bancs calcaires noduleux et de nodules barytiques. Un maximum transgressif marque alors la base du Vraconien. Dans les zones pélagiques, c'est une couche noire laminée à ammonites et, en milieu de plate-forme, c'est un niveau à moules d'ammonites phosphatées, parfois préservées dans des marnes glauconieuses ("niveau de Salazac"), mais généralement remaniées. Ce maximum transgressif paraît la conséquence d'une élévation du niveau marin relatif à l'échelle de tout le bassin. La subsidence est active sur la marge Sud qui accueille désormais une abondante sédimentation dont la source est peut-être une partie du bombement durancien déjà émergée, mais aussi les apports centraliens depuis la région gardoise. La subsidence est notable également au centre du bassin.

Après un bref épisode de non dépôt ou de faible érosion observé en certains sites de bordures, la reprise de la sédimentation est générale pour l'ensemble du bassin : quelques dizaines de mètres de marnes à délit calcaires au centre, et ailleurs des marno-calcaires noduleux, le "faisceau michoïde", qui est clairement transgressif sur les bordures Nord et Ouest du bassin. Un maximum transgressif est atteint avec le dépôt des laminites du niveau Breistroffer. Ce niveau, quoique un peu moins riche en matière organique que le Goguel et le Paquier, représenterait également l'enregistrement local d'un événement dépassant probablement l'échelle du bassin vocontien, peut-être à l'échelle de la Téthys (cf. BREHERET, 1994). Sur les plates-formes il correspond à des marnes glauconieuses à moules d'ammonites phosphatées. Les dépôts marneux de relatif haut niveau qui font suite sont assez largement étalés sur les bordures. Ils sont tronqués par la discontinuité $\Delta 15$ qui correspond à la base du Cénomani.

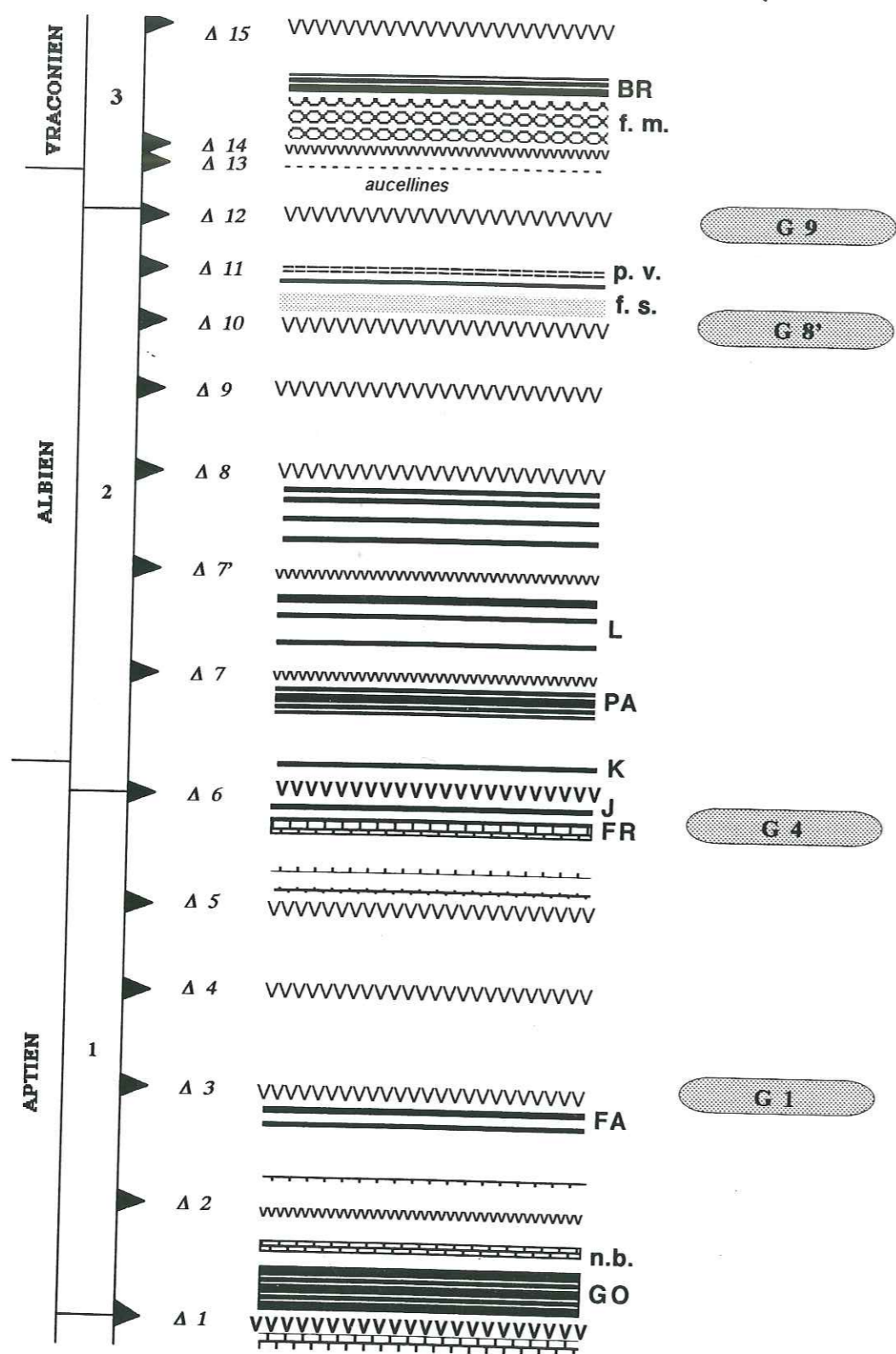


Fig. 132. Disposition des trois cycles transgressifs-régressifs et des principales discontinuités enregistrées dans les dépôts médio-crétacés vocontiens.

*Les couches noires
à matière organique et leur
encaissant pélagique :*

*le contenu minéral
et organique*

*2.1. Milieux à oxygénation déficiente
et sédiments riches en
matière organique*

LES COUCHES NOIRES A MATIERE ORGANIQUE ET LEUR ENCAISSANT PELAGIQUE : LE CONTENU MINERAL ET ORGANIQUE

2.1. MILIEUX A OXYGENATION DEFICIENTE ET SEDIMENTS RICHES EN MATIERE ORGANIQUE

Comme nous l'avons vu dans la première partie, les observations de terrain ont permis de mettre en évidence des couches noires laminées au sein des Marnes bleues. Le bassin vocontien s'est donc bien révélé le réceptacle de *black shales* d'une manière analogue à de nombreux autres bassins marins au cours du Crétacé moyen. Si, dans leur ensemble, les sédiments de la formation étudiée présentent un aspect sombre, les couches sombres ou "noires", effectivement laminées, sont toutefois apparues limitées en épaisseur à quelques décimètres, et distribuées selon des cycles. La plupart d'entre elles ont pu être suivies et corrélées à l'échelle du bassin. Mais la répartition de ces *black shales* n'est pas homogène du point de vue stratigraphique, et nous avons vu que les couches noires, du moins les mieux marquées, étaient en fait groupées en quelques intervalles : Aptien inférieur (niveau Goguel), Aptien moyen (niveau Fallot), rares couches dans l'Aptien supérieur, Albien inférieur à moyen (niveau Paquier), et Albien supérieur terminal (niveau Breistroffer). L'étude des bordures nous a appris que le dépôt des couches noires est essentiellement limité au domaine bassin. Des témoignages en existent bien sur les plates-formes, mais ils sont généralement indirects et il s'agit de nodules phosphatés, très souvent remaniés, isolés de leur gangue marneuse, qui représentent dans certains cas des moules internes d'ammonites. En bordure de bassin, les couches noires sont envahies de glauconie. Du point de vue de l'organisation des dépôts, ces faciès caractérisent des phases transgressives, les niveaux les mieux individualisés et formant des horizons repères sont interprétés comme les maximums transgressifs. Les recherches bibliographiques (ainsi que de terrain) ont montré que les intervalles à *black shales* distingués dans le bassin vocontien peuvent être corrélés avec des faciès comparables trouvés en d'autres bassins (BREHERET, 1985, 1986, 1988, 1994), comme l'illustre la fig. 133. A cet égard, précisons que la connaissance de l'extension géographique des couches noires à matière organique (MO) conditionne les interprétations possibles quant à leurs modalités de genèse, ce que souligne notamment FUNNELL (1987).

Comme SCHLANGER et JENKYNS (1976) et JENKYNS (1980) l'avaient suggéré, le dépôt de couches noires est singulièrement étendu dans nombre de bassins marins au Crétacé moyen, et notamment à l'Aptien - Albien (fig. 134) ; leur mise en évidence est à l'origine du concept d'événement anoxique océanique (ainsi que nous l'avons évoqué dans l'introduction). Il est admis maintenant (ARTHUR *et al.*, 1990 ; BRALOWER *et al.*, 1993 ; BREHERET, 1994) que "l'événement Aptien-Albien", noté OAE 1 ("*oceanic anoxic event 1*") est en réalité composé de plusieurs épisodes d'accumulation de couches riches en matière organique (CRMO), notés comme "sous-événements" par ARTHUR *et al.* (1990) : à savoir ces intervalles qui correspondent à la sédimentation des niveaux repères évoqués ci-dessus (fig. 134). BRALOWER *et al.* (1993, p. 32) pensent que "les enrichissements en carbone organique dans l'Aptien - Albien coïncideraient avec des phases transgressives du niveau marin ("*transgressive phases in sea level*") bien que l'enregistrement stratigraphique en soit un indice extrêmement indirect". Les observations consignées dans les sections précédentes montrent que, dans le bassin vocontien, la sédimentation des CRMO correspond effectivement à des poussées transgressives majeures, à l'échelle des cycles transgression-régression. Par ailleurs, j'ai suggéré antérieurement (BREHERET, 1994) que ces "sous-événements" ont, en fait, du point de vue stratigraphique, une position hiérarchique comparable à celle de l'événement de la limite Cénomanién-Turonien (ou CTBE c'est-à-dire *Cenomanian-Turonian Boundary Event*, ou OAE 2 de JENKYNS, 1980), quoiqu'ils diffèrent à certains points de vue, notamment pour leurs paramètres géochimiques.

Les sections qui suivent constitueront l'occasion de présenter les caractéristiques faciologiques des sédiments étudiés, et notamment du point de vue organique. Ces faciès nous

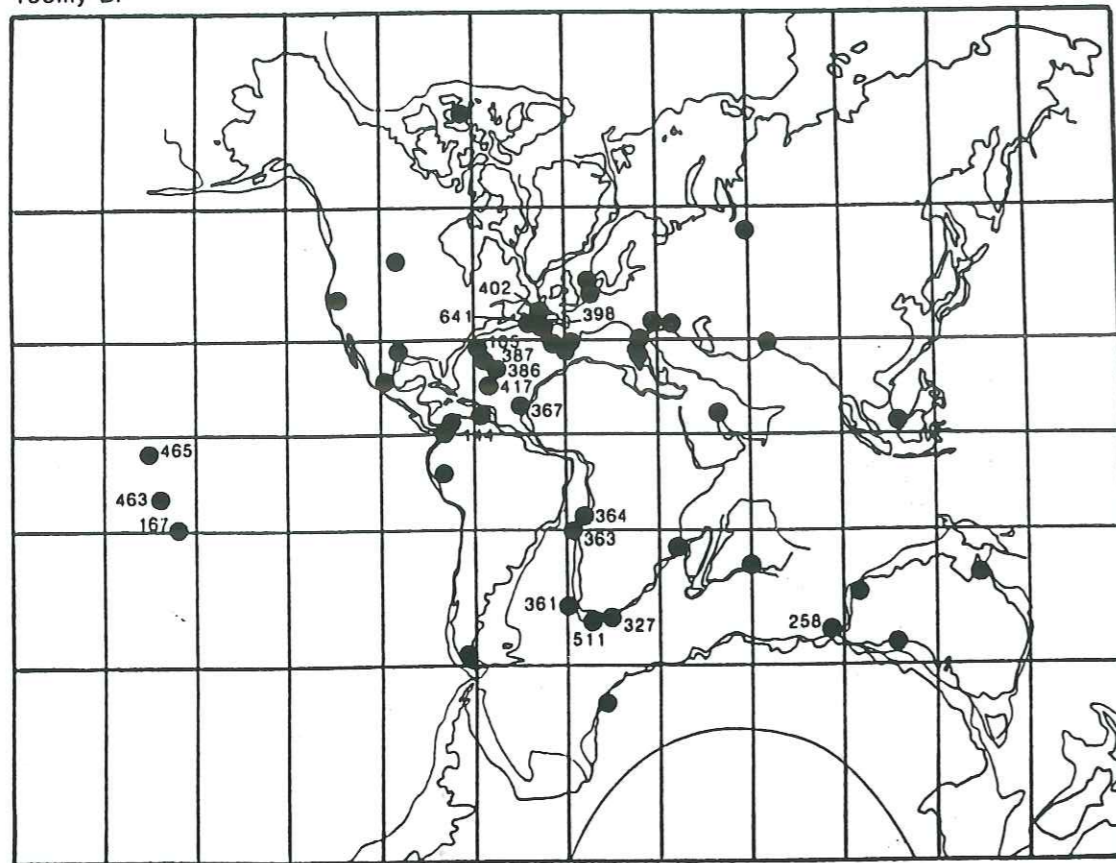


Fig. 133. Distribution géographique des black shales à l'Aptien-Albien (sur une reconstruction continentale de Smith), d'après ARTHUR et al. (1990, fig.5).

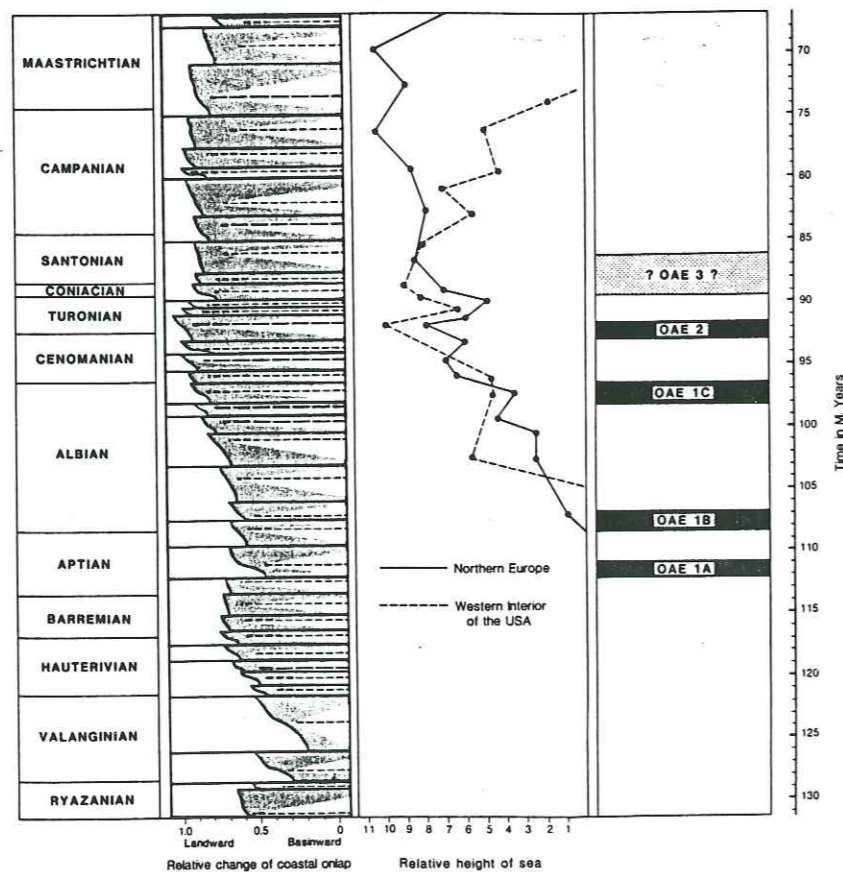


Fig. 134. Position stratigraphique des "sous-événements anoxiques océaniques" selon ARTHUR et al. (1990, fig. 1);

amèneront à envisager des interprétations concernant le milieu de sédimentation, et, par la suite, à présenter des modèles possibles pour le dépôt des CRMO décrites dans le Crétacé moyen vocontien. Auparavant, il peut être opportun de préciser brièvement quelques notions, plus amples détails figurant dans la littérature, notamment dans JENKYNS (1986), GALISSON (1987), TYSON & PEARSON (1991).

2.1.1. Note sur les caractéristiques du degré d'oxygénation des milieux subaquatiques (marins).

Un certain nombre de termes sont appliqués à la caractérisation des milieux subaquatiques, en ce qui concerne leur degré d'oxygénation. D'autres termes conviennent au régime d'oxygénation auquel sont adaptés les organismes vivants. Enfin, les faciès de sédiments ou roches sédimentaires sont désignés à partir de ces deux types de nomenclature. La terminologie de RHOADS et MORSE (1971), basée sur l'étude des relations entre les faunes de métazoaires benthiques et l'oxygénation des eaux (sur les fonds de la mer Noire, le Golfe de Californie et les bassins bordiers de Californie), est la plus largement connue et employée. Bien d'autres travaux publiés depuis lors ont permis de préciser ces relations et d'établir une terminologie plus affinée. Ces relations à l'oxygénation concernent particulièrement la diversité faunique, le degré de calcification des tests, la taille des organismes ; elles intègrent également la microfaune (foraminifères). La mise en évidence de vastes films microbiens benthiques dans les environnements appauvris en oxygène dissous (GALLARDO, 1977), la découverte de macrofaunes (aux tests largement calcifiés) spécialement adaptés à ces environnements (FEDBECK et al., 1981) ont modifié la vision un peu manichéenne de RHOADS et MORSE (1971). On trouvera une synthèse de cette terminologie et des concepts qui la sous-tendent dans l'article de TYSON et PEARSON (1991).

Le tableau suivant (d'après TYSON et PEARSON, 1991 ; modifié) indique les termes utilisés dans ce travail et leurs limites d'acceptation.

Teneurs en oxygène dissous (ml/l)	Milieu	Régime des organismes
8,0 - 2,0	oxique ; normalement oxygéné	aérobie
2,0 - 0,2	hypoxique ; dysoxique (modéré - sévère - extrême)	dysaérobie
0,2 - 0,0	suboxique	quasi-anaérobie
0,0 - présence de H ₂ S	anoxique (anoxique sulfuré = euxinique)	anaérobie

Tabl. 6. Termes relatifs au degré d'oxygénation du milieu et au régime des organismes.

Les termes qui qualifient le milieu, à partir de paramètres physico-chimiques mesurables, et ceux qui s'appliquent à l'adaptation physiologique des organismes, sont également employés, à des degrés divers, pour désigner les faciès sédimentaires. Il convient de remarquer que les caractères physico-chimiques s'appliquent au milieu subaquatique, que ce soient les "eaux libres", ou bien les eaux interstitielles dans la colonne sédimentaire. Le sédiment peut fort bien correspondre à un milieu anoxique, à très faible profondeur sous l'interface eau-sédiment, voire à l'interface, alors que les eaux sus-jacentes sont normalement oxygénées, ce qui est d'ailleurs assez général pour les sédiments à grain fin. Sans précision, c'est aux eaux libres que correspondent alors les

dénominations.

Appliqués aux sédiments, ou aux roches sédimentaires, ces termes se chargent d'une certaine ambiguïté dans la mesure (1) où l'évolution temporelle du milieu de sédimentation⁶⁹ à court terme, c'est-à-dire de la saison à 10.000 ans selon les cas, est généralement télescopée ou brouillée ; l'expression de conditions de milieu extrêmement différentes peut être condensée en une très faible épaisseur de sédiment et/ou complètement perturbée par les processus mécaniques ou biogéniques (bioturbation) ; (2) la roche sédimentaire reflète la somme des processus qui ont opéré dans le milieu de sédimentation et dans le sédiment déjà déposé, processus dont l'expression est modifiée à des degrés divers par les phénomènes tardifs (diagenèse d'enfouissement, altération superficielle...).

Ainsi, dire qu'un sédiment ou une roche sédimentaire présente un faciès anoxique, par exemple, constitue d'abord une appréciation généralement simplificatrice par rapport aux phénomènes effectivement enregistrés. Ensuite, c'est laisser entendre que le milieu de sédimentation lui-même présentait (de manière pérenne) un caractère anoxique.

Les faciès sédimentaires sont plutôt désignés selon la nomenclature relative au régime des organismes, car ce sont les marqueurs les plus évidents des conditions d'oxygénation (avec les mêmes contraintes concernant le télescopage des événements). Sont ainsi pris en compte les fossiles corporels (ou moulages) et également les traces fossiles. Pour ces derniers le degré d'oxygénation est apprécié selon la nature, l'intensité et la taille des bioturbations (cf. travaux de SAVRDA et BOTTJER, notamment : 1991 ; ainsi que II.3.1). L'absence totale de bioturbation qui permet la préservation de la lamination originelle se situe au moins dans le domaine quasi-anaérobie, sinon dans le domaine anaérobie, c'est-à-dire correspond à la disparition de l'oxygène dissous : le milieu étant alors qualifié de suboxique, ou bien d'anoxique (cf. tabl. 6). Le qualificatif de "quasi-anaérobie", dû à KOUTSOUKOS (1990), concerne les sédiments dépourvus de macrofaune, mais contenant une microfaune benthique (notamment foraminifères).

SAVRDA et BOTTJER (1987) ont introduit le terme de "exaérobie" pour désigner ces faciès qui se montrent laminés, mais qui, en même temps, sont caractérisés par des macroorganismes normalement pourvus de tests, impliquant une tolérance inhabituelle à de faibles teneurs en oxygène.

2.1.2. Les milieux marins à oxygénation déficitaire

Depuis des décennies, un lien est établi entre couches riches en matière organique (voire roches mères pétrolières) et pauvreté du milieu de sédimentation subaquatique en oxygène dissous. Cette relation vient primordialement des observations effectuées dans la nature actuelle. Bien que les dépôts de ce type soient plutôt sporadiques aujourd'hui dans les milieux naturels, comme le soulignaient NOEL et BUSSON en 1979, ils illustrent quelques cas de figure considérés comme des modèles. Leur application à l'interprétation des séries géologiques anciennes revêt toutefois un certain degré spéculatif du fait des profondes différences entre les caractéristiques des périodes passées et celles du monde actuel. La singularité du Crétacé moyen est effectivement soulignée par l'extension extrêmement vaste des couches noires, dont certaines présentent une grande richesse en matière organique.

Dans leur ensemble, les sites actuels où le degré d'oxygénation est substantiellement réduit, et ceci de manière pérenne, fonctionnent selon deux systèmes (cf. DEMAISON et MOORE, 1980) dont on reconnaît un certain nombre de variantes.

Le premier système est celui des bassins à seuils (fig. 135 A) dont le type est représenté par la mer Noire⁷⁰ (DEGENS et ROSS, 1973). Des eaux légères (provenant des fleuves) se répartissent en surface sur des eaux plus denses (d'origine méditerranéenne) piégées dans une morphologie, et induisent une stratification stable (ou à faible vitesse d'évolution). Il en résulte le confinement des eaux de fond (stagnation) dans lesquelles sombre la matière organique issue du plancton vivant en surface. La consommation bactérienne aérobie de cette matière organique épuise

⁶⁹ Le milieu de sédimentation est bien considéré comme le milieu dans lequel les particules subissent le processus de sédimentation (transport latéral et décantation), le milieu sédimentaire correspondant à ce qui est déjà sédimenté (on sous-entend ici qu'il est soumis à la diagenèse précoce et sous l'influence plus ou moins directe des eaux de fond).

⁷⁰ dont l'ancien nom Pont-Euxin a donné le terme "euxinique".

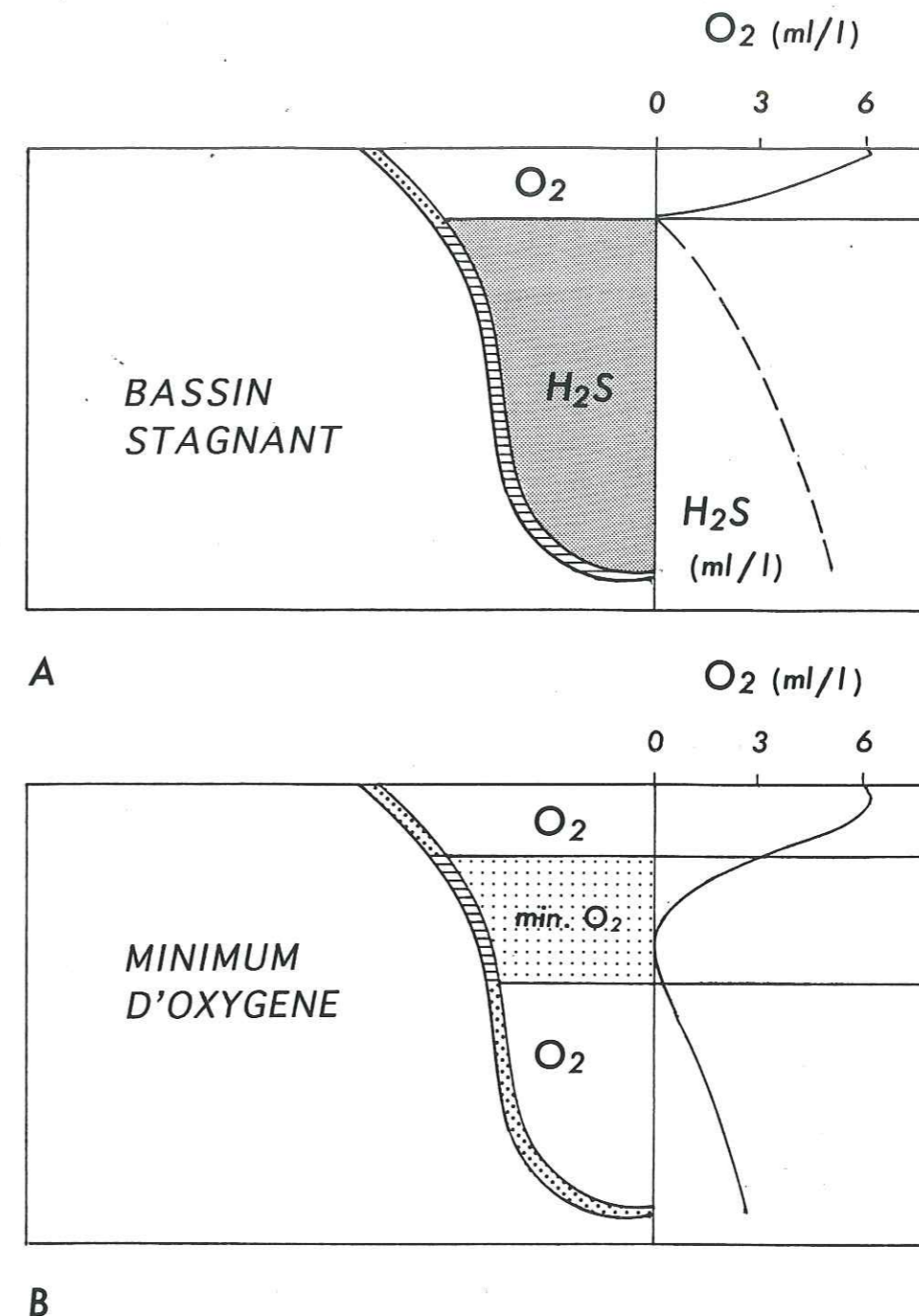


Fig. 135. Deux modèles de milieux à oxygénation déficitaire. A. Système de bassin à seuil (type Mer Noire), à stratification stable des eaux ; la stagnation des eaux de fond entraîne leur anoxie. B. Système d'upwelling, à zone de minimum d'oxygène dissous (type Golfe de Californie) (d'après BRUMSACK).

l'oxygène dissous des eaux dont le taux de renouvellement est insuffisant : les eaux de fond sont donc anoxiques et, dans le cas de la Mer Noire, chargées de sulfure d'hydrogène en conséquence de l'exploitation des sulfates pour l'énergie des bactéries sulfato-réductrices.

Les modalités d'existence et de fonctionnement des bassins à corps d'eaux stratifiées ne se limitent bien évidemment pas à celles évoquées pour la Mer Noire ; d'autres configurations sont observées notamment dans les bassins évaporitiques (cf. BUSSON, 1988). Précisons que la solubilité de l'oxygène est de l'ordre de 8 ml/l d'eau de mer à salinité normale vers 0 °C. Elle s'abaisse à environ 2 ml/l pour une saumure où précipite la halite à une température de 25 - 30 °C.

Le deuxième système (fig. 135 B) est celui qui s'opère au droit des zones de remontée des eaux profondes. Les "upwellings" de la marge du Pérou-Chili et de Californie en constituent des modèles (cf. par exemple EMEIS *et al.*, 1991). L'advection des eaux de semi-profondeur, à faible teneur en oxygène dissous (zone à minimum d'oxygène ZMO, ou OMZ : *oxygen minimum zone*), mais chargées d'éléments nutritifs (issus de la décomposition bactérienne des éléments planctoniques) en conséquence de la circulation atmosphérique et océanique, permet la prolifération du plancton dans la zone euphotique au large des côtes. La consommation bactérienne de cette matière organique engendre une ponction de l'oxygène dissous dont l'effet s'ajoute aux faibles teneurs des eaux plus profondes. Ceci entraîne la suboxie au niveau du fond pour les zones situées entre une centaine et le millier de mètres de profondeur. La grande quantité de matière organique planctonique qui échappe au recyclage se sédimente, et son accumulation donne des couches noires laminées riches en matière organique ; leur disposition coïncide avec la forte suboxie au niveau du fond (EMEIS *et al.*, *op. cit.*).

2.1.3. Rapports entre la richesse en matière organique des couches noires et le degré d'oxygénation des eaux de fond.

Alors que le second système met en jeu une production organique très importante, le premier correspond à une préservation privilégiée (pour une production qui peut être modérée). Ils illustrent deux manières d'appréhender la possibilité de formation des couches noires à matière organique. Pour certains auteurs, la richesse en matière organique de sédiments s'explique grâce à une préservation favorisée par la pauvreté en oxygène dissous des eaux de fond ou l'anoxie (cf. DEMAISON et MOORE, 1980). Pour d'autres auteurs, c'est simplement l'importance des apports organiques qui dicte la richesse des couches sédimentaires. Du reste, cette matière organique peut être "autochtone", c'est-à-dire produite dans le bassin de sédimentation lui-même, c'est la matière phytoplanctonique⁷¹ ; elle peut être allochtone et provenir des apports continentaux fluviaux, il s'agit des débris de végétaux supérieurs. Pour PEDERSEN et CALVERT (1990), par exemple, dont les publications ont donné lieu à une intéressante controverse sur ce problème, la suboxie ou l'anoxie, ne favorisent aucunement la préservation de la matière organique.

Ces auteurs s'appuient notamment sur les exemples de sédiments actuellement déposés dans des milieux à oxygénation déficiente (domaines d'upwellings et bassins à seuils), pour montrer que la richesse des sédiments en M.O. ne dépend pas des teneurs en oxygène dissous, mais représente la conséquence directe de la production primaire.

Dans l'exemple de la mer Noire (cf. MIDDLEBURG, CALVERT & KARLIN, 1991), le plus vaste bassin anoxique permanent dans la nature actuelle, la pycnocline est actuellement localisée entre 100 et 150 m de profondeur. Au fond du bassin, et sous le corps d'eau anoxique, se sédimente une marne laminée à coccolithes modérément riche en carbone organique (moy. 1,8 % COT = carbone organique total). Avant sa connexion avec la méditerranée, la mer Noire était un lac d'eau douce au fond duquel des sédiments pauvres en M.O. s'accumulaient. Le dépôt de sapropèles (moy. 6,3 % COT) séparant ces deux faciès s'est opéré voici environ 9.000 ans. Pour les auteurs, ces sédiments ont en fait enregistré une intensification de la production liée à l'advection des eaux profondes chargées de nutriments. Cette advection a constitué le résultat de l'invasion des eaux marines méditerranéennes lors de l'élévation du niveau marin.

Dans l'exemple du Golfe de Californie que rapportent CALVERT *et al.* (1992), les sédiments laminés se rencontrent typiquement au creux de la zone à minimum d'oxygène (ZMO). Toutefois, on remarque que les teneurs maximales en COT ne se situent pas au creux de cette ZMO,

⁷¹ la matière engendrée par les producteurs primaires dont l'importance est sans commune mesure par rapport à celle de ses consommateurs.

mais plus bas, vers 1200 m, pour des teneurs en O₂ de l'ordre de 0,7 ml/l. De plus, il n'y a pas de différence sensible entre échantillons laminés et échantillons bioturbés. Les auteurs en déduisent que les teneurs en M.O. sont indépendantes des teneurs en oxygène dissous des eaux de fond.

On remarquera que les auteurs ne mettent pas en parallèle la composition et la texture du sédiment avec les teneurs en COT. Par ailleurs, au sein de la ZMO, coexistent sédiments laminés et homogènes (bioturbés), mais les caractères, la distribution et la signification de ces derniers ne sont pas évoqués (ni les taux d'accumulation).

Dans le cas de l'upwelling de la marge californienne, étudié au large de *Point Sur* par VERCOUTERE *et al.* (1987), la ZMO, bien marquée, est comparable à celle du Golfe de Californie. Les quantités de COT des sédiments suivent de manière plus ou moins parallèle les teneurs en oxygène dissous mesurées dans les eaux sus-jacentes. En fait, les teneurs en COT s'accroissent vers 800 m de profondeur et sont maximales au-dessous de la ZMO, vers 1200 m de profondeur. Cette observation *a priori* paradoxale est complétée par d'autres informations. Ainsi, l'existence d'un courant parallèle à la côte (contre-courant inférieur, vers le Nord) module la texture du sédiment et son taux d'accumulation. Au creux de la ZMO, vers 600 m, et au-dessus, la fraction sableuse domine nettement. Lorsque, vers 800 m, l'influence du courant s'affaiblit, les proportions de silt et d'argiles s'accroissent. Les auteurs placent une "mudline" à cette profondeur. En fait l'augmentation des teneurs en COT du sédiment apparaît singulièrement parallèle à ses modifications texturales qui, elles-mêmes, résultent des possibilités d'accumulation. Hormis cette condition nécessaire du dépôt de particules, la préservation de la matière organique bénéficie des modestes teneurs en O₂ dissous des eaux de fond ainsi que de la granularité très fine du sédiment, la grande argilosité s'opposant à la circulation des solutions interstitielles.

Dans les sédiments sous-jacents à l'upwelling de la marge péruvienne, EMEIS *et al.* (1991), se basant sur des études géochimiques détaillées, observent que la matière organique la mieux préservée du point de vue structurel est rencontrée dans les sédiments déposés dans des conditions anoxiques. Contrairement à CALVERT *et al.*, ils pensent que les microbes aérobies sont beaucoup plus efficaces dans la dégradation de la M.O. (ils emploient notamment des enzymes (appelées oxygénases) pour casser les chaînes hydrocarbonées, les doubles liaisons C=C et les cycles aromatiques) que ne le sont les microbes anaérobies.

Ces exemples montrent qu'on ne peut considérer de façon manichéenne la liaison : richesse en M.O. - anoxie. De même, traduire certaines observations par l'équivalence stricte : richesse en M.O. du sédiment = haute production planctonique, paraît également fallacieux.

Par ailleurs, il est probable que la nature même des producteurs primaires présente une grande importance quant à la fourniture de matière organique sédimentaire : phytoplancton organique, nannoplancton calcaire, diatomées. Enfin, on peut suspecter aussi le rôle important joué par les communautés microbiennes benthiques dans la fixation du carbone organique et dans la création de conditions physico-chimiques particulières du sédiment.

2.2. *Lithofaciès des sédiments
pélagiques*

2.2. LE LITHOFACIES DES SEDIMENTS PELAGIQUES

2.2.1. L'ensemble des sédiments

Excepté les sédiments gravitaires aptiens de l'éventail de Céuze, le remplissage profond du bassin vocontien est constitué, pour sa plus grande partie, de sédiments qu'on peut qualifier de pélagites ; elles correspondent à la classe de faciès G1.2 (*muddy pelagic ooze*) de PICKERING *et al.* (1986), qui inclue les sédiments à grain fin, argileux, à phase biogène substantielle, et dépourvus de structures sédimentaires primaires du fait de la bioturbation⁷². Pour autant, il est vrai que l'importante fraction détritique dénotant une influence continentale forte n'est pas comparable à celle des sédiments thalassogènes de bassins profonds. Si l'on suit la classification de BERGER (1974), il s'agirait plutôt d'hémipélagites. En fait, la définition de ce terme n'est pas dénuée d'ambiguïté, mais il ne paraît pas opportun d'en discuter davantage dans le cadre de ce travail. Convenons de considérer que le bassin vocontien, au Crétacé moyen, représente un environnement hémipélagique, comme le conçoit notamment JENKYNS (1986). Les sédiments qui se déposent sont mixtes : biogènes (planctoniques, mais aussi benthiques) et terrigènes (silicoclastiques, ainsi que organoclastiques), d'ailleurs plutôt dominés par cette phase. Les termes de bassin pélagique et dépôts pélagiques utilisés dans le texte sont, de fait, simplificateurs, mais me semblent suffisants pour différencier ce qui est spécifique au domaine bassin et ce qui caractérise la plate-forme.

Les sédiments de certains intervalles correspondent plutôt à la classe G2 de PICKERING *et al.* (1986), à savoir que la phase terrigène, en proportion variable, mais généralement abondante, admet une quantité élevée de silts, composés de quartz pour l'essentiel. Cette proportion est appréciée sur le terrain, lorsque la roche crisse entre les dents (cette façon de procéder est notamment indiquée par BLATT, 1982) ; elle est vérifiée dans les résidus de lavages, sur lames minces, et par diffraction des rayons X (sur roche totale et préparations d'argiles ; la fraction étudiée étant ici $< 10 \mu\text{m}$). C'est, par exemple, le cas de l'Aptien moyen à Bévons, et de l'Albien supérieur basal à Palluel.

Les sédiments de l'Aptien-Albien résultent de la décantation de particules détritiques terrigènes fines et de bioclastes divers. Les détritiques terrigènes sont composés essentiellement de minéraux argileux et, pour une part plus modeste, de quartz de la classe de taille des "argiles" ou des limons (silt) fin à très fin. Leur approvisionnement a pu s'effectuer par courants dilués depuis les distributeurs continentaux et la plate-forme : courants marins, panaches d'eaux denses ("cascading"), courants de turbidité dilués ("lute flows"), la répartition dans le bassin s'effectuant en surface, sur le fond, ou selon des interfaces de densité à mi-profondeur (picnocline). Le vent a pu jouer aussi un rôle non négligeable. Les bioclastes émanent essentiellement de la pluie planctonique de nannoplancton calcaire (coccolithes et nannoconidés) et de foraminifères planctoniques, dont les tests sont bien préservés. Les radiolaires ont participé à cette manne planctonique, toutefois leur tests sont dissous et, dans la roche, il ne subsiste que des fantômes minéralisés (pyrite ou calcite) lors de la diagenèse précoce. Les organismes benthiques interviennent pour une faible part dans la composition du sédiment, cependant la fraction de foraminifères benthiques est souvent appréciable et, de plus, certaines couches sont riches en malacofaune (tests entiers ou clastes), comme dans l'Aptien supérieur (aucellines) ou l'Albien moyen élevé et la base

⁷² Cette désignation ne suit pas la distinction opérée par PICKERING *et al.* (1989) dans laquelle les auteurs considèrent comme pélagiques ce qui entre dans le milieu marin au-delà de la rupture de pente continentale (squelettes minéralisés de planctonites, poussières éoliennes, volcaniques et débris ramenés par les icebergs) Cette définition paraît restrictive et comporte des ambiguïtés. : 1) il est difficile de discriminer les particules transportées par les vents et celles qui le sont par les courants marins ; 2) les organismes planctoniques sont, certes, plus abondants au large, mais leur limite de développement n'est pas strictement induite par la rupture de pente continentale ; qui plus est, les conditions qui régnaient au Crétacé n'étaient pas les mêmes que dans la nature actuelle. On ne peut assurer que les *Nannoconus*, par exemple, étaient seulement répandus au-delà de la plate-forme (voir notamment les travaux de Busson et Noël) ; de même les foraminifères planctoniques sont suspectés avoir évolué depuis la plate-forme, justement au Crétacé moyen (cf. Caron et Homewood, 1983). Enfin, même si, dans certaines régions de l'océan, les éjecta volcaniques constituent une fraction substantielle des sédiments profonds, ils n'en sont pas une caractéristique spécifique. Quant aux débris des icebergs, ils ne me semblent pas davantage justifier le caractère pélagique, en tout cas, pas plus que les particules détritiques terrigènes véhiculées par les courants.

de l'Albien supérieur (inocérames et aucellines). Cette fraction biogène (du moins celle qui est reconnaissable) représente une composante grossière (silts, sables...) au sein de la matrice fine pélagio-détritique. L'importance des organismes nectoniques est négligeable ; de rares couches seulement sont riches en ammonites dont les phragmocônes aragonitiques préservés jouent un très modeste rôle pétrogénétique (niveau Paquier).

Les roches qui composent la série apto-albienne sont donc des boues qu'on peut qualifier de pélagiques ou hémipélagiques, consolidées et diagénétisées au cours des différents stades de l'enfouissement. Comme elles représentent schématiquement une dilution plus ou moins grande de la phase planctonique calcaire par le détritisme argileux, leur composition peut être celle de calcaires (ou calcaires argileux) ou celle d'argilites (ou argilites calcaires), mais, en grande majorité, elles correspondent à des marnes. Il apparaît inutile (voire illusoire) d'appliquer de manière stricte les classifications fournies dans la littérature (marnes entre 33 et 66 % de carbonates) ; simplement, les roches sont qualifiées d'après les observations de terrain (à l'exception de la partie du bassin influencée par la tectogenèse alpine) : argilites lorsque la teneur élevée en argile est manifeste, calcaires délités (ou délités calcaires) lorsque les horizons assez carbonatés font un peu saillie par rapport à l'encaissant marneux, et calcaires (francs) lorsque la roche est fortement indurée et forme des bancs. Ces derniers peuvent entrer dans la classe G1.1 de PICKERING *et al.* (1984) (*biogenic oozes*).

Excepté les sédiments gravitaires d'une part, et les *black shales* d'autre part, et abstraction faite des surfaces de discontinuité et des couches de l'encaissant immédiat, les sédiments du bassin pélagique présentent une homogénéité texturale ; on n'y rencontre pas de structures sédimentaires mécaniques originelles. Le sédiment est, en général, complètement refaçonné par l'activité des organismes benthiques, macrofaune ou méiofaune ; le mélange intime des particules implique cette homogénéité texturale. En revanche, selon la nature et l'importance de la bioturbation et selon les caractéristiques de la diagenèse précoce et de son évolution, les traces du comportement des organismes benthiques peuvent être révélées par des couleurs plus ou moins contrastées. De ce fait, la roche peut être de teinte parfaitement homogène, ce qui est plutôt le cas des marnes et argilites sombres, ou bien parcourues de traces plus ou moins nettement visibles. La diagenèse précoce induit parfois la naissance d'hétérogénéités texturales sur ces traces ; ce peuvent être quelques nodules de nature variée, ou la minéralisation assez systématique de terriers ou galeries, notamment par la pyrite, ou par la glauconie (mais qui est plutôt associée aux discontinuités). Ainsi, la fréquence de petits terriers verticaux pyritisés est remarquable au sommet de l'Aptien inférieur (Niveau blanc).

L'homogénéité texturale de la roche, la diagenèse précoce et les effets de la diagenèse d'enfouissement conjuguent leurs effets pour conférer à la roche un débit massif et une cassure irrégulière à conchoïdale. La qualité de la cassure est surtout tributaire de la granularité, de l'homogénéité de la population des grains, et du degré de cimentation. Les cassures les plus irrégulières sont le fait des marnes silteuses de l'Albien supérieur à nombreux foraminifères planctoniques et à inocérames (dont les prismes parsèment la roche) ; les cassures les plus régulières, conchoïdales, caractérisent les calcaires à *Nannoconus* du faisceau Fromaget (Clansayésien). Selon la lithologie, les conditions d'affleurement et l'importance des effets de la diagenèse d'enfouissement, la roche saine est observable en surface, ou sous plusieurs décimètres d'une pellicule de desquamation. Celle-ci est maximum pour les sédiments riches en argiles, faiblement diagénétisés et formant une pente topographique faible. Cette couche est composée de petites écailles millimétriques à pluricentimétriques.

La matière organique représente parfois une composante substantielle de la roche. Certains auteurs, comme STOW et PIPER (1984) préconisent de qualifier les roches de carbonées ("*carbonaceous*") lorsque leur teneur en carbone organique total (COT) est supérieure à 1 %. Dans notre exemple vocontien, nombre de couches offrent des teneurs supérieures et peuvent être qualifiées ainsi de *marnes carbonées*, ou d'argilites (calcaires) carbonées. La quasi-totalité de ces couches correspond à des sédiments laminés, fissiles, de teinte sombre, repérables au sein de l'encaissant marneux : ce sont les horizons noirs, souvent appelés *black shales* dans ce texte, ou qualifiés de couches riches en matière organique : CRMO, dont les teneurs sont souvent supérieures à 2 % et dépassent très exceptionnellement 8 %. Ces sédiments correspondent à la fois à la classe de faciès E2.2 et G1 de PICKERING *et al.* (1986) : "*laminated muds and clays*".

2.2.2. Les *black shales*

Un point de terminologie

Dans ce travail, le terme de *black shale* est utilisé dans son acception restreinte et communément admise de roche argileuse, ou argilo-carbonatée, voire marneuse (la série ne comporte pas de roches siliceuses), développant une fissilité selon des plans parallèles (au débit "schisteux"), riche en matière organique. Selon le J.O. du 18 janvier 1973, p. 742, la note émanant du "Ministère du Développement Industriel et Scientifique" stipule que le terme "argile litée" remplace le terme anglais *shale* ; le terme de schiste argileux ou schiste désignant, dans le langage courant pétrolier, une roche argileuse à texture feuilletée. Les termes "d'argile litée" apparaissent assez inadéquats ; s'agissant de roches, il serait plus opportun de les désigner comme des argilites. Par ailleurs, dans beaucoup des cas décrits dans la littérature, les *black shales* correspondent à des argilites calcaires, et souvent même à des marnes (ou leurs équivalents siliceux). Quant au qualificatif de litée, il évoque la structuration en lits ou couches, termes plutôt employés pour des épaisseurs de sédiment bien visibles à l'oeil nu (millimétriques à centimétrique, ou plus), mais sans connotation de fissilité. En fait, la plupart des *black shales* présentent effectivement un litage (plus ou moins visible), cependant, ce qui leur confère une originalité par rapport à tant de roches est, hormis la teinte foncée et la richesse en matière organique, la structuration en lamines d'épaisseur très fine (lamination) qui peut être de l'ordre de quelques dizaines de micromètres (taille d'un petit foraminifère planctonique). Toutefois, beaucoup de roches qualifiées de *black shales*, et particulièrement les vraies argilites (faiblement calcaires ou pas du tout), quoique riches en matière organique, n'offrent pas de lamination clairement discernable. Leur aspect est cependant nettement anisotrope. Cette texture s'explique tout à fait par la relative faible production des micro-organismes planctoniques aux squelettes minéralisés, dont l'abondance des parties squelettiques, généralement incluses dans les pelotes fécales des consommateurs ou distribuées selon des films plus ou moins vastes (NOEL *et al.*, 1987), est insuffisante pour former des lamines continues. La roche est ainsi formée de l'amoncellement de pelotes fécales dispersées au sein des argiles et écrasées par la compaction⁷³. Une production planctonique plus intense, ou bien un contraste accusé entre saisons ou années permet l'expression d'une lamination plus évidente.

L'application du terme de *shale* est liée à la fissilité chez les auteurs anglo-saxons comme STOW (1981). Pour les roches à grain fin, cet auteur distingue effectivement les termes de *silt*, *mud* et *clay* pour les sédiments non lithifiés, de *siltstone*, *mudstone* et *claystone* pour les sédiments lithifiés et de *silt-shale*, *mud-shale* et *clay-shales* pour les sédiments lithifiés et fissiles.

Par ailleurs, la fissilité qui caractérise les *black shales*, constitue un effet de l'altération superficielle, induit notamment par le développement d'aiguilles de gypse consécutives à l'altération des sulfures. Elle n'est développée qu'en surface, à l'affleurement ; elle n'existe pas au-delà de plusieurs décimètres sous la surface. Cette fissilité est facilitée par l'existence d'une forte anisotropie telle que celle qui découle d'une lamination. L'acquisition du débit des *black shales* s'effectue ainsi en trois étapes : au cours de la sédimentation, de la diagenèse (et de la compaction) et de l'altération.

Dans la formation des Marnes bleues, les roches laminées les plus fissiles ne sont pas les plus argileuses, mais celles qui comportent une notable fraction calcaire ; ce sont en fait les roches où la lamination est la mieux exprimée. L'appellation de *schistes carton* leur convient étant donné leur excellent débit en lames parfois millimétriques ou feuilletés. Il est néanmoins certain que le terme de schiste s'applique classiquement en géologie à des roches métamorphiques⁷⁴. Mais, la désignation classique de schiste carton est toutefois conservée dans ce travail lorsque nécessaire, la confusion avec des roches métamorphiques n'étant guère possible.

Le terme de *black shale* est donc employé ici à titre de synonyme pour les horizons noirs laminés (leur teinte pouvant aller du gris sombre au gris-beige clair), ou couches riches en matière organique (C.R.M.O.), et qui peuvent être plus ou moins fissiles du fait de leur structure originelle

⁷³ Cette structure est qualifiée de "flaser-lamination" par certains auteurs anglo-saxons.

⁷⁴ Ce sont celles qui présentent un débit en lames très fines résultant d'un ensemble de phénomènes parmi lesquels la recristallisation selon des plans parallèles les uns aux autres et perpendiculaires aux contraintes tectoniques. L'éventuelle coïncidence de ces plans (S1) avec le litage sédimentaire (S0) n'est que fortuite.

et de l'altération.

Stratification et lamination

Dans les Marnes bleues l'épaisseur des couches de *black shales* continuellement laminées est toujours inférieure au mètre ; le niveau Paquier en constitue la seule exception puisque, par exemple, il peut dépasser trois mètres comme à la Farette ou Tartonne, voire cinq mètres aux Coignets (près Salignac). Nous avons vu que le Goguel, quoique d'épaisseur plurimétrique, est scindé en une série de sous-niveaux distincts, séparés par des épaisseurs d'argilites ou de marnes homogènes ou bioturbées. Une épaisseur minimum ne peut être précisée, cependant des horizons de *black shales* de quelques millimètres sont effectivement reconnus à l'affleurement. Un exemple est l'horizon α' reconnu à Tartonne, et situé quelques mètres sous le niveau Paquier.

Très généralement les horizons noirs se succèdent de manière rythmique dans la série, s'inscrivant dans des faisceaux de cinq alternances (FCA). Ces faisceaux groupent cinq couches foncées, peu bioturbées, intercalées de couches plus claires et plus nettement bioturbées. Parmi les couches foncées, l'une apparaît plus sombre et, offrant une lamination plus ou moins marquée, elle peut être fissile et même présenter le débit de schiste carton. En fait le plus souvent les horizons noirs sont associés par deux (doublets), mais leur association par trois est fréquente. Cette organisation est assez claire pour le niveau Fallot du Gargasien (cf. fig. 3) (ainsi que pour les marnes sus-jacentes), elle est évidente pour l'ensemble de l'Albien inférieur et moyen ; elle apparaît plus délicate pour le niveau Breistroffer du Vraconien supérieur. Pour le Clansayésien, elle se surimpose en contrepoint au rythme des fluctuations du calcaire. Une telle disposition pourrait être le cas pour l'Albien supérieur de la zone à *Inflatum* et pour le Vraconien inférieur, cependant, les éléments dont nous disposons dans le stade actuel de ce travail ne permettent pas d'en être assuré.

Dans nombre de cas, les horizons noirs offrent une épaisseur un peu réduite par rapport aux couches foncées (non laminées) qui composent les FCA. Ceci peut s'expliquer de deux manières. 1) La durée de l'épisode de genèse des horizons noirs (correspondant à une situation hydrologique particulière) est plus courte que celle correspondant au dépôt de chaque simple couche foncée du FCA. 2) La quantité de matière sédimentée formant les horizons noirs est plus faible que celle formant les couches foncées. A cet égard, on doit observer que l'effet de la compaction a été plus drastique sur ces horizons noirs laminés que pour les couches foncées bioturbées. Toutefois, cela ne se matérialise pas par une densité plus élevée. Probablement l'explication se trouve dans la conjonction des deux hypothèses.

L'examen soigneux des horizons noirs permet, dans la plupart des cas, de discerner une hétérogénéité verticale. La sédimentation laminée n'est en effet très généralement pas continue et uniforme pendant tout le temps de dépôt de la couche, au contraire, les proportions relatives des différents constituants sont variables à l'échelle de la lamine bien sûr, mais aussi à l'échelle centimétrique. De plus, la structure est elle-même variable. Certaines passées peuvent présenter une vraie lamination, par exemple alternance de lamines calcaires et de lamines argileuses, d'autres une "flaser lamination". Enfin une destruction partielle ou totale de la lamination par la faune benthique peut éventuellement s'observer au sein de ces horizons ; certaines passées peuvent ainsi être complètement homogénéisées.

Des concrétions calcaires trouvées dans le niveau Paquier permettent d'observer la lamination du sédiment figée dans un stade moins compacté que celui du *black shale* encaissant (ex. les Oustaus ; les Coignets, fig. 36, p. 88). L'existence même de cette lamination - le sédiment diagénétisé présente effectivement des lamines, des lits différenciés verticalement - montre à l'évidence que l'organisation selon des plans parallèles du schiste carton ne constitue pas (ou pas uniquement) un caractère acquis secondairement au cours de la compaction, comme cela a été supposé par certains auteurs (cf. BANDEL et KNITTER, 1986) pour les *Posidonienschiefer* (les fig. 9 et 10 de ces auteurs permettent bel et bien de constater la structure plan-parallèle, figée en des stades peu compactés dans des concrétions calcaires). Du reste, de nombreux plans caractérisés par des lamines plus ou moins continues latéralement ou par la fossilisation d'ammonites sont observables dans le *black shale* (en tous les sites). La déformation des lamines autour de ces nodules atteste la précocité de leur formation. En certains cas (les Oustaus ; II.4.3), les lamines préservées dans les nodules eux-mêmes sont déformées progressivement depuis le cœur vers la périphérie, ce qui laisse penser à une genèse très précoce dans le sédiment en cours de compaction.

Hormis la lamination originelle pélagodétritique, et excepté pour des couches manifestement resédimentées telles que des turbidites silicoclastiques, les structures sédimentaires sont rarement observables. Dans le niveau Paquier, j'ai toutefois pu noter de petits slumps (couches glissées sur quelques centimètres) affectant l'horizon α à la Haute-Luce, des figures de déformation aux Oustaus. Dans ce dernier site, le sédiment laminé, figé par la nodulisation calcaire, présente des mamelons formés du même sédiment laminé ; il pourrait s'agir de rides de tempêtes, ou bien de structures de glissement synsédimentaire. Aux Coignets, près de Salignac, une épaisseur métrique de marnes laminées du niveau Paquier a été entraînée dans un slump. Cependant les slumps affectant les CRMO sont, selon toute apparence, peu fréquents. A part quelques glissements qui affectent les laminites du niveau Fallot, il n'y a guère que le niveau Goguel qui soit, en beaucoup d'endroits, perturbé par ces déformations gravitaires. Rappelons qu'il présente de très nombreuses turbidites intercalées et ce dans la plupart des sites (I.1.2.1, fig. 14-16).

La compaction

La compaction des *black shales* a fait l'objet d'estimations de la part de nombreux auteurs. Nous envisagerons cet aspect sans entrer dans le détail. Plusieurs indices permettent de se faire une idée de ce paramètre : l'écrasement des objets qu'ils contiennent, notamment les coquilles d'ammonites, les terriers des fousseurs, la déformation du litage autour des concrétions.

Les concrétions se sont formées au cours de la diagenèse précoce (cf. I.1.2.6 et II.4.3) sous un relativement faible enfouissement, après un début de compaction. La déformation du litage autour de ces concrétions permet de se faire une idée de la compaction postérieurement au concrétionnement. Exprimée comme le rapport de l'épaisseur maximum du nodule à l'épaisseur des lamines correspondantes dans les argilites encaissantes, suivant en cela HANZO (1979, p. 50), la compaction post-nodulaire mesurée pour le niveau Paquier est de l'ordre de 4, c'est à dire comparable à celle estimée pour les Schistes carton du Toarcien du bassin de Paris par HANZO. Pour cet auteur, le milieu dans lequel se sont développés les nodules, situé à plusieurs décimètres sous l'interface eau-sédiment, offre lui-même une épaisseur réduite de moitié par rapport à la vase originelle gorgée d'eau. Ceci porte la compaction du *black shale*, pour les Schistes carton, et pour le niveau Paquier à environ 8 fois.

Les coquilles d'ammonites contenues dans le niveau Paquier (comme d'ailleurs dans les autres niveaux laminés) sont écrasées dans le plan du litage, réduites à l'état de galettes. La substance aragonitique ayant parfois elle-même disparu, ce sont alors simplement des empreintes que découvre l'observateur. A l'instar des observations de BANDEL et KNITTER (1986, cf. p. 163), la chambre d'habitation est emplie de sédiment, le reste du phragmocône étant généralement vide. En outre, chez les *Leymeriella*, abondantes dans le niveau Paquier, pour une taille (diamètre) de l'ordre de 4 cm, la largeur de la chambre d'habitation est réduite à quelques dixièmes de millimètre. En revanche, les concrétions calcaires, trouvées en quelques sites (ex. les Coignets, les Oustaus) dans le même niveau Paquier, renferment elles-mêmes des *Leymeriella* qui sont alors préservées de la compaction (post-nodulaire). Pour une taille comparable, l'épaisseur de la chambre d'habitation ou du dernier tour de spire est de l'ordre de plusieurs millimètres (5 mm). Les spécimens de *Leymeriella* connus en d'autres contextes géologiques (cf. par exemple DELAMETTE, 1988, pl. 8, fig. 10) offrent une largeur comparable. Le rapport entre ammonite préservée (intra-nodulaire) et ammonite écrasée suggère donc que le *black shale* correspond environ, ou au moins, au dixième de l'épaisseur du sédiment originel. BANDEL et KNITTER (1986, p. 160) estiment que les *Posidonienschiefer* résultent d'une compaction d'au moins quarante fois le sédiment initial. L'accumulation de plus de 100 m de vase gorgée d'eau serait ainsi nécessaire pour obtenir 2,5 m de schiste carton à l'issue de la compaction. Cette compaction étant progressive, ce chiffre qui paraît élevé doit cependant être relativisé, d'autant que les auteurs sont assez discrets sur la façon dont il a été obtenu. Revenant à l'estimation faite ici à propos du niveau Paquier grâce à l'écrasement des ammonites, on peut remarquer que c'est lors de la compaction post-nodulaire qu'elles ont été amenées au dixième de leur épaisseur. Si l'on suppose qu'avant cette étape de concrétionnement, le sédiment originel a été réduit de moitié (chiffre évoqué par HANZO ; voir aussi RAISWELL, 1976), ceci porterait la réduction d'épaisseur à 20 fois pour le niveau Paquier. Finalement une telle estimation n'est pas si lointaine de celle de BANDEL et KNITTER. Mais, à cet égard, pour paraphraser HANZO (1979, p. 53), il est en réalité délicat de définir un "sédiment originel", car les vases sont complètement liquides au départ ; elles se stabilisent lorsque

les flocons argileux s'écrasent. C'est à ce stade que l'on peut alors parler de sédiment vrai.

Quoiqu'il en soit, les *black shales*, et particulièrement les schistes carton comme le niveau Paquier, ont manifestement subi une compaction nettement plus élevée que les autres sédiments. Cette relation n'est pas évoquée par les auteurs cités, ni d'ailleurs la cause de l'écrasement.

Les marnes bioturbées du Clansayésien, qui contiennent souvent 30 à 40 % CaCO_3 , livrent quelques ammonites sous forme de moules marneux. Ces ammonites sont déformées par la compaction, la réduction d'épaisseur étant de l'ordre de deux fois à deux fois et demi. Des chiffres du même ordre peuvent être obtenus en considérant l'ovalisation des terriers. Ils sont compatibles avec les estimations de compaction des marnes et argilites fournies par BEAUDOIN *et al.* (1987). Si l'on établit la comparaison avec les horizons laminés, ils pourraient cependant être un peu sous-estimés. Les rares ammonites pyriteuses ou phosphatées découvertes dans le Clansayésien ne montrent pas de déformation sensible. Toutefois, elles sont à l'évidence formées à l'intérieur du sédiment (cf. II.3.4 et I.4.1), entre quelques centimètres (phosphate) et quelques décimètres (pyrite) sous l'interface eau-sédiment, alors que la compaction s'est déjà quelque peu exercée sur la vase gorgée d'eau. Une compaction de quatre fois est sans doute plus proche de la réalité.

En tout état de cause, il apparaît que les *black shales* du type schiste carton sont environ cinq fois plus compactés que les marnes non laminées. Ces roches n'en sont pas pour autant plus denses que les équivalents bioturbés. Les causes de cette compaction me paraissent imputables à l'état du sédiment originel et résulter de la conjonction de trois phénomènes : 1) l'anisotropie marquée du matériel déposé en minces couches horizontales, plan-parallèles, constitue une prédisposition architecturale aux réajustements particuliers ; 2) cette anisotropie découle de l'absence de bioturbation par la macrofaune et la méiofaune ; sur des fonds normalement oxygénés, dès l'interface eau-sédiment et dans les premiers millimètres ou centimètres, les organismes façonnent activement le sédiment, triturant, mélangeant et éventuellement brisant les particules, organisant un premier tassement ; ces réarrangements ne s'opèrent pas lorsque le macrobenthos est éliminé ; 3) enfin, en un tel contexte, la matière organique, particulièrement la M.O. amorphe, est préservée et occupe un espace non négligeable ; sa consommation par les bactéries au cours de la diagenèse, la formation d'huile (mais cela concerne les sédiments matures) et son expulsion éventuelle, constituent une possibilité pour la compaction.

Ces hypothèses sont à l'opposé de celles avancées par BANDEL et KNITTER. Pour ces auteurs, la lamination est artificielle (dans les *Posidonienschiefer*) et constitue une figure diagénétique résultant de l'intense compaction. Une telle disposition, acquise en l'absence d'une structure planaire préexistente, me paraît difficilement explicable. Au contraire, l'anisotropie sédimentaire due à l'inexistence de remaniements par la bioturbation est à mon avis un facteur déterminant dans l'intense compaction de ces sédiments.

2.3. Composition minéralogique des sédiments pélagiques

2.3. COMPOSITION MINÉRALOGIQUE

2.3.1. Les carbonates.

La phase carbonatée est essentiellement formée de calcite (peu magnésienne) comme l'attestent les analyses en diffractométrie des rayons X. La calcite provient des tests d'organismes planctoniques (coccolithes et nannoconidés, calcisphères, foraminifères planctoniques) et, en bien moindre quantité, des organismes benthiques (foraminifères, bivalves, rares ostracodes). Une partie importante, et qui paraît négligée dans certains travaux, est la calcite diagénétique, issue des réactions diagénétiques précoces (BREHERET, 1994) ou des précipitations à l'issue de phénomènes de pression-dissolution, qui prennent effet lors de la diagenèse d'enfouissement. Mais ce deuxième type de précipitation intervient surtout pour les faciès substantiellement carbonatés à l'origine.

L'aragonite est seulement un composant accessoire à l'échelle de la pile sédimentaire concernée ; il s'agit des fragments de squelettes de mollusques bivalves ou ammonites. Elle est préservée dans certaines CRMO comme le Paquier ou le Breistroffer.

La sidérite existe sous forme de minuscules rhomboédres (environ 10-15 μm), disséminés dans les argilites noires de l'Albien inférieur et moyen (BREHERET, 1983). Le minéral est engendré lors de la diagenèse précoce, dans la zone de méthanogenèse.

L'évolution des teneurs en carbonate, mesurées au calcimètre Bernard, sont illustrées sur les fig. 136-141. Les faciès marneux les mieux représentés offrent des teneurs qui oscillent entre 25 et 35 % : cas de l'Aptien moyen, de l'Aptien supérieur élevé, de l'Albien moyen. A l'Albien supérieur, les teneurs oscillent plutôt autour de 50 %. Les bancs calcaires délités (Niveau blanc, Clansayésien, Albien supérieur) se situent entre 60 et 70 %. Les valeurs les plus élevées correspondent aux bancs calcaires à *Nannoconus* du faisceau Fromaget (80 % et plus), certains bancs noduleux du faisceau silteux de l'Albien supérieur, et les bancs noduleux du faisceau michoïde. L'importance du ciment diagénétique est évidente pour ces derniers (y compris le faisceau Fromaget, cf. BREHERET, 1994).

On remarque que les plus faibles teneurs sont enregistrées d'une part dans les passées du niveau Goguel et son encaissant marneux, d'autre part dans l'Albien inférieur : elles peuvent s'abaisser jusqu'à 10 %. Ces basses concentrations en carbonate ne paraissent pas liées à des conditions de préservation défavorables. En effet, (1) les bioclastes présents : foraminifères et nannofossiles calcaires ne sont moins bien préservés que dans les autres intervalles ; (2), les formes de foraminifères planctoniques trouvées dans ces horizons pauvres sont rares, mais aussi de très petite taille, fait qui incite à une interprétation en terme d'affaiblissement de la production planctonique calcaire sous l'influence du milieu océanique, comme suggéré par BREHERET *et al.* (1986).

2.3.2. Le quartz et les phyllosilicates.

Le quartz

L'abondance du quartz (fig. 136-141) est estimée de manière semi-quantitative sur les diffractogrammes X des préparations orientées de la fraction inférieure à 10 μm . Les teneurs oscillent entre 12 et 35 % des "insolubles" (ce qui amène à des valeurs comprises entre 5 et 15 % de la roche totale). Des valeurs élevées sont enregistrées au Clansayésien (faisceau Nolan et faisceau Fromaget). Le détritisme terrigène est probablement à l'origine de cet enrichissement dans le faisceau Nolan. Quant au faisceau Fromaget et les marnes sus-jacentes, il s'agit plutôt de diagenèse consécutive à la dissolution de l'opale des radiolaires dont on trouve une grande quantité de fantômes dans la roche, et à la précipitation de la silice sous forme stable. L'Albien moyen élevé et la base de l'Albien supérieur présentent des teneurs encore plus importantes qui sont liées sans ambiguïté au détritisme terrigène que l'on peut apprécier sur l'affleurement, comme c'est le cas du faisceau silteux. Fait remarquable, les sédiments du niveau Goguel présentent les valeurs les plus faibles : certaines de l'ordre de 12 % des insolubles. Ces faibles teneurs contrastent avec l'importance du détritisme gravitaire. Nous avons vu effectivement au I.1.2.1 (p. 50) que les turbidites silicoclastiques sont très abondantes, interstratifiées avec les laminites du Goguel. Ceci dénote le fait qu'entre deux accidents de resédimentation, l'approvisionnement en particules

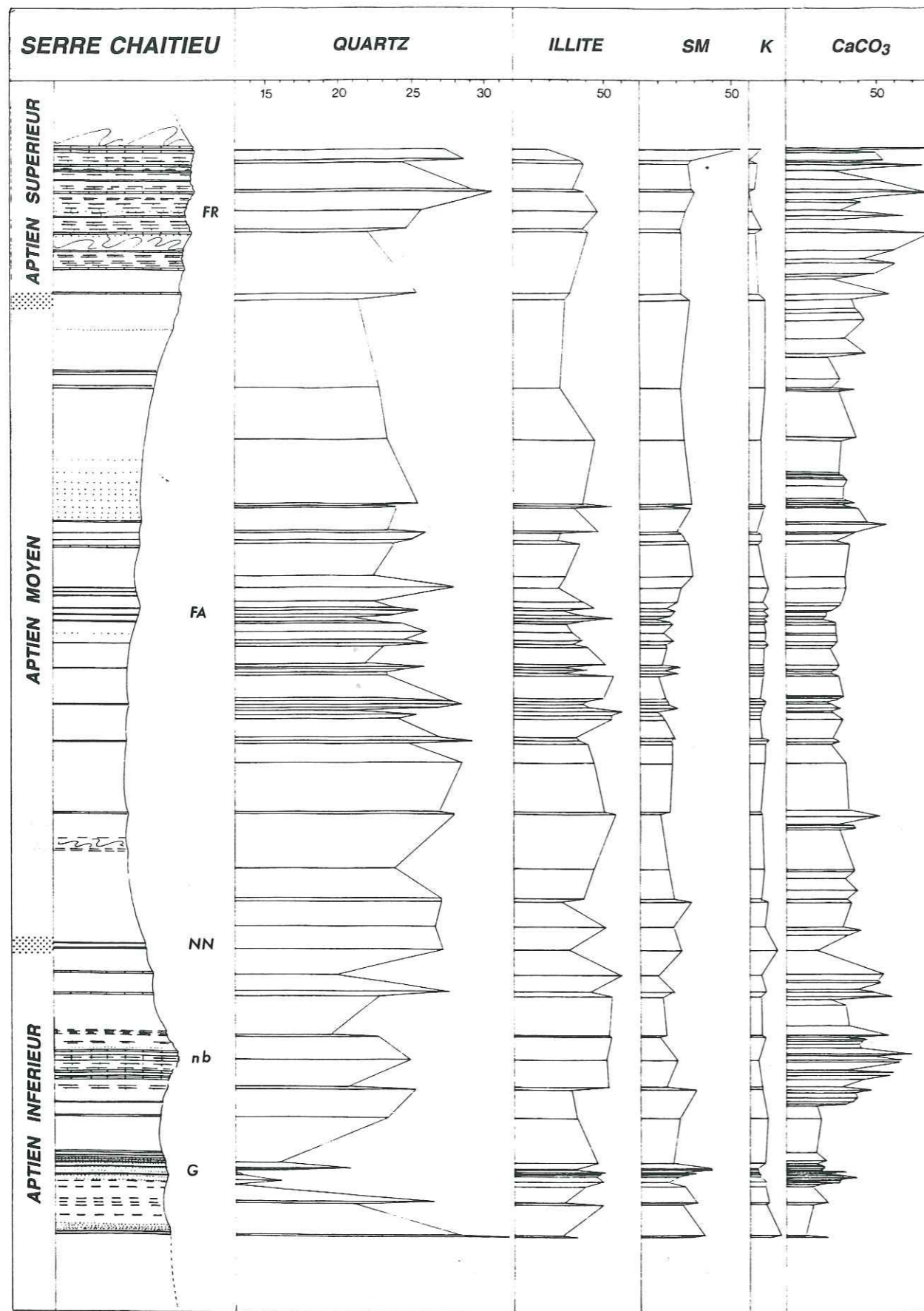


Fig. 136. Serre-Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; Aptien : les composants majeurs. Les carbonates (CaCO_3), teneurs mesurées au calcimètre Bernard ; le quartz estimé de manière semi-quantitative (diffractométrie des R.X) par rapport aux insolubles ; les principales familles de minéraux argileux estimées de manière semi-quantitative (diffractométrie des R.X), par rapport aux argiles totales (SM : smectites ; K : kaolinite). Nota : les segments entre les barres sont disposées pour faciliter la lecture, mais ne correspondent pas à la réalité effective de tendances entre les barres.

détritiques s'est opéré très calmement, probablement par des courants de surface ou de semi-profondeur. Cette faible teneur en quartz ne vient pas non plus montrer une participation importante de la phase biogène issue des radiolaires ; la situation est radicalement différente de celle du niveau Selli de même âge et présent en Ombrie (COCCIONI *et al.*, 1987). Toutefois, une dissolution totale de cette silice biogène et son retour dans les eaux marines ne peuvent être exclus. L'Albien inférieur basal montre également de faibles teneurs en quartz qui peuvent s'expliquer par une certaine paresse de courants transporteurs. Une chute de ces teneurs semble être matérialisée dans l'intervalle condensé du sommet de la zone à *Inflatum* (mais les échantillons analysés sont en faible nombre).

Les minéraux argileux

Leur étude a été envisagée de manière exploratoire, et s'insère, ou complète les travaux effectués sur les Marnes bleues vocontiennes (DECONINCK, 1984 ; PETIT, 1985). Les cortèges minéraux illustrent l'importance du détritisme terrigène (fig. 136-141). La plupart des spectres sont dominés par les argiles micacées. La deuxième famille en importance est celle des smectites qui domine à plusieurs reprises sur les illites, comme on peut le voir grâce au rapport smectite/illite (fig. 141). La kaolinite vient ensuite dans l'ordre d'importance. Les fluctuations dans l'abondance de ce minéral paraissent plus modérées. Excepté le niveau Breistroffer et son encaissant, sa contribution est modeste. Cette proportion plus importante à l'Aptien supérieur avait été notée par HITE-PRAT (1985). Un parallèle avec des épisodes d'intense altération continentale et la genèse des bauxites ne peut être suggéré que pour le Vraconien. Les édifices interstratifiés sont en proportion comparable ou légèrement plus faible, et la chlorite forme un fond continu. Toutefois sa quantité augmente substantiellement dans les zones qui ont été soumises plus directement à la tectogenèse alpine. Cet effet est bien marqué à Gaubert, où le recouvrement par la nappe de Digne a provoqué la genèse de chlorite aux dépens des smectites. Il se fait également sentir à Vergons (coupe étudiée par DECONINCK, 1984, fig. 44), mais avec moins d'intensité.

DECONINCK avait observé le changement de composition minéralogique entre la fin du Néocomien (Barrémien-Aptien inférieur basal), dominé par les smectites, et l'Aptien-Albien caractérisé par l'invasion des illites. Cette modification dans les cortèges est alors mise sur le compte de l'instabilité tectonique et d'une recrudescence de l'érosion. L'auteur évoque le climat, mais lui attribue, pour ce changement, un rôle subsidiaire. Il évoque également un parallélisme entre la proportion de smectites et le développement des faciès carbonatés, notamment entre la base de l'Aptien marneux et le Cénomaniens supérieur, intervalle dans lequel il voit une mégaséquence (mégaséquence III).

Dans le présent travail, mais ceci résulte du traitement d'un plus grand nombre d'échantillons prélevés dans les différents faciès reconnus, nous remarquons que la distribution des minéraux argileux est loin d'être univoque comme le suggèrent les fig. 50, 51 et 55 de DECONINCK (1984) et les fig. 4 et 5 de DECONINCK *et al.* (1985). En particulier, quatre intervalles de développement des smectites sont identifiés au sein de la formation des Marnes bleues. Ces intervalles ne coïncident pas avec les faisceaux de bancs calcaires, mais sont corrélés avec les intervalles riches en matière organique (cf. fig. 141, et cf. II.2.5). Ainsi, une quantité notable de smectites est matérialisée dans le Goguel et son encaissant ; après une chute au sommet de l'Aptien inférieur, une recrudescence modérée de ces minéraux s'observe au sommet du niveau Fallot (Aptien moyen). En revanche, une augmentation très substantielle de cette famille s'observe dans les *black shales* de la base de l'Albien inférieur : ces minéraux dominent sur l'illite ; après une résorption notable au-dessus du Paquier, une nouvelle augmentation intervient à la base de l'Albien moyen, c'est à dire au sommet de l'unité des *black shales*. Puis, une grande partie de l'Albien supérieur est largement dominée par les minéraux micacés, matérialisant l'importance du détritisme primaire, autrement exprimée par les teneurs en quartz, et perceptible également dans les lithofaciès observables à l'affleurement. La quatrième poussée substantielle de smectites se note au Vraconien supérieur, en coïncidence avec le niveau Breistroffer. Fait notable, les variations dans les cortèges minéraux, et remarquées à l'échelle décimétrique, ne sont pas strictement corrélées avec les lithofaciès à l'échelle du banc. Ainsi, les horizons de *black shales* ne sont pas systématiquement liés à une augmentation de smectite par rapport à l'encaissant ; cette constatation ne permet pas de proposer une explication manichéenne. Un échantillonnage plus serré serait utile pour préciser ces rapports.

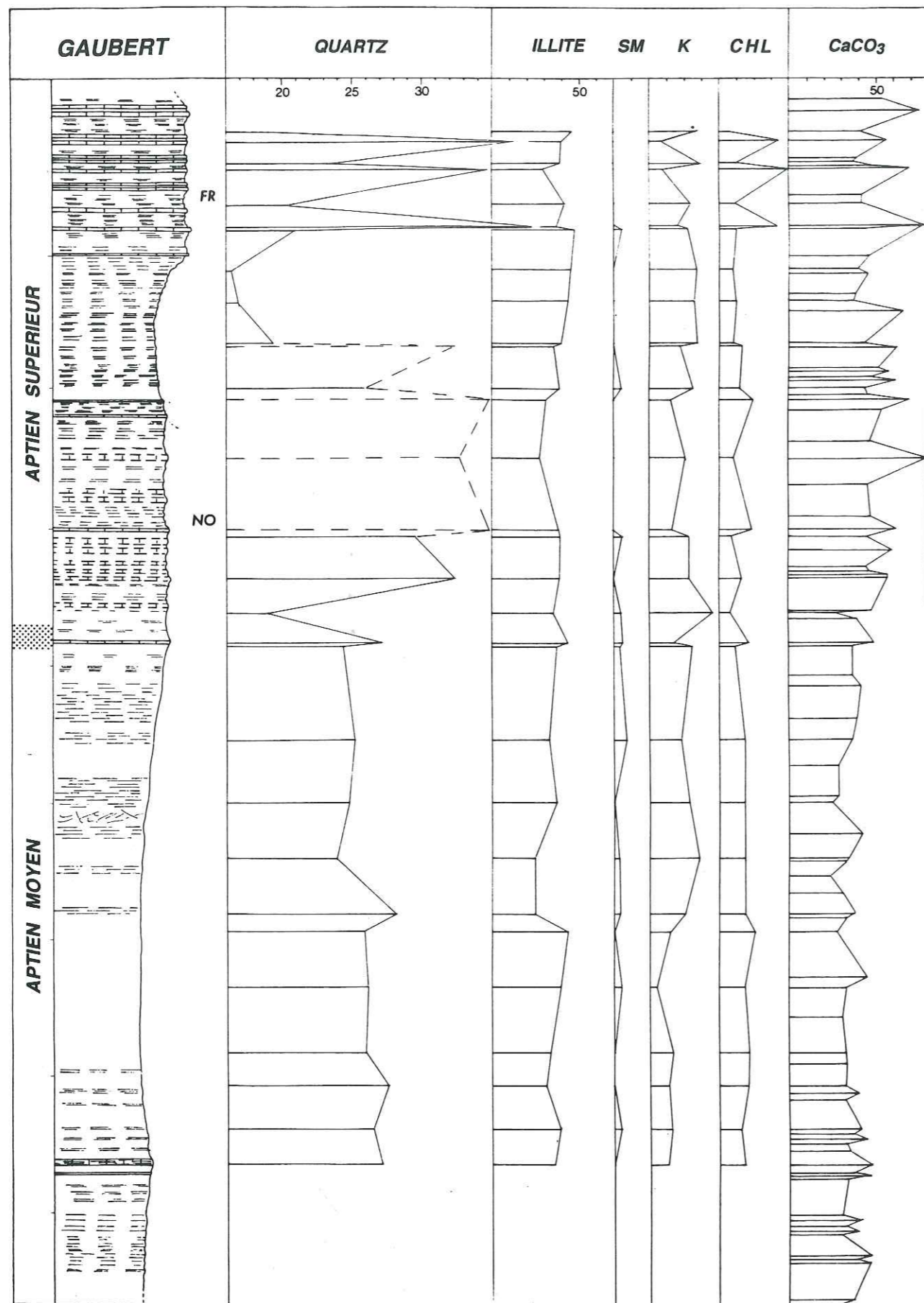


Fig. 137. Gaubert (Beaudinard) ; Aptien moyen-supérieur : les composants majeurs. Les carbonates, le quartz et les principales familles de minéraux argileux (voir légende fig. 136).

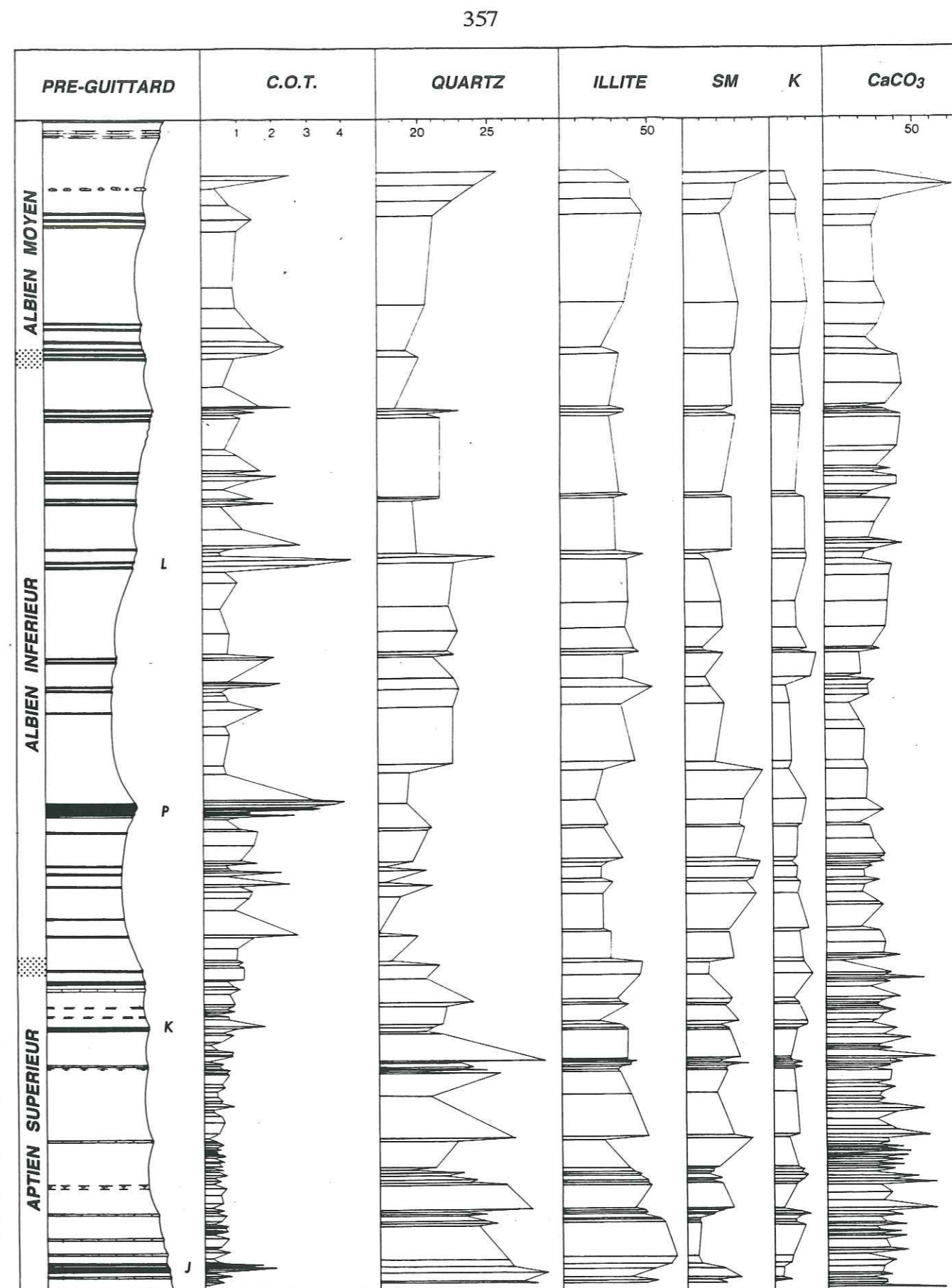


Fig. 138. Pré-Guittard (Arnayon) ; Aptien supérieur, Albien inférieur-moyen : les composants majeurs. Les carbonates, le quartz et les principales familles de minéraux argileux (voir légende fig. 136).

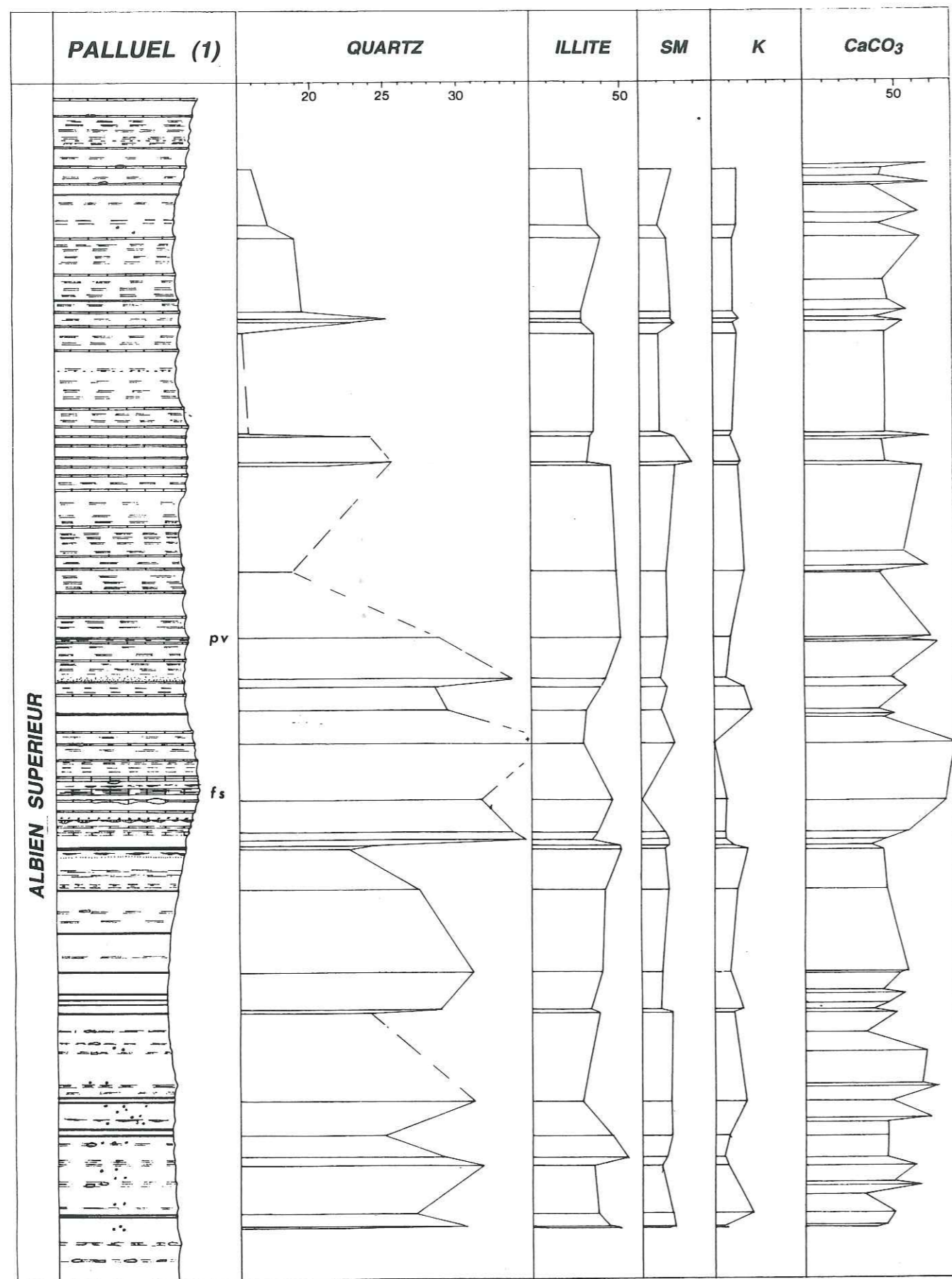


Fig. 139. Col de Palluel (Moydans), base de la coupe ; l'Albién supérieur basal : les composants majeurs. Les carbonates, le quartz et les principales familles de minéraux argileux (voir légende fig. 136).

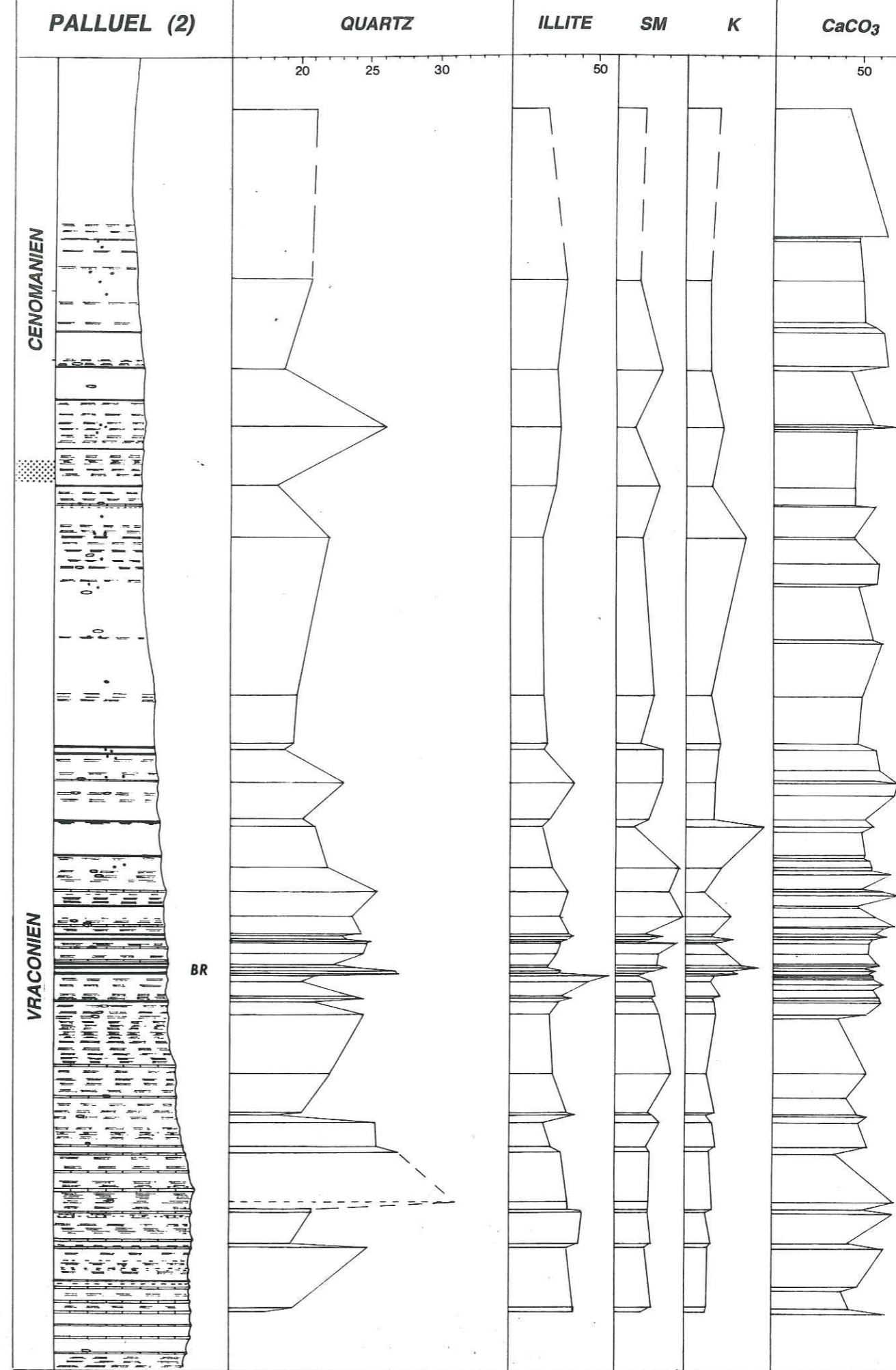


Fig. 140. Col de Palluel (Moydans), sommet de la coupe ; l'Albién supérieur élevé (Vraconien) et l'extrême base du Cénomanién : les composants majeurs. Les carbonates, le quartz et les principales familles de minéraux argileux (voir légende fig. 136).

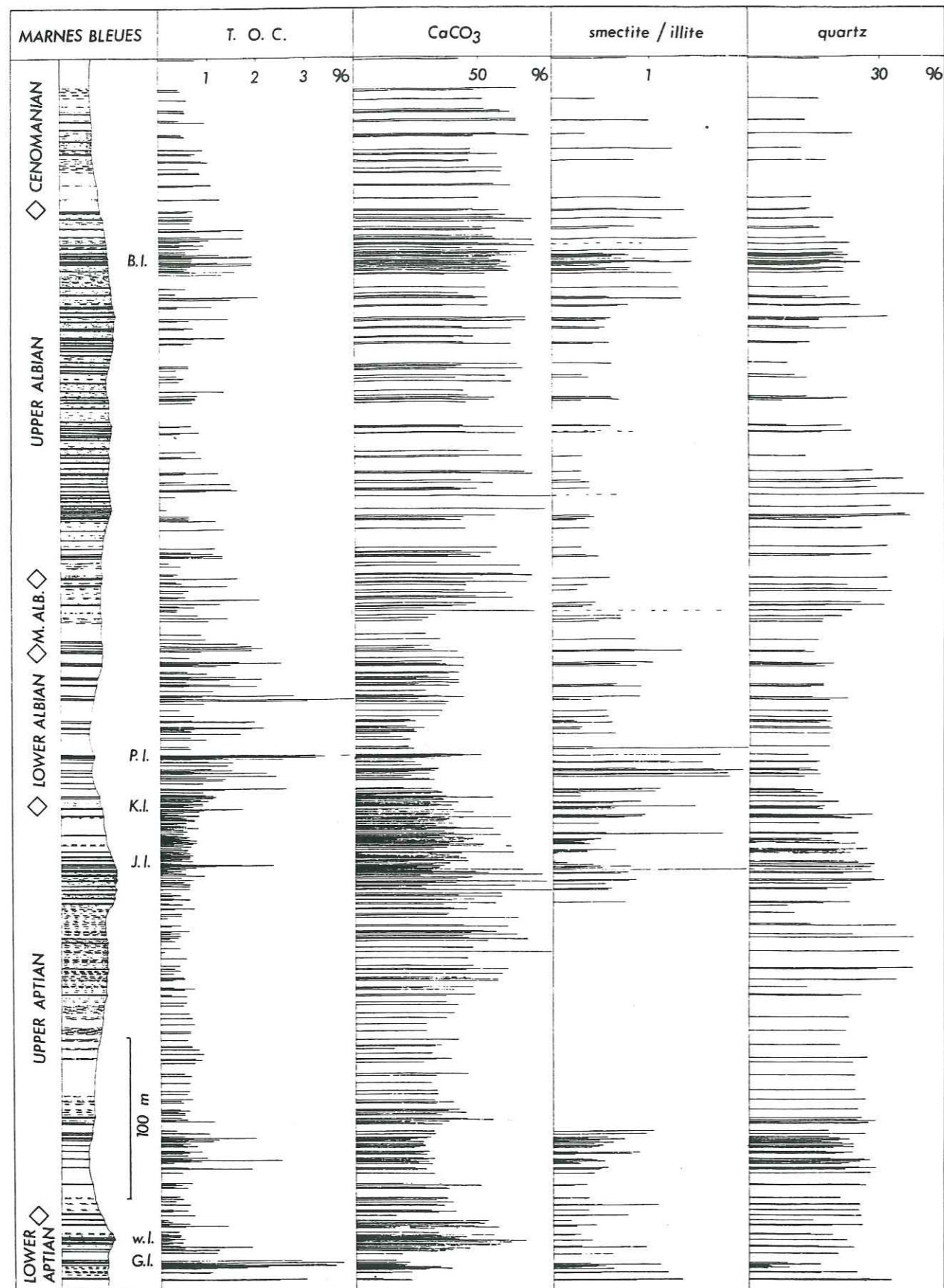


Fig. 141. Coupe synthétique virtuelle des Marnes bleues de l'Aptien - Albien du bassin vocontien. Evolution des paramètres suivants. C.O.T. : carbone organique total (analyses Rock-Eval) ; CaCO₃ : teneurs en calcaire (calcimétrie) ; Sm/I : rapport smectites/illite (estimation semi-quantitative par diffraction des R.X) ; Quartz (estimation semi-quantitative par diffraction des R.X). D'après BREHERET & DELAMETTE (1989).

La distribution des minéraux argileux dans le bassin subalpin, comme l'illustre DECONINCK (1984), fait donc apparaître, à une grande échelle, une opposition entre les intervalles très carbonatés riches en smectites et les intervalles marneux (Valanginien et Aptien-Albien) dominés par les argiles micacées (voir ses fig. 50 et 51). "Les périodes à sédimentation carbonatée dans le domaine de bassin, correspondent à l'installation des plates-formes sur les bordures. Dans ces milieux, l'illite, la chlorite et la kaolinite se déposent préférentiellement, tandis que les smectites se sédimentent dans le bassin. Les mécanismes de la sédimentation différentielle⁷⁵ peuvent donc expliquer l'augmentation du pourcentage de smectite parallèlement à la progradation des plates-formes." (p. 109). En revanche, l'illite et la kaolinite, issues du continent, ainsi que du remaniement de sédiments déposés sur les bordures, sont exportées vers le bassin lors des périodes d'instabilité tectonique. Nos observations ne remettent pas en cause ces conclusions de DECONINCK, mais montrent que les faits sont plus complexes, et qu'il convient d'expliquer l'abondance des smectites dans les intervalles à *black shales* que cet auteur n'a pas discriminé.

A ces deux facteurs, structuration et sédimentation différentielle, DECONINCK *et al.* (1985) et DECONINCK (1992) ajoutent le contrôle eustatique ; le rôle du climat est également évoqué mais, agissant de manière parallèle à celui du niveau marin (*ibid.*, p. 218), serait difficile à dégager. En fait, le contrôle eustatique ne me paraît perceptible qu'à l'échelle des cycles transgression-régression (type séquences de 2ème ordre). A l'échelle des séquences de type troisième ordre, l'effet de la tectonique (localement ou régionalement) est certainement dominant, comme nous l'avons vu dans la section II. 1.4 (et voir PLINT *et al.*, 1992). Par ailleurs, il est possible que les fluctuations climatiques, engendrées par l'évolution des paramètres astronomiques à haute fréquence (paramètres de Milankovitch), aient laissé leur empreinte dans la part terrigène des cortèges argileux ; toutefois d'autres études sont nécessaires pour le vérifier sur les Marnes bleues.

Les smectites

Quelques échantillons de l'Albien inférieur ont fait l'objet d'essais selon le traitement de HOFMANN et KLEMEN (1950) et GREENE-KELLY (1953) : saturation au lithium, chauffage à 250 °C pendant 10 heures et mise en présence d'éthylène glycol - afin d'apprécier les propriétés d'échange cationiques des édifices. Les smectites du type des montmorillonites, à charges octaédriques, perdant leur propriété d'échange, ne gonflent pas et demeurent à 10 Å, alors que les beidellites, qui présentent des charges tétraédriques dominantes, conservent leur propriété d'échange et gonflent à 18 Å⁷⁶. Les tests ont montré que, pour l'Albien inférieur, la capacité d'échange est variable selon les échantillons ; les beidellites à faible charge peuvent composer une part importante de l'assemblage (cf. BREHERET et DELAMETTE, 1987). Mais, les populations smectitiques sont hétérogènes ; et il est probable qu'elles traduisent le mélange de particules héritées et d'édifices néoformés (ou transformés). C'est aussi la conclusion à laquelle aboutit HITE-PRAT (1985) qui met en évidence des sur-croissances sur des smectites dans l'Aptien de Vergons (Sud-Est du bassin). Les raisons de l'enrichissement en smectites, parallèlement à la distribution des CRMO, paraissent ainsi pouvoir être recherchées dans deux directions : l'héritage et la néoformation (ou la transformation).

Cette interprétation vient moduler l'attribution au seul détritisme terrigène prônée par DECONINCK (1984) pour ces smectites. Les minéraux de cette origine continentale, comme on le sait, notamment depuis MILLOT (1964) et PAQUET (1970), se forment préférentiellement en milieu subaérien, sous des climats plutôt chauds, marqués par de forts contrastes saisonniers de l'humidité, dans des zones basses, mal drainées (voir aussi DECONINCK, 1992, et DECONINCK *et al.*, 1985).

On peut remarquer que les dépôts de *black shales* en Atlantique, à l'Aptien-Albien sont également marqués par une proportion élevée de smectites (CHAMLEY, 1979a, 1979b ; CHAMLEY *et al.*, 1983). Leur prédominance est mise sur le compte de l'héritage continental. CHAMLEY souligne que "le minéral est conservé dans les faciès de "black shales", où il traduit la

⁷⁵ cf. GIBBS (1977) ; note de J.G.B.

⁷⁶ Dans les montmorillonites, le Li migre vers les lacunes octaédriques vacantes, à côté des atomes Mg localisant des charges négatives. Chaque feuillet devient ainsi électriquement neutre et perd ses capacités de solvation, d'où une stabilité à l'éthylène glycol. Lorsque les charges négatives sont d'origine tétraédrique, le Li, ne pouvant occuper de position tétraédrique, reste dans l'interfoliaire, et le feuillet garde ses propriétés de gonflement à l'éthylène glycol.

faiblesse de la diagenèse en milieu organique." D'un autre côté, HOLTZAPFFEL (1983) a montré qu'une partie des smectites était représentée par des particules transformées, en fait ayant subi des sur-croissances lors de la diagenèse précoce (smectites lattées). Pour THIRY et JACQUIN (1993), les smectites du Crétacé de l'Atlantique sont formées par transformation et recristallisation de particules argileuses détritiques. Il serait nécessaire, bien entendu, de procéder à des travaux spécifiques et détaillés pour caractériser les smectites des CRMO vocontiennes, de manière à préciser leurs conditions de genèse. Suspectant qu'une certaine partie du stock est sinon néoformée, du moins issue de transformation, on remarquera que les faciès de bordure ne permettent plus le doute quant à la présence d'argiles authigènes puisqu'elles sont visibles macroscopiquement : ce sont les glauconies (BREHERET, 1991).

La glauconie (pl. 13) (cf. BREHERET, 1991)

Le phénomène de glauconitisation affecte particulièrement les sédiments des bordures simultanément au dépôt des *black shales* du domaine bassin. La richesse de certaines couches en glauconie est tout-à-fait remarquable, et les intervalles les plus riches coïncident avec le dépôt des niveaux repères riches en MO : niveaux Goguel, Paquier et Breistroffer. Cette liaison entre glauconie et *black shales* se vérifie à très fine échelle en certains sites des bordures. C'est notamment le cas du niveau Paquier sur la coupe du Coulet, située dans la région de Sisteron (Sud du bassin). La glauconie s'est développée au sein des petites séquences qui composent ce niveau. Les études pétrographiques montrent que la plus grande partie de cette glauconie est autochtone (fig. 142).

Deux types de grains verts sont observés. Un grand nombre d'entre eux sont de petite taille, de forme boursoufflée, irrégulière. L'examen détaillé des microfaciès montre qu'ils sont développés dans des pelotes fécales de broyeurs planctoniques, dont beaucoup sont riches en *Nannoconus*. Des empreintes se rencontrent sporadiquement dans certains grains, comme en attestent les observations au microscope électronique à balayage. On observe également des grains de plus grande taille et de forme irrégulière qui sont manifestement liés à des bioturbations. Leur autochtonie est attestée par le fait qu'ils sont de tailles et de formes diverses et à différents stades diagenétiques (glauconie peu évoluée à faible teneur en potassium et glauconie évoluée à 6-8 % K_2O , cf. 143-144). Certains grains sont phosphatisés, d'autres sont pyritisés.

La genèse de ces grains verts paraît souligner les épisodes de colonisation des fonds par la vie benthique, comme le montrent les bioturbations et aussi la présence de foraminifères benthiques (cf § II.3.2). Le processus de glauconitisation semble bien se développer lors de périodes d'oxygénation modérée des fonds marins (suboxie à hypoxie), par rapport à l'ambiance généralement anoxique à suboxique.

La coïncidence entre les smectites (dont une partie serait néoformée, ou transformée) et la glauconie, qui apparaissent également liées au faciès *black shales*, ne paraît pas fortuite.

En 1985, HOLTZAPFFEL remarque l'étonnant parallèle entre des "smectites lattées authigènes" et les glauconies dans la série du Gault (Albien moyen-supérieur) du Boulonnais. Il évoque alors deux hypothèses. Les smectites lattées sont strictement néoformées (à partir de solutions interstitielles) ou issues de la transformation de particules préexistantes non smectitiques ou bien encore smectitiques.

Selon l'auteur, la coexistence de smectite et de glauconie amène deux possibilités.

(1) Une relation génétique existe entre les deux minéraux. A l'instar de LOUAIL (1981), il évoque leur possibilité de genèse dans un même milieu qui serait à l'interface eau-sédiment, la smectite lattée serait alors un précurseur de la glauconie.

(2) La genèse des smectites lattées et de la glauconie sont deux processus indépendants. La naissance de ces deux minéraux nécessitant des conditions favorables à l'un comme à l'autre dans le sédiment, pour HOLTZAPFFEL (*op. cit.*), ceci implique donc un diachronisme dans le déroulement des deux processus. Les glauconies seraient élaborées à l'interface ; les smectites lattées seraient engendrées dans le milieu interstitiel isolé de l'eau de mer. Dans un horizon donné, il y aurait donc un phénomène de glauconitisation qui serait suivi ultérieurement par une "lattitisation" des smectites (d'origine détritique terrigène) ; processus qui serait alors comparable à celui connu pour les sites océaniques (HOLTZAPFFEL, 1983 ; HOLTZAPFFEL et CHAMLEY, 1986).

Dans sa discussion, HOLTZAPFFEL indique que le spectre de terres rares (normalisé aux *shales*) ne présente pas l'anomalie en cérium caractéristique de l'eau de mer ; il considère que ce fait

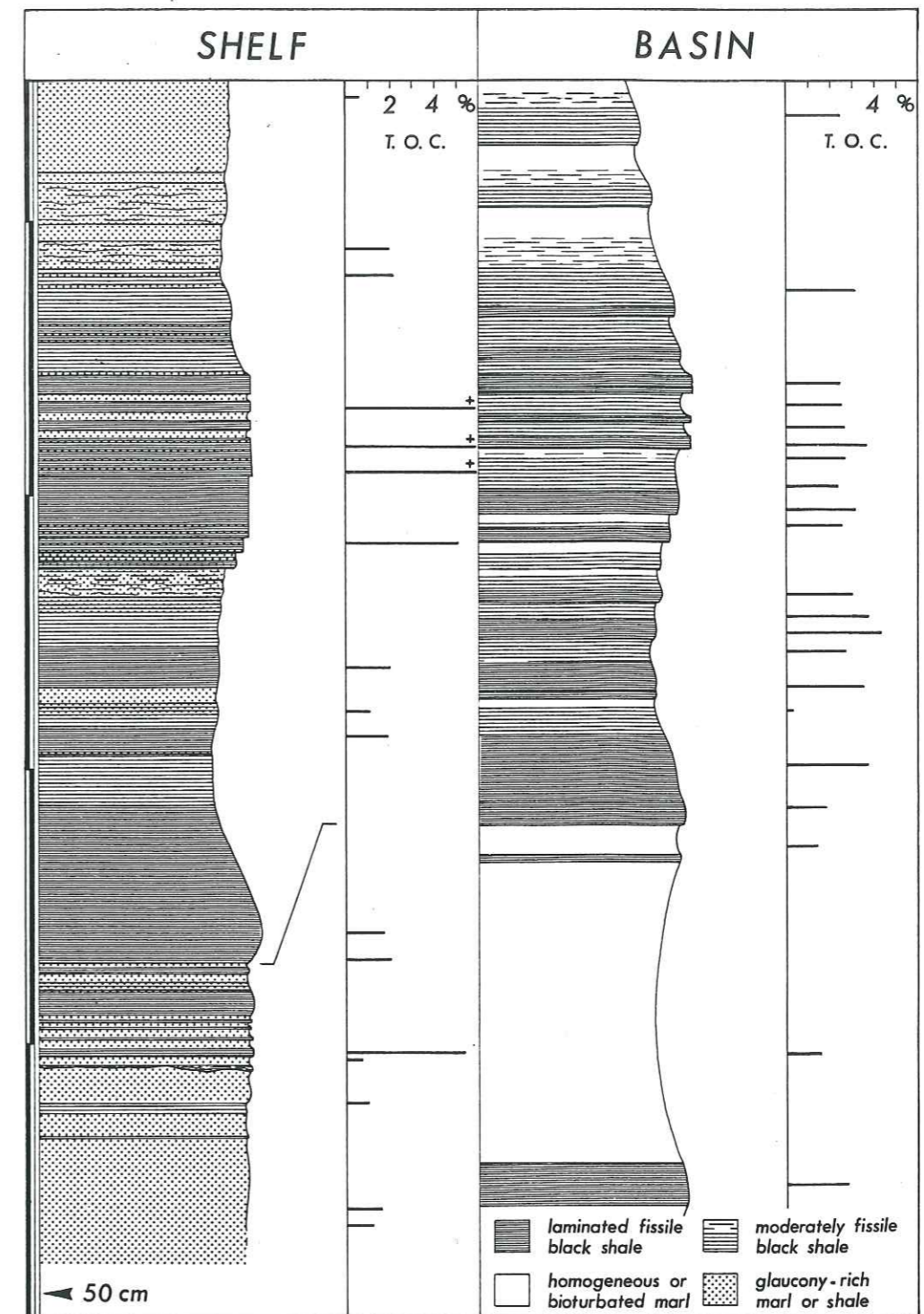


Fig. 142. Le niveau Paquier. Corrélation entre un site de Bordure, le Coulet (Sud du bassin, région de Sisteron), envahi par la glauconie, et un site de bassin, Hyèges (Sud-Est du bassin), non glauconitisé. D'après BREHERET (1991)

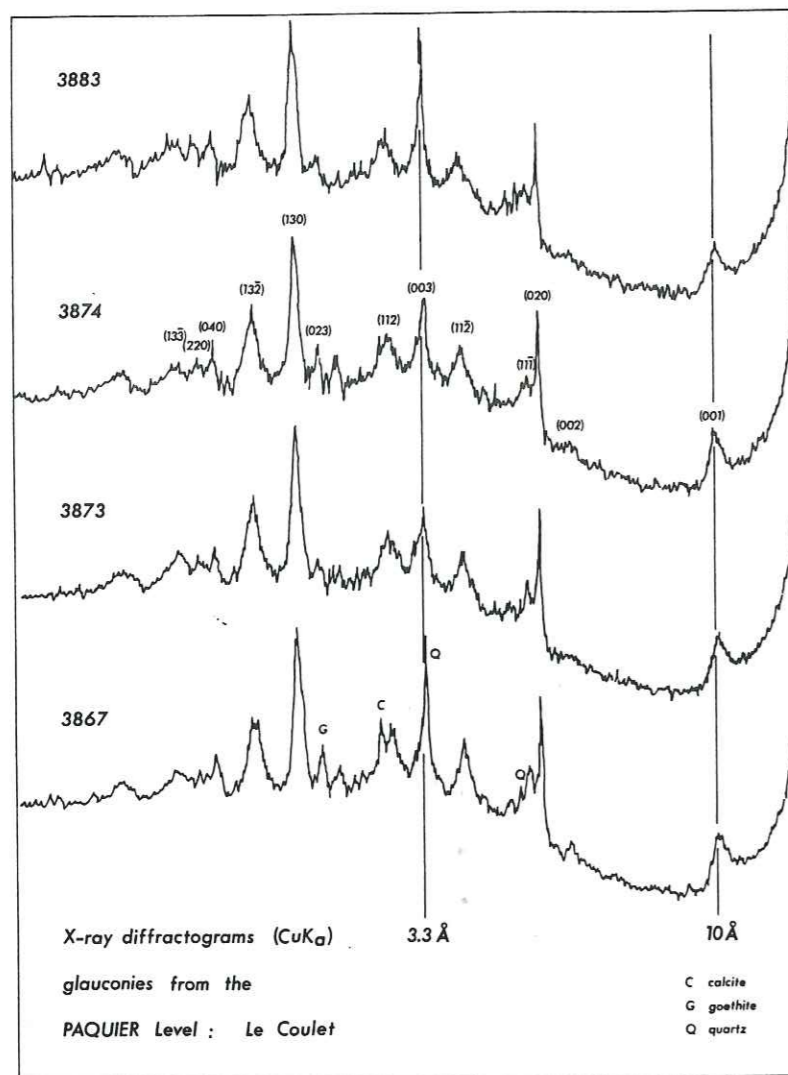
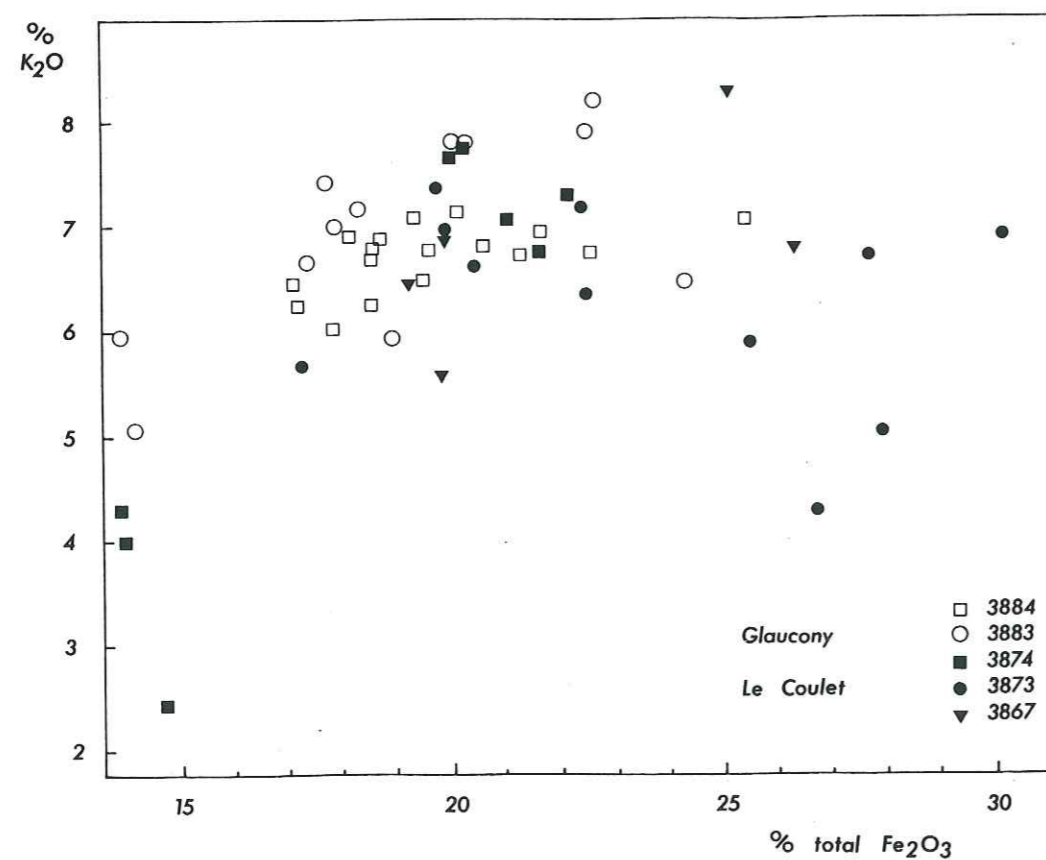


Fig. 143. Exemples de diffractogrammes de grains de glauconie isolés de quatre horizons du niveau Paquier au Coulet.

Fig. 144. Diagramme de corrélations des teneurs en Fe_2O_3 et K_2O obtenues par EDS, couplé au MEB, pour des grains isolés de cinq horizons du niveau Paquier au Coulet.



contredit la première hypothèse. Toutefois, les argiles du Gault, qui correspondent au faciès *black shales*, se sont probablement sédimentées dans un milieu marin à oxygénation déficiente. Il est hautement probable que des conditions réductrices furent atteintes, au moins périodiquement, sur le fond. Etant donné la configuration électronique du cérium (il peut acquérir un état de valence 4+ en milieu oxydant et 3+ en milieu anoxique ou suboxique, cf. GERMAN et ELDERFIELD, 1991), de telles conditions induisent une résorption de l'anomalie négative en Cérium, comme on peut le constater dans la nature actuelle : par exemple dans la fosse de Cariaco, où le passage des eaux oxygénées de surface aux eaux anoxiques du fond (vers 400 m de profondeur) se marquent même par une anomalie positive (DE BAAR *et al.*, 1988). La composition des eaux interstitielles étant influencée par l'apport d'eaux marines, un enrichissement relatif en Ce (par rapport aux *shales*) est constaté dans les sédiments anoxiques soumis à la diagenèse précoce (ELDERFIELD et SHOLKOVITZ, 1987 ; CLAPAROLS, 1992). Ces considérations ne rendent pas convaincant l'argument de HOLTZAPFFEL.

D'autre part, cet auteur pose le problème du degré d'évolution diagenétique différencié pour les particules dans un même horizon : stade initial de smectites lattées et glauconites abouties (micacées) dans les mêmes horizons. Or les observations de PARRON (1989) montrent que les grains verts sont généralement figés à différents stades d'évolution diagenétique dans une même couche, ce qui constitue d'ailleurs un critère d'autochtonie. Cette caractéristique s'expliquerait par le fait que chaque grain évolue dans un microsysteme physico-chimique plus ou moins indépendant des autres. Pour ce même auteur, la glauconitisation s'opèrerait à partir de différents minéraux élaborés depuis des matériaux amorphes, précurseurs. Il pense que la smectitisation représente un stade précoce de la glauconitisation.

Laissant les détails de la minéralogenèse aux spécialistes, nous remarquerons que le développement de l'un et l'autre minéral paraît lié aux fluctuations de l'environnement général (voir discussion dans BREHERET, 1991). Dans le milieu de bassin favorable au dépôt de *black shales*, riches en MO, où l'ambiance est globalement peu oxygénée, voire anoxique, des smectites peuvent se former, par transformation ou néogenèse ; la glauconie est peu fréquente. Sur les bordures, les caractères de l'environnement fluctuent de manière contrastée ; des phases d'oxygénation relative alternent avec des phases de suboxie ou d'anoxie. A côté de smectites, la glauconie bourgeoine au sein du sédiment riche en MO.

Par ailleurs, la minéralogie de la glauconie permet, dans une certaine mesure, de fournir quelques indications sur l'importance de la sédimentation. Comme je l'ai précisé plus haut, les études pétrographiques montrent que la glauconie qui se trouve dans le niveau Paquier, au Coulet, est, pour l'essentiel, autochtone. Elle présente des caractères minéralogiques qui, dans l'ensemble, correspondent au type glauconite. Les diffractogrammes de rayons X montrent en effet qu'il s'agit d'un minéral bien ordonné, avec notamment un pic (001) aigu et proche de 10 Å, dénotant l'abondance de structures micacées (fig. 143). Les données chimiques, apportées par EDS sur grains isolés, montrent des teneurs en Fe_2O_3 réparties entre 14 et 30 % (généralement entre 17 et 25 %) ; les teneurs en K_2O peuvent être faibles pour certains grains, mais la plupart se situent entre 6 et 8 % (fig. 144). Ces caractéristiques permettent de considérer ces glauconies comme évoluées (fig. 145), après les travaux de ODIN (1975) et ODIN et MATTER (1981). Selon ces auteurs, ce stade n'est atteint qu'à l'issue d'un long séjour des grains au voisinage de l'interface eau-sédiment (millimètres à décimètres). Cette situation est nécessaire puisque le potassium qui vient se fixer dans l'interfoliaire diffuse à partir de l'eau de mer. ODIN et MATTER (1981) et ODIN et FULLAGAR (1988) qui partent également de considérations géologiques, estiment que le stade évolué de la glauconie (> 6 % K_2O) nécessite le déroulement du processus pendant plus de 100.000 ans. Cet ordre de grandeur permet de supposer que la durée de l'événement Paquier est au minimum de cet ordre, et plus probablement de quelques centaines de milliers d'années, ce qui serait comparable à l'événement Toarcien (JENKINS, 1988) et au CTBE (ARTHUR *et al.*, 1987).

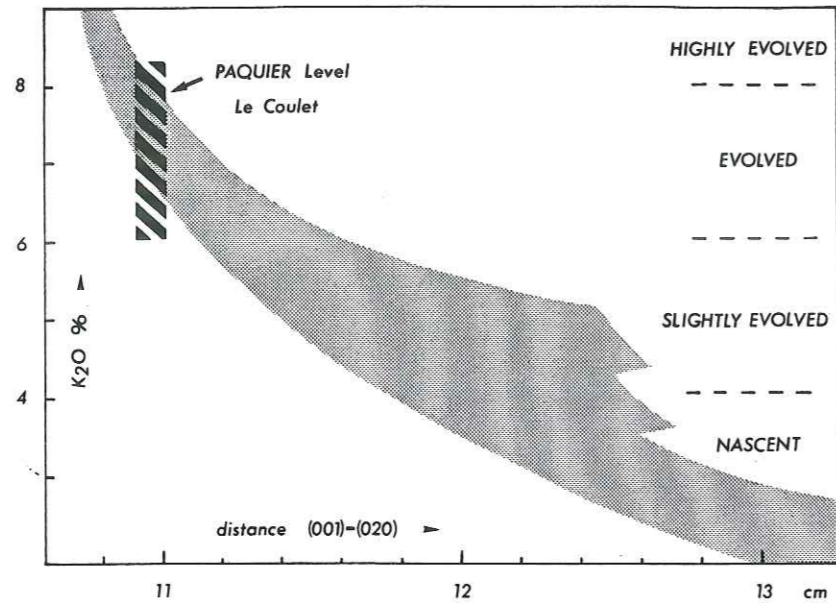


Fig. 145. Diagramme de ODIN & FULLAGAR (1988) : corrélations entre les teneurs en K_2O obtenues par EDS et la distance entre les réflexions (001) et (020) sur les diffractogrammes (mesurée en cm, pour une rotation du goniomètre de $1^\circ/\text{mn}$ et un défilement de l'enregistreur de $1 \text{ cm}/\text{mn}$). Ce diagramme reflète seulement la fraction dominante dans les échantillons. Les grains peu évolués, en très faible quantité, n'ont pas permis d'obtenir de diffractogrammes significatifs.

2.4. Caractères géochimiques élémentaires (éléments traces)

2.4. CARACTERES GEOCHIMIQUES ELEMENTAIRES (ELEMENTS TRACES)

Deux intervalles ont fait l'objet d'analyses géochimiques sur la roche totale. Il s'agit, d'une part, de l'Aptien supérieur élevé et de l'Albien inférieur à moyen de Pré-Guittard (nos unités lithologiques 9 et 10), dont les données ont été acquises en collaboration avec SAUPE, au CRPG Nancy, et, d'autre part, de l'Albien moyen basal et de l'Albien moyen élevé situés de part et d'autre de la discontinuité $\Delta 8$, à Bert (Arnayon). Ce deuxième intervalle, plus densément analysé, fait l'objet d'une collaboration en cours avec BRUMSACK (université d'Oldenburg), et les résultats seront publiés ultérieurement. Il sera tiré partie de certaines données ayant plus particulièrement une incidence sur la signification des nodules barytiques dans la section II.4.4. Nous envisageons ici les principaux caractères qui permettent de déduire certains paramètres de l'environnement générateur de la partie moyenne des Marnes bleues, et de situer, notamment, les *black shales* de l'Albien inférieur moyen par rapport à d'autres séries.

Le spectre géochimique des éléments majeurs situe les sédiments étudiés parmi les marnes banales, et reflète, évidemment, la part élevée du détritisme terrigène auquel se surimpose la production biocarbonatée, et aussi, d'une manière plus limitée, la production biosiliceuse. C'est plutôt dans la mesure où il est possible de répondre à deux questions que nous allons envisager de présenter les relations entre certains éléments. Les sédiments et les minéralisations associées (barytiques, phosphatées), sur lesquelles nous reviendrons, se sont-ils déposés sous l'influence hydrothermale comme cela a été évoqué par certains auteurs ? Dans quelle mesure peut-on préciser si le dépôt des *black shales* s'est effectué dans un milieu marin normal, sous l'influence d'un système d'*upwelling*, ou dans un bassin confiné à stratification stable ?

2.4.1. Un rapport à l'hydrothermalisme ?

Le rapport à un hydrothermalisme ou un volcanisme potentiel peut être, dans une certaine mesure, apprécié grâce au diagramme $Mn^* = f(D)$ utilisé par DEBRABANT et FOULON (1979), CHAMLEY *et al.* (1980), MAILLOT (1980) et BROSSE (1982) pour des sédiments de l'Atlantique et du domaine briançonnais.

L'indice Mn^* exprime, dans les sédiments, la fixation préférentielle d'un des deux métaux Mn et Fe par rapport à l'autre lors des phénomènes d'authigenèse. Il est établi en référence à la composition moyenne des argilites, ou *shales* moyens (DEBRABANT & FOULON, 1979) :

$$Mn^* = \log \left[\frac{\text{Mn échantillon}}{\text{Mn shales}} / \frac{\text{Fe échantillon}}{\text{Fe shales}} \right]$$

Le rapport Mn/Fe des argiles (*shales*) étant fixe par essence ($= 13 \cdot 10^{-3}$), le rapport simplifié de BROSSE (1982) est utilisé :

$$\Delta Mn = \log \frac{Fe}{Mn}$$

Cet indice est susceptible de renseigner sur les conditions d'oxydo-réduction régnant lors de ces réactions. Ainsi, en milieu réducteur, le fer est rapidement fixé par le soufre réduit du fait de l'activité des bactéries sulfato-réductrices, le manganèse, réduit, est mobilisé et s'échappe dans les solutions interstitielles. Comme le rapport Fe/Mn est équivalent à 76,67 pour la moyenne des argilites (*shales*), un indice nettement supérieur (c.à.d. $\log Fe/Mn > 1,89$) indique *a priori* un milieu de formation réducteur, mais, en fait, une dilution par des apports particulièrement riches en fer, par exemple d'origine latéritique, peut aussi s'exercer. A l'opposé, un indice nettement inférieur dénote une oxydation du milieu. Un enrichissement notable en Mn est également interprété, pour les sédiments océaniques, comme lié à des apports volcano-hydrothermaux (DEBRABANT et FOULON, *ibid.*). Enfin, les sédiments d'un milieu ouvert sont caractérisés par un indice voisin de 1,89.

L'indice de détritisme $D = Al/(Al + Fe + Mn)$, établi par BOSTRÖM *et al.* (1969) permet de caractériser l'influence relative du détritisme terrigène. Celui-ci est exprimé par l'aluminium (peu mobile), alors que les concentrations de fer et manganèse (plus mobiles, surtout le dernier) résultent

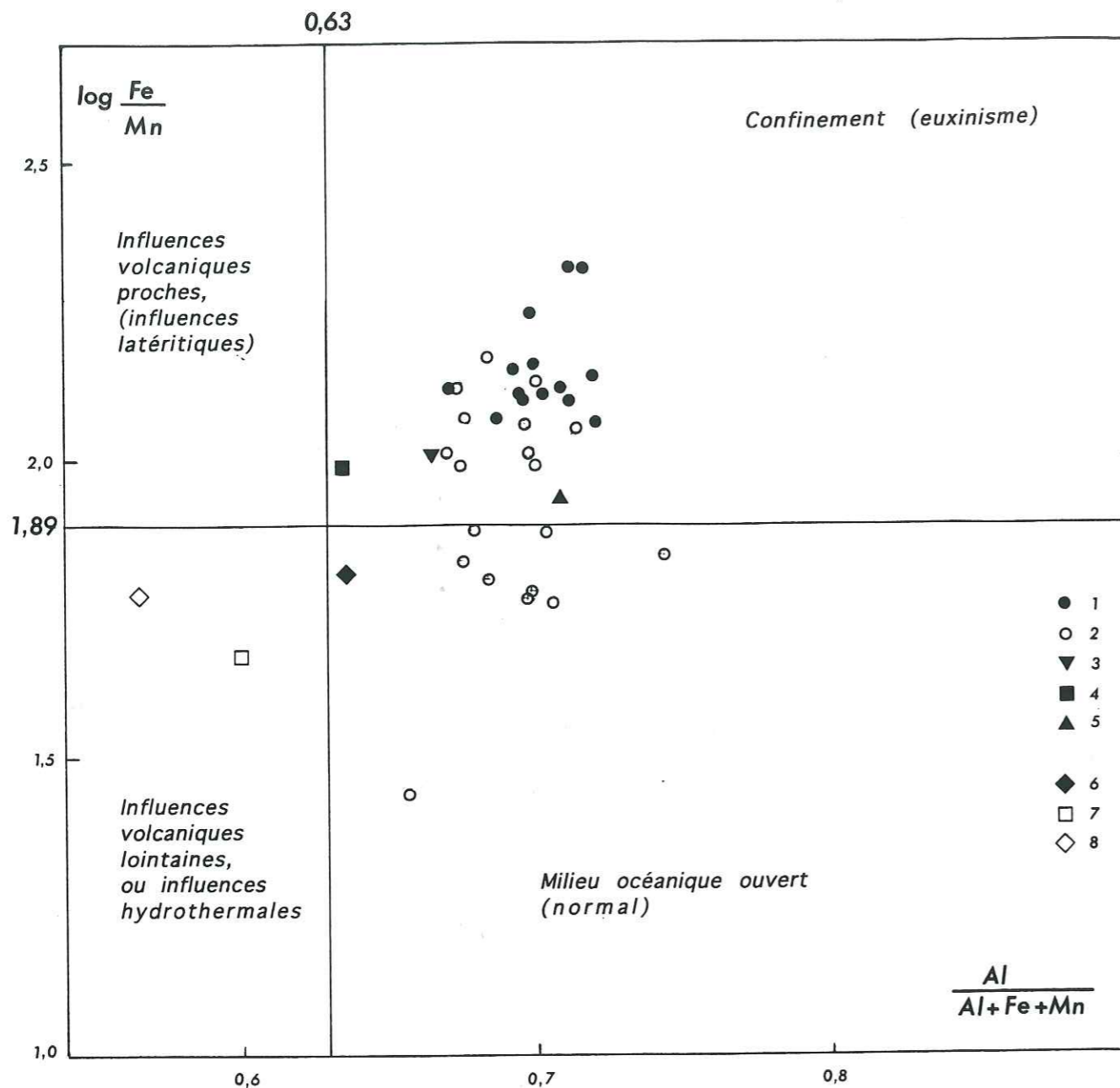


Fig. 146. Diagramme $\log (Fe/Mn) = f(D)$. D'après BROSSE (1982, fig. 43), modifié de DEBRABANT et FOULON (1979). 1. Horizons noirs (black shales laminés) de l'Albien inférieur - moyen ; col de Pré-Guittard, bassin vocontien ; 2. marnes sombres bioturbées, même provenance ; 3. niveau Jacob (ibid.) ; 4. niveau Paquier (ibid.) ; 5. niveau Kilian (ibid.) ; 6. moyenne niveau Paquier, bassin vocontien (18 échantillons) ; 7. moyenne Posidonienschiefer (42 éch. ; BRUMSACK, 1991, tabl. 1) ; 8. moyenne des Posidonienschiefer > 3 % C.O.T. (28 éch. ; BRUMSACK, ibid.). Interprétation des domaines selon les auteurs. Pour comparaison : les valeurs de D se répartissent jusqu'à 0,3 pour les sédiments du Cénozoïque de l'Est Atlantique et du banc de Rocall (fig. 2 et 3 de DEBRABANT et FOULON) ; les valeurs de $\log Fe/Mn$ descendent jusqu'à - 0,30 pour les sédiments du Crétacé du site 386 DSDP, dans l'Atlantique Nord (cf. BROSSE, fig. 43).

plutôt des réactions de précipitation ou d'absorption *in situ* en milieu marin. Les argilites (shales) présentant un D moyen de 0,63 (BOSTRÖM, 1970 ; WEDEPOHL, 1978), un rapport plus élevé correspond à une influence continentale prépondérante.

La répartition des échantillons de l'Albien vocontien sur le diagramme (fig. 146) permet de montrer l'importance évidente (si l'on en doutait) du détritisme terrigène. Une partie des marnes bioturbées se situe dans le contexte "marin ouvert" ; les marnes laminées, riches en MO, ainsi qu'une autre partie des marnes bioturbées, se trouvent dans le secteur "milieu confiné (voire euxinique)", c'est-à-dire $\Delta Mn > 1,89$. Aucun échantillon n'est positionné dans les champs dénotant une influence volcanique ou hydrothermale. Ces données sont comparables à celles des argilites vertes et noires du site 391 DSDP (Atlantique Nord) présentées par BROSSE (1982, fig. 43). En revanche les données du niveau Paquier (18 échantillons) se localisent selon des rapports ΔMn et D légèrement plus faibles, au voisinage immédiat des indices des argilites moyennes. Elles se rapprochent des valeurs des Posidonienschiefer du Lias d'Allemagne (calculées à partir des données de BRUMSACK (1991, tabl. 1) qui sont encore un peu plus faibles et qui se situeraient à la limite du champ d'influences volcano-hydrothermales possibles (elles sont probables lorsque $D < 0,5$). Quoi qu'il en soit, l'interprétation du diagramme montre que l'influence de l'hydrothermalisme est extrêmement faible, voire à écarter complètement pour les black shales de l'Albien vocontien.

2.4.2. Les éléments traces et le milieu de dépôt

Les couches noires riches en matière organique, déposées dans les milieux actuels ou anciens, sont généralement enrichies aussi en éléments traces ; il s'agit notamment de Ni, Co, Cu, Cr, V, Zn, dont la liaison avec la matière organique a fait l'objet de nombreux travaux.

A cet égard, certains éléments traces, contenus dans l'eau de mer, sont concentrés par le plancton. Dans les conditions de circulation océanique normales, et pour une production modérée, lors de la chute des particules planctoniques vers les fonds marins et leur séjour sur ces fonds, la matière organique subit une dégradation poussée et les métaux en traces sont régénérés dans la colonne d'eau⁷⁷. Mais, par ailleurs, dans la mesure où une fraction substantielle de matière organique est préservée dans les dépôts, (du fait d'une dégradation incomplète de cette matière organique), une petite fraction de ces métaux peut subsister dans le sédiment. De plus, l'ambiance réductrice qui règne alors dans le sédiment superficiel (principalement grâce à l'action des bactéries sulfato-réductrices), est favorable à un enrichissement en métaux, car ceux-ci peuvent diffuser des eaux marines dans le sédiment où ils sont fixés (lors de la diagenèse précoce) en tant que sulfures ou bien sont liés à la matière organique, comme c'est le cas de U et V, notamment (cf. BRUMSACK, 1986 ; ARTHUR *et al.*, 1990, et voir II.2.4.3).

Dans des conditions d'anoxie connues dans la nature actuelle, telles que celles de la mer Noire, ou de la fosse de Cariaco, le comportement d'un certain nombre d'éléments traces diffère, en ce qu'ils précipitent, généralement sous forme de sulfures, dans la colonne d'eau, à la limite O_2/H_2S . Ainsi extraits de la colonne d'eau, ils sont sédimentés et enfouis dans les dépôts qui s'accumulent sur les fonds (cf. ARTHUR *et al.*, 1990). La préservation d'une fraction importante de la matière organique constitue un facteur favorable à leur concentration ; et cette contribution est d'autant mieux exprimée que le taux de sédimentation (notamment détritique terrigène) est faible.

Ainsi, un sédiment riche en une matière organique bien préservée au fond d'un bassin anoxique, par ailleurs soumis à de faibles apports terrigènes, offre des teneurs élevées en éléments traces. Pour BRUMSACK (1991), les sédiments déposés dans un environnement caractérisé par une production planctonique intense et un taux de sédimentation élevé, comme au droit des systèmes d'upwellings actuels, présentent une signature géochimique différente, seulement légèrement enrichie en traces métalliques par rapport aux sédiments normaux.

Afin de cerner les modalités de formation des black shales albiens vocontiens, leurs teneurs en éléments traces peuvent être comparées à celles de quelques dépôts actuels et anciens susceptibles de représenter des modèles quant aux conditions de milieux.

La fig. 147 illustre les teneurs en éléments traces des couches noires de l'Albien vocontien (normalisées par rapport à l'aluminium afin de corriger l'effet de la dilution par le carbonate ou la silice). Ces teneurs sont comparées à celles de formations géologiques anciennes ou récentes selon

⁷⁷ L'efficacité de ces processus est diminuée si le milieu est appauvri en oxygène dissous.

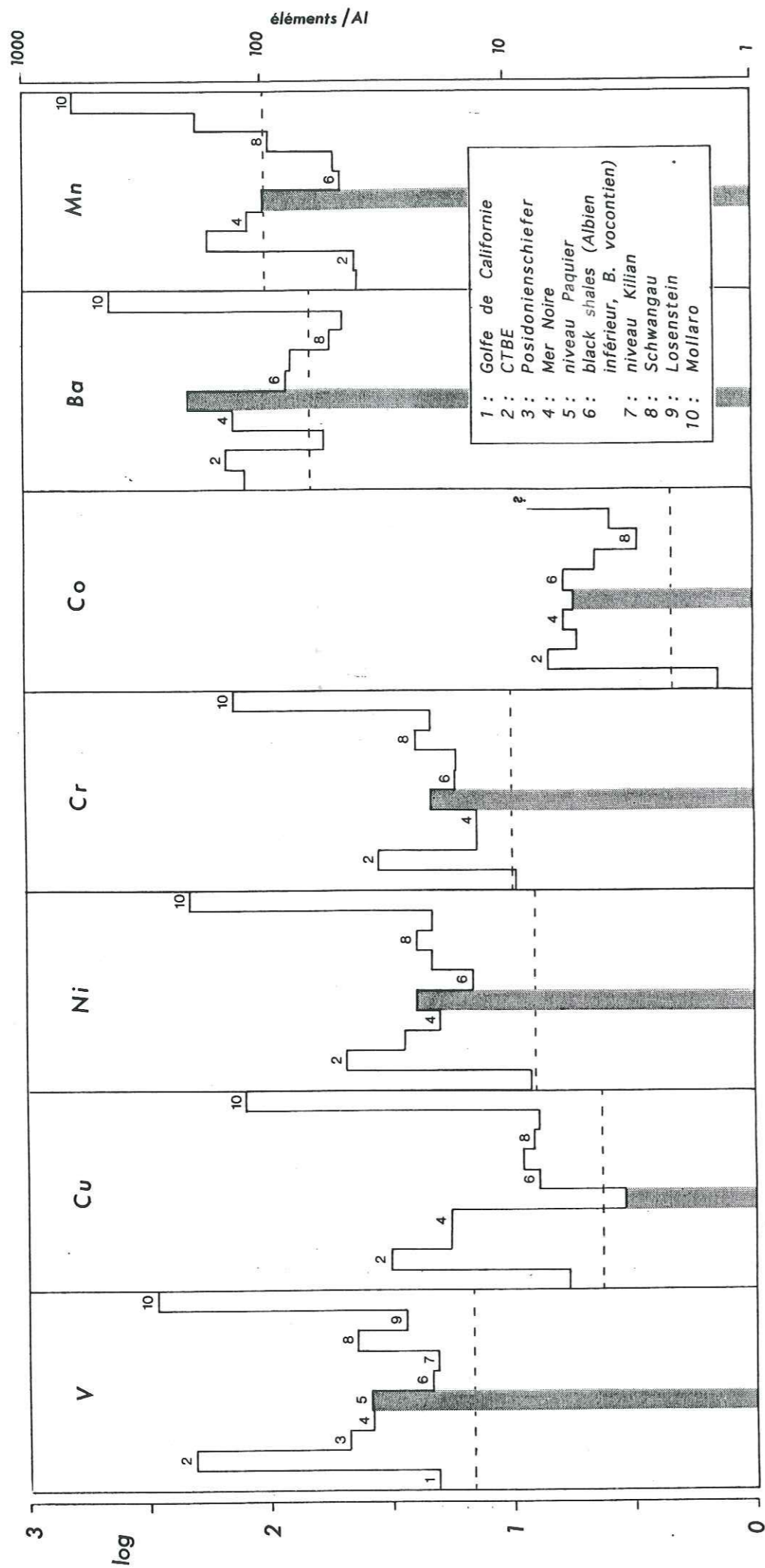


Fig. 147.- Métaux en traces, teneurs normalisées par rapport à l'aluminium. Comparaison des données du présent travail, n° 5 à 10, avec les données de BRUMSACK (1991, tabl. 3) pour les n° 1 à 4. 1. Diatomites du Golfe de Californie (upwelling), moyenne de 50 éch. ; 2. Limite Cénomanién-Turonien (CTBE), moy. 77 éch. ; 3. Posidonienschiefer du Toarcien d'Allemagne, 28 éch. ; 4. Sappropèles récents du fond de la Mer Noire, 11 éch. ; 5. Niveau Paquier vocontien, moyenne, 18 éch. ; 6. black shales de l'Eoalbien vocontien, Pré-Guittard, 26 éch. ; 7. Niveau Kilian, sommet Aptien supérieur, Pré-Guittard, 1 éch. ; 8. Niveau Paquier, Schwangau (Bavière), 1 éch. ; 9. Niveau Paquier, Losenstein (Autriche) 1 éch. ; 10. Scisti Neri, Mollaro, 1 éch. La moyenne des shales (d'après BRUMSACK, 1986) figure en tirets.

les données fournies par BRUMSACK (1991, tabl. 3) qui concernent des sédiments récents du Golfe de Californie, les couches noires de la limite Cénomanién-Turonien (CTBE = "Cenomanian-Turonian Boundary Event") et les sappropèles récents de la mer Noire, et à celles de la moyenne des argilites pauvres en matière organique ("average shale, low in TOC" ; désignés ci-après comme shales moyens) selon les données de BRUMSACK, 1986).

Des différences apparaissent entre les teneurs du niveau Paquier et les sédiments de l'encaissant albien formé de marnes bioturbées et de marnes laminées. Le Paquier est plus riche en éléments traces que l'ensemble des sédiments de l'Albien inférieur-moyen, à l'exception du cuivre dont les faibles concentrations sont plutôt anomaliques. Le niveau Kilian se différencie peu de cet encaissant. Ces valeurs sont assez enrichies par rapport aux shales moyens, sauf pour le Cu, et dans une moindre mesure le Mn.

On constate par ailleurs de grandes différences avec, d'une part, les sédiments récents du Golfe de Californie et, d'autre part, les couches noires du CTBE (moyenne établie sur plusieurs sites). Dans le cas du Golfe de Californie, dont les sédiments sont issus d'un upwelling, les teneurs moyennes en éléments traces sont assez inférieures à celles du Paquier, excepté pour le Cu. Elles sont plus faibles également que l'ensemble de l'Albien inférieur, sauf pour le baryum, lié à la production planctonique. A l'opposé, le CTBE est particulièrement riche en éléments traces dont la concentration reflète, selon BRUMSACK (1991), un taux d'accumulation particulièrement faible et un dépôt dans un milieu franchement anoxique⁷⁸.

En revanche, les teneurs en traces métalliques se comparent assez bien avec celles des Posidonienschiefer du Lias germanique et avec les sédiments récents (sappropèles) de la mer Noire, selon les données de BRUMSACK (1991). Ces similitudes (à l'exception du Cu, moins abondant, et du Ba, plus abondant) peuvent être visualisées sur la fig. 148.

Les données de deux sites alpins du niveau Paquier (Schwangau en Bavière, et Losenstein en Autriche) sont également comparables (fig. 147). Quant à la couche des Scisti Neri de Mollaro (Trentin, Italie septentrionale), qui représente un possible équivalent du niveau Paquier, elle offre des teneurs élevées en éléments traces, nettement supérieures aux moyennes de celles du CTBE.

Les similitudes entre le spectre d'éléments traces du niveau Paquier et ceux des Posidonienschiefer ainsi que des sappropèles de la mer Noire permettent de suggérer a priori des conditions de milieu comparables, à savoir, comme le suggère BRUMSACK (1991), une stratification stable de la colonne d'eau consécutive à une différence de salinité entre un corps d'eau supérieur normalement oxygéné et un corps d'eau inférieur plus salé et anoxique.

BRUMSACK (1991) rappelle que le Co et le Mn sont en plus faibles concentrations dans les océans que dans les eaux fluviales, alors que l'inverse vaut pour le V. Etant donné les teneurs enregistrées pour les Posidonienschiefer, l'auteur suggère alors que la géochimie de ces schistes carton reflète une influence fluviale importante. La similitude des données de ces éléments avec celles du niveau Paquier (et dans une certaine mesure des couches encaissantes) pourrait suggérer que l'influence fluviale fut alors aussi prononcée⁷⁹.

Le modèle que propose BRUMSACK (ibid.) pour les Posidonienschiefer est celui d'une production planctonique modérée, mais d'une préservation accrue de la matière organique du fait d'une stratification stable des eaux par la formation d'une lentille d'eau superficielle peu salée ; ce qui reprend l'un des modèles proposés par JENKYN (1988).

En ce qui concerne la teneur en Mn, BRUMSACK (1991) constate que les concentrations dans les eaux de fond de la mer Noire, selon les données de SPENCER et BREWER (1971), atteignent 5000 fois celles des eaux de l'océan ouvert dans la zone à minimum d'oxygène dissous.

⁷⁸ Pour ARTHUR et al. (1990), les calculs de bilans montrent que la richesse en éléments traces du CTBE ne peut être mise sur le compte des effets d'une diagenèse tardive, par lessivage de l'encaissant et précipitation des métaux dans l'ensemble de couches noires. Elle n'est pas expliquée non plus par une simple bioconcentration, car les teneurs atteintes dépassent souvent largement celles calculées pour un sédiment potentiel qui serait formé d'une simple accumulation planctonique non dégradée. ARTHUR et al. expliquent ces teneurs par le piégeage dans une colonne d'eau anoxique des éléments sensibles aux conditions redox, en particulier ceux qui forment des sulfures. Elles représentent également la conséquence d'un taux de sédimentation particulièrement réduit.

⁷⁹ Quelques analyses de soufre total situent la moyenne en deçà de 1 % (0,45 % pour l'Albien inférieur ; 0,60 % pour le Paquier, ce qui le situe au quart du pourcentage des Posidonienschiefer). Ces teneurs relativement faibles laissent penser à l'influence d'eaux douces. Pour nos sédiments vocontiens, elles expliqueraient également la raison pour laquelle, pendant la sulfato-réduction, tout le fer n'a pas été épuisé pour la formation des sulfures et a permis, en certains horizons, la précipitation de petits rhomboédres de sidérite.

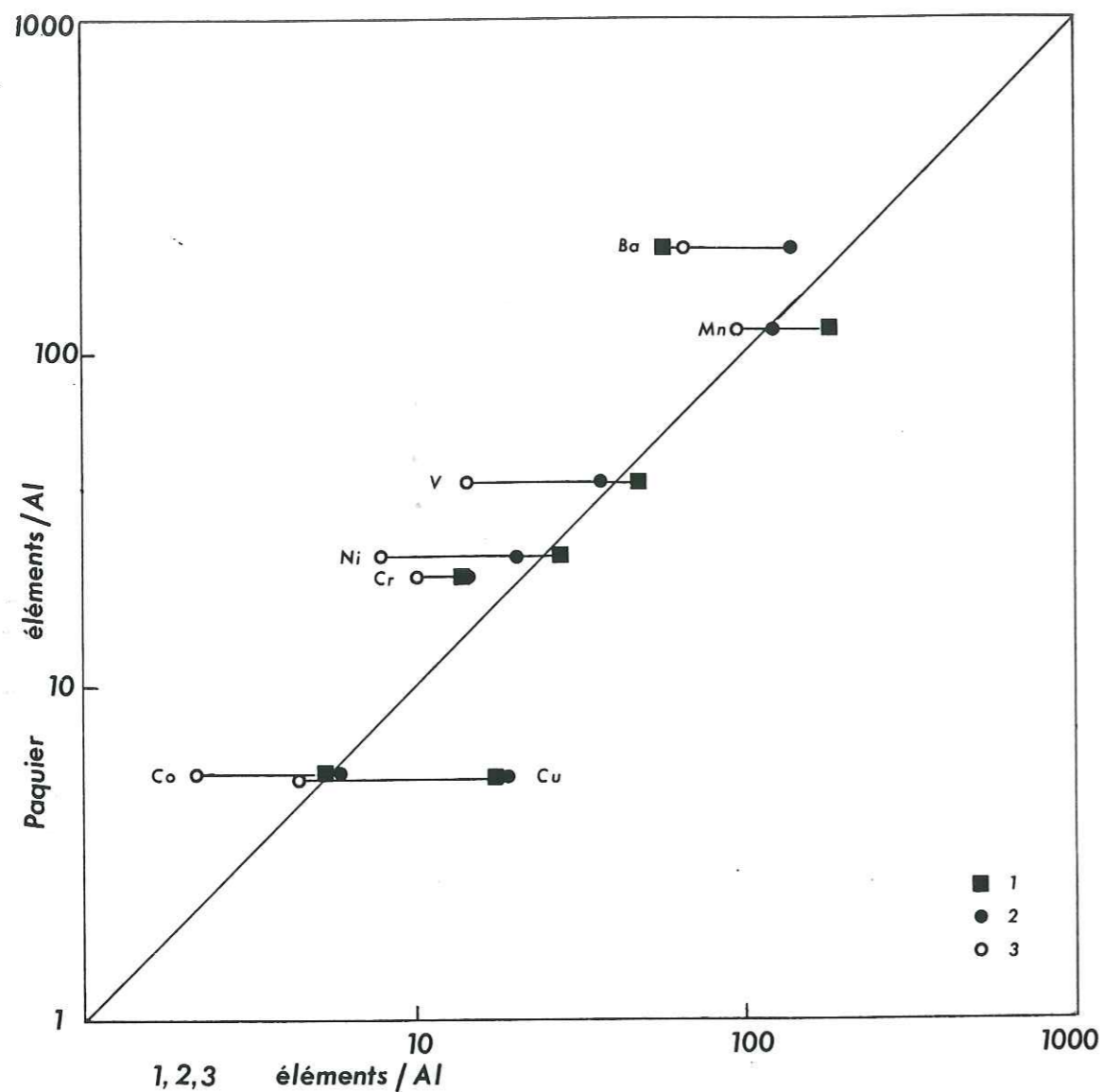


Fig. 148.- Comparaison des teneurs en éléments traces, rapportées à l'Al dans le niveau Paquier (moy. 18 éch.) et les Posidonienschiefer (1), les sapropèles de la Mer Noire (2) et les shales moyens (3).

que des carbonates de Fe ou de Mn peuvent se former pendant la diagenèse précoce si une barrière telle qu'un seuil océanique situé au-dessus de l'interface zone oxygène/zone anoxique, entrave la dispersion et l'exportation du Mn dissous. Cette observation permettrait d'expliquer la raison pour laquelle le paramètre $\log \text{Fe/Mn}$ est un peu faible pour les *Posidonienschiefer*, et comme pour le niveau Paquier.

Ces quelques données géochimiques, bien que fragmentaires et en cours d'exploitation, permettent de situer les sédiments éoalbiens par rapport à des couches riches en matière organique présentes dans d'autres contextes. Elles tendent à accréditer l'idée d'un confinement hydrologique, voire morphologique, pour la genèse des *black shales*, et particulièrement du niveau Paquier.

2.4.3. L'uranium

Les teneurs en uranium ont été mesurées sur huit échantillons du niveau Paquier vocontien et sur trois échantillons des équivalents de Bavière et d'Autriche, ainsi que sur les *Scisti Neri Uraniferi* d'Italie du Nord.

L'uranium contenu dans les sédiments représente dans la plupart des cas une phase détritique. De même que le thorium, il est associé aux argiles, et se trouve en très faibles quantités. Mais alors que le Th est peu mobile, l'uranium forme, dans des conditions oxydantes, l'ion uranyle UO_2^{2+} , très soluble. Dans des conditions réductrices, U peut être extrait des solutions et fixé par la phase organique (notamment grâce à des liaisons organo-métalliques). C'est le processus qui intervient pour les couches noires à matière organique où l'uranium est amené par diffusion de l'eau de mer (KLINKHAMMER et PALMER, 1991). Le rapport de l'uranium au thorium augmente alors (rapport utilisé comme indicateur rédox par ADAMS et WEAVER, 1958, et JONES et MANNING, 1994). L'uranium peut ainsi se trouver avec des teneurs considérablement élevées dans certains *black shales*. Toutefois, ce piégeage s'opère lentement et son efficacité dépend d'un faible taux de sédimentation (MYERS et WIGNALL, 1987 ; ARTHUR *et al.*, 1990).

La quantité d'uranium fixée dans ces conditions (uranium "authigène") a été estimée selon la méthode exposée par MYERS et WIGNALL (1987) ; c'est-à-dire, rapportée à une fraction de l'uranium considéré détritique. Dans les sédiments fins déposés en milieux normalement oxygénés, deltaïques et marins, le rapport Th/U est voisin de 3,9 (selon les données des auteurs et celles de ADAMS et WEAVERS, 1958). Le Th étant peu mobile, une décroissance du rapport Th/U est alors liée à la présence d'uranium authigène. Pour MYERS et WIGNALL (1987), l'uranium associé à la fraction détritique se trouve dans un rapport plus ou moins constant par rapport au Th et égal à 1/3 (ce rapport de 3 est estimé de telle sorte que seules des quantités significatives d'uranium authigène soient prises en compte). L'uranium authigène est calculé par différence entre l'uranium total et l'uranium détritique. MYERS et WIGNALL (*op. cit.*) ont appliqué leurs données aux roches mères potentielles du Jurassique d'Angleterre, dont les conditions de milieu de dépôt ont été reconnues par des études paléocéologiques.

Pour le niveau Paquier du bassin vocontien, les teneurs en U authigène calculées sont réparties entre 3 et 11 ppm, pour une moyenne de 6,7 ppm. Cette valeur apparaît tout-à-fait comparable à celles indiquées par MYERS et WIGNALL (*op. cit.*) pour les niveaux les plus riches de la *Kimmeridge Clay* du Dorset (ceux qui correspondent à des calcaires à coccolithes), situés dans la zone à *Pectinatus*, ainsi que des horizons les plus riches du *Jet Rock* du Toarcien inférieur du Yorkshire (fig. 8 et 12 des auteurs).

Rapporté au carbone organique total (COT), l'U total ($\text{U}_{\text{détr.}} + \text{U}_{\text{aut.}}$) présente des valeurs entre 0,8 et 7,7, avec une moyenne de 2,9. Ces valeurs sont plus élevées que celles des niveaux riches de la *Kimmeridge Clay* et du *Jet Rock* (données par MYERS et WIGNALL). Elles sont comparables à celles connues pour la boue à coccolithes subactuelle déposée au fond de la Mer Noire. En revanche, elles sont plus faibles que pour beaucoup de *black shales* paléozoïques.

La comparaison des données du niveau Paquier vocontien avec celles du Jurassique d'Angleterre est facilitée par le report de U, Th et K sur un diagramme ternaire (fig. 149). Les échantillons s'ordonnent parallèlement à l'axe U-Th et sont plus proches du pôle U que du pôle Th. Cette situation correspond bien aux horizons les plus riches de la *Kimmeridge Clay*, et elle est nettement plus proche du pôle U que le champ de répartition du *Jet Rock* (fig. 149 B).

Par ailleurs, on constate qu'il n'existe pas de corrélation entre le $\text{U}_{\text{aut.}}$ et le COT comme l'atteste la fig. 150 (B), mais, en revanche, les teneurs de $\text{U}_{\text{aut.}}$ apparaissent inversement

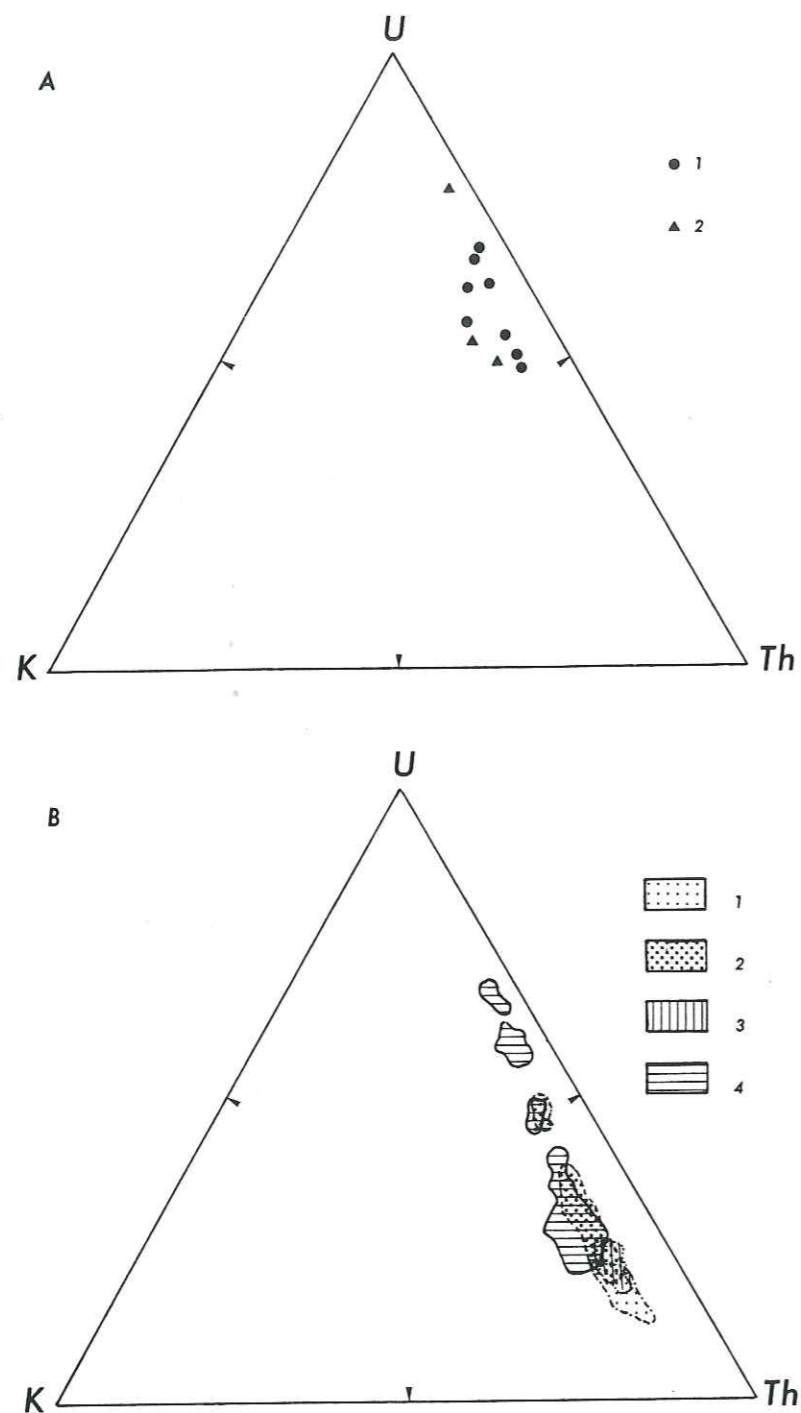


Fig. 149. Diagramme ternaire U - Th - K. A : Niveau Paquier (Albien inférieur), 1. bassin vocontien ; 2. sites de Bavière, Autriche et Italie. B : Jurassique d'Angleterre, 1. Jet Rock, Toarcien inférieur du Yorkshire, faciès "normal" et "confiné" (normal and restricted shale) ; 2. Jet Rock (id.), Schistes bitumieux (Bituminous shales) ; 3. Kimmeridge Clay, Kimméridgien du Dorset, faciès de la zone à *Elegans* ; 4. Kimmeridge Clay (id.), faciès de la zone à *Pectinatus*.

proportionnelles à l'épaisseur totale du niveau Paquier (fig. 150 A) : elles sont en fait liées au taux de sédimentation, les plus fortes valeurs correspondant aux taux de sédimentation les plus faibles. Ces observations s'accordent également avec celles de MYERS et WIGNALL sur le Jurassique d'Angleterre.

Ainsi, dans la *Kimmeridge Clay*, l'enrichissement de la zone à *Pectinatus* en U_{aut} , reflète une différence dans l'environnement de dépôt par rapport à la zone à *Elegans*, plus pauvre en U_{aut} , mais toutefois plus riche en COT. Cette différence serait due à des périodes d'anoxie davantage prolongées, permettant la fixation de U_{aut} par la MO., mais aussi à une sédimentation plus faible : le contact prolongé de la MO avec l'eau de mer favorisant la fixation de l'U. Un taux de sédimentation élevé favorise la préservation de la MO, mais il entrave la fixation de l'uranium.

Les données sur le Paquier tendraient donc à montrer qu'à l'instar du Kimméridgien d'Angleterre (zone à *Pectinatus*), il s'est sédimenté dans un milieu suboxique à anoxique. Les teneurs en COT sont un peu plus faibles, mais le contenu en uranium, au moins égal, et souvent un peu plus élevé, pourrait indiquer un taux de sédimentation plus faible. Les échantillons de Bavière et d'Autriche se situent dans la même mouvance ; de même que l'échantillon des *Scisti Neri*, mais ce dernier présente un plus fort rapport U_{aut}/Th .

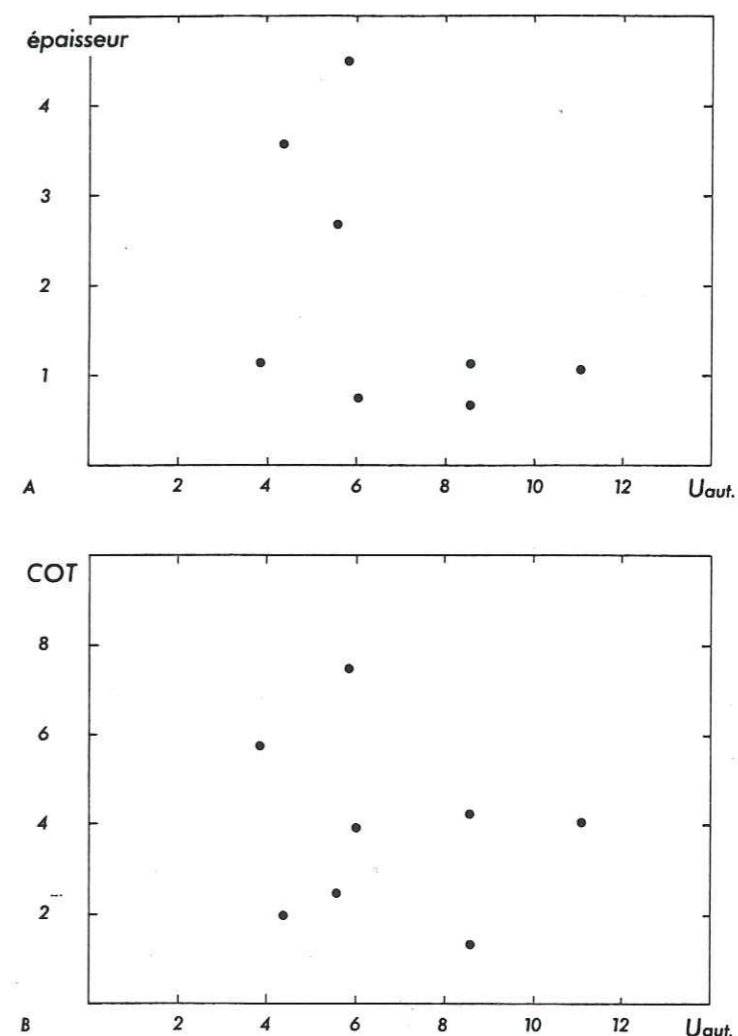


Fig. 150. Niveau paquier vocontien : A. Diagramme $\text{Epaisseur} = f(U_{aut})$. Les échantillons les plus riches en U_{aut} correspondent aux plus faibles épaisseurs du niveau. B. Diagramme $\text{COT} = f(U_{aut})$. Il n'y a aucune corrélation entre le U_{aut} et le COT.

*2.5. Caractérisation de la
matière organique*

2.5. CARACTERISATION DE LA MATIERE ORGANIQUE

Cette section reprend très succinctement les données livrées, de manière plus détaillée, dans les articles qui composent le troisième volume. Des données complémentaires sont tirées d'une étude géochimique exploratoire, menée dans le cadre d'un diplôme de DEA (ROUSSELOT, 1991), et de travaux sur les palynofaciès (AZEMA, inédit, et TRIBOVILLARD et GORIN, 1991).

2.5.1. Le *Rock-Eval*, technique analytique

L'étude de la matière organique a été menée sur l'appareil *Rock-Eval* mis au point à l'Institut Français du Pétrole (I.F.P.). L'essentiel des analyses ont été effectuées au Laboratoire de Géochimie de l'I.F.P., à Rueil-Malmaison (92, France)⁸⁰ ; quelques analyses ont été faites au Laboratoire de Géochimie du Centre de Recherches de C.F.P.-Total, à Bordeaux⁸¹, ainsi qu'au Laboratoire d'Etude de la Matière Organique de l'Université d'Orléans⁸². Une étude des palynofaciès a été menée au Laboratoire de Palynologie du C.N.R.S., à Meudon par C. AZEMA.

La technique de pyrolyse *Rock-Eval* a été conçue pour répondre aux besoins de l'exploration pétrolière. Son utilisation première a concerné la caractérisation rapide du contenu en matière organique d'échantillons de forages. Différentes informations sont livrées et concernent le potentiel pétrolier des séries, la nature des kérogènes⁸³ et leur état de maturation. La suite d'articles de ESPITALIE *et al.* (1985a, 1985b, 1986), parmi d'autres publications, fait le point sur cette technique et ses applications.

Sur l'appareil *Rock-Eval* II, la méthode permet, lors d'une montée programmée de température dans un four, la caractérisation quantitative des hydrocarbures libres (pic S1, en kg/t de roche), des composés hydrocarbonés (pic S2 = potentiel pétrolier, en kg/t) et oxygénés (dégagement de CO₂ correspondant au pic S3), produits lors du craquage du kérogène, ainsi que du carbone organique total (C.O.T., en pourcentage pondéral). L'indice d'hydrogène (IH), tiré du rapport S2/COT (en mg HC/g COT), et l'indice d'oxygène (IO) issu du rapport S3/COT (en mgCO₂/g COT), renseignent sur le type de matière organique. La température au sommet du pic S2 (Tmax) est fonction de l'évolution thermique subie par la MO *in situ*.

La présente étude a représenté l'une des premières pour l'utilisation assez large de cette technique sur des échantillons de terrain, prélevés à l'affleurement.

2.5.2. Distribution et nature de la matière organique

Matière organique et lithologie

La première constatation est qu'il y a adéquation entre les teneurs en matière organique, mesurées par le carbone organique total (COT) et la lithologie (BREHERET, 1983, puis 1988 et 1994a). Cette corrélation apparaît sur les logs des différentes coupes (fig. 151-154). Les faciès largement bioturbés sont pauvres (COT < 0,5 %), les calcaires (entre 80 et 95 % CaCO₃) sont très pauvres (COT < 0,2 %), les faciès sombres et plus ou moins homogènes sont modérément enrichis (COT > 0,5 et < 1,0 %), les marnes et argilites calcaires sombres et discrètement laminées, à rares bioturbations visibles, présentent un COT plus élevé, jusqu'à 2,5 %, et les *black shales* à débit de schiste carton sont riches, leur COT dépasse 2 % et peut atteindre 8 % dans quelques cas (BREHERET, 1994a, p. 300-301).

La teneur en carbonate (biogénique et diagénétique, cf. BREHERET, 1994b) représente un facteur de dilution pour la matière organique ; elle explique la diminution des COT depuis les faciès argileux vers les faciès calcaires francs. Néanmoins la position des échantillons sur les diagrammes ternaires [CaO-Al₂O₃-10.COT] (fig. 155-156 ; et cf. BREHERET *ibid.*, fig. 3 et 4)

⁸⁰ grâce à M. J. ESPITALIE.

⁸¹ grâce à M. J.L. OUDIN.

⁸² grâce à MM. BOUDOU, DISNAR et TRICHET.

⁸³ le kérogène peut être défini comme la fraction de matière organique sédimentaire qui est insoluble dans les solvants organiques (DURAND, 1980).

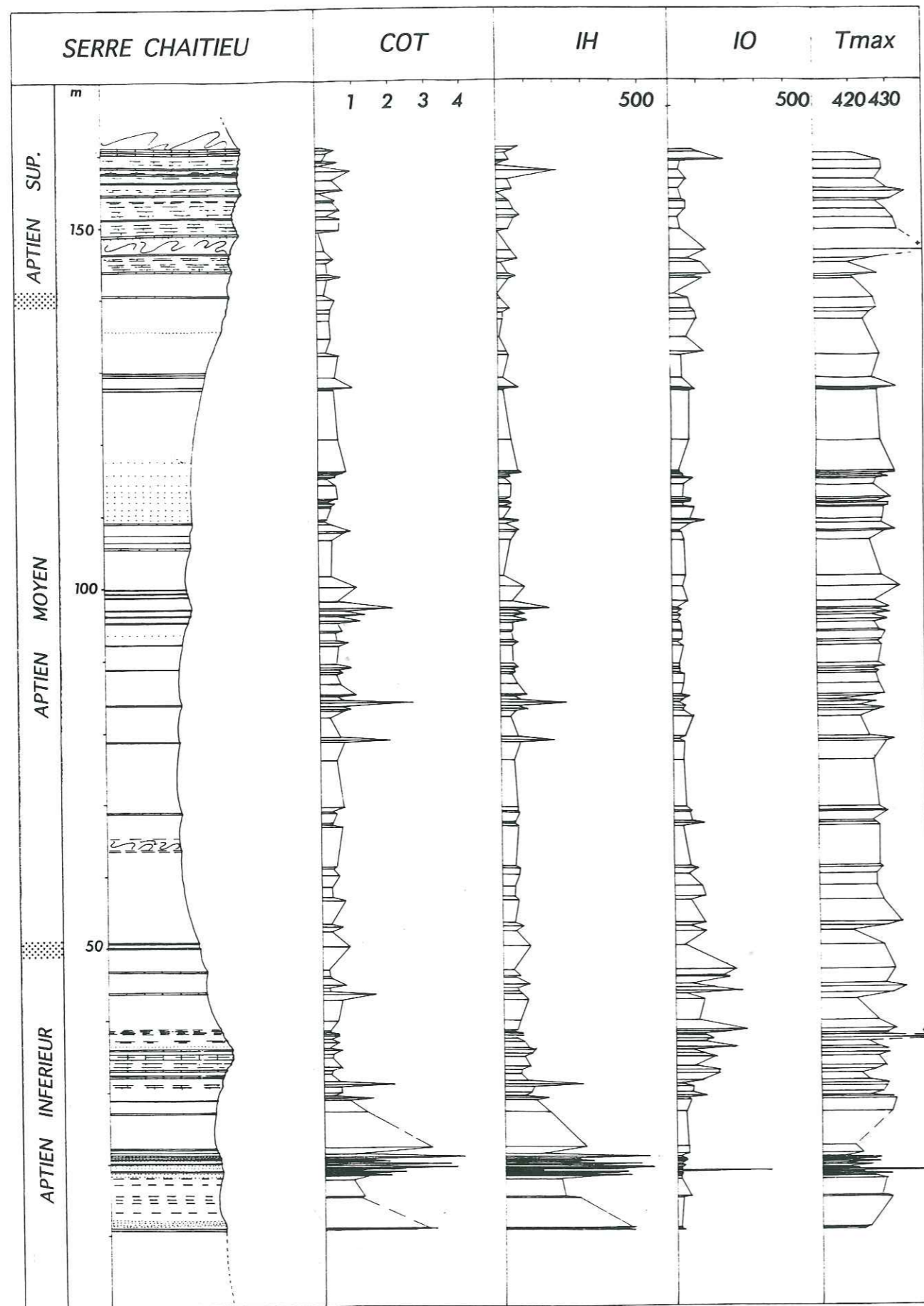


Fig. 151. Serre-Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; Aptien. Log géochimique ; caractérisation de la MO par pyrolyse Rock-Eval. COT : carbone organique total (%) ; IH : Indice d'hydrogène, en mg HC/g COT ; IO : Indice d'oxygène, en mg CO₂/g COT ; Tmax : degré de maturation de la MO, sommet du pic S₂, en °C.

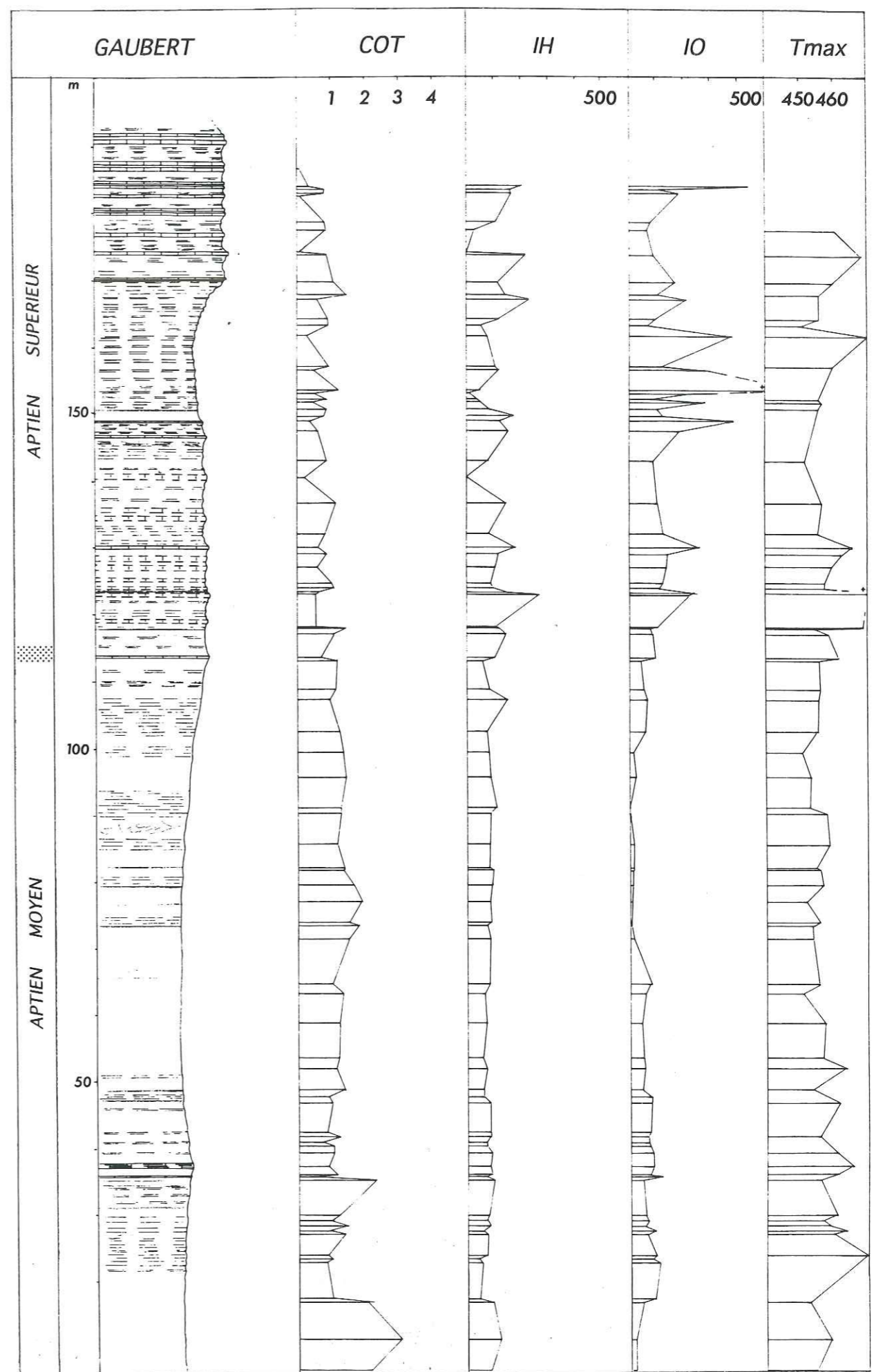


Fig. 152. Gaubert (Beaudinard) ; Aptien moyen et supérieur. Log géochimique ; caractérisation de la MO par pyrolyse Rock-Eval. COT : carbone organique total (%) ; IH : Indice d'hydrogène, en mg HC/g COT ; IO : Indice d'oxygène, en mg CO₂/g COT ; Tmax : degré de maturation de la MO, sommet du pic S₂, en °C.

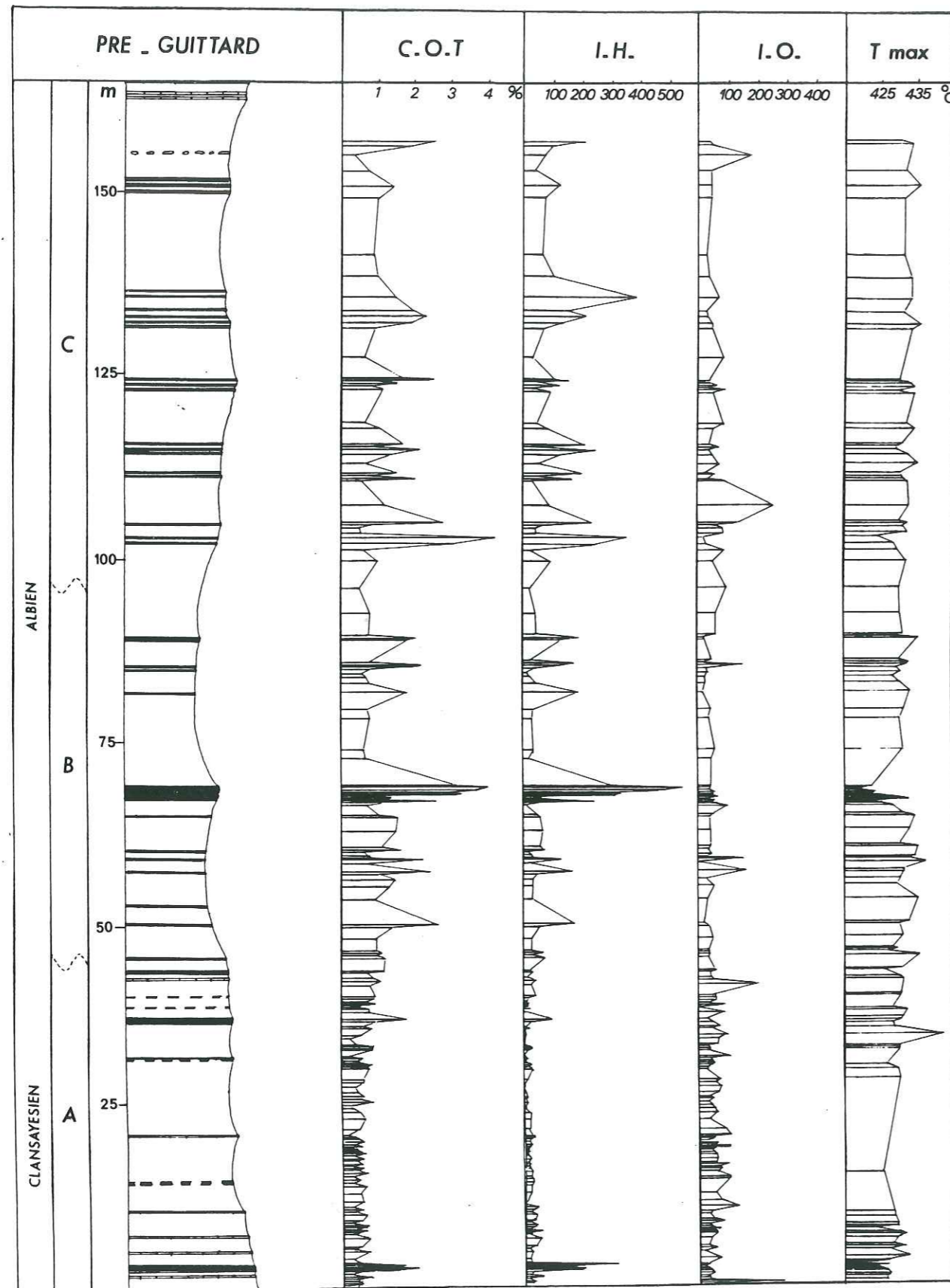


Fig. 153. Pré-guittard (Arrayon) ; Aptien supérieur et Albién inférieur - moyen. Log géochimique ; caractérisation de la MO par pyrolyse Rock-Eval. COT : carbone organique total (%) ; IH : Indice d'hydrogène, en mg HC/g COT ; IO : Indice d'oxygène, en mg CO₂/g COT ; Tmax : degré de maturation de la MO, sommet du pic S₂, en °C.

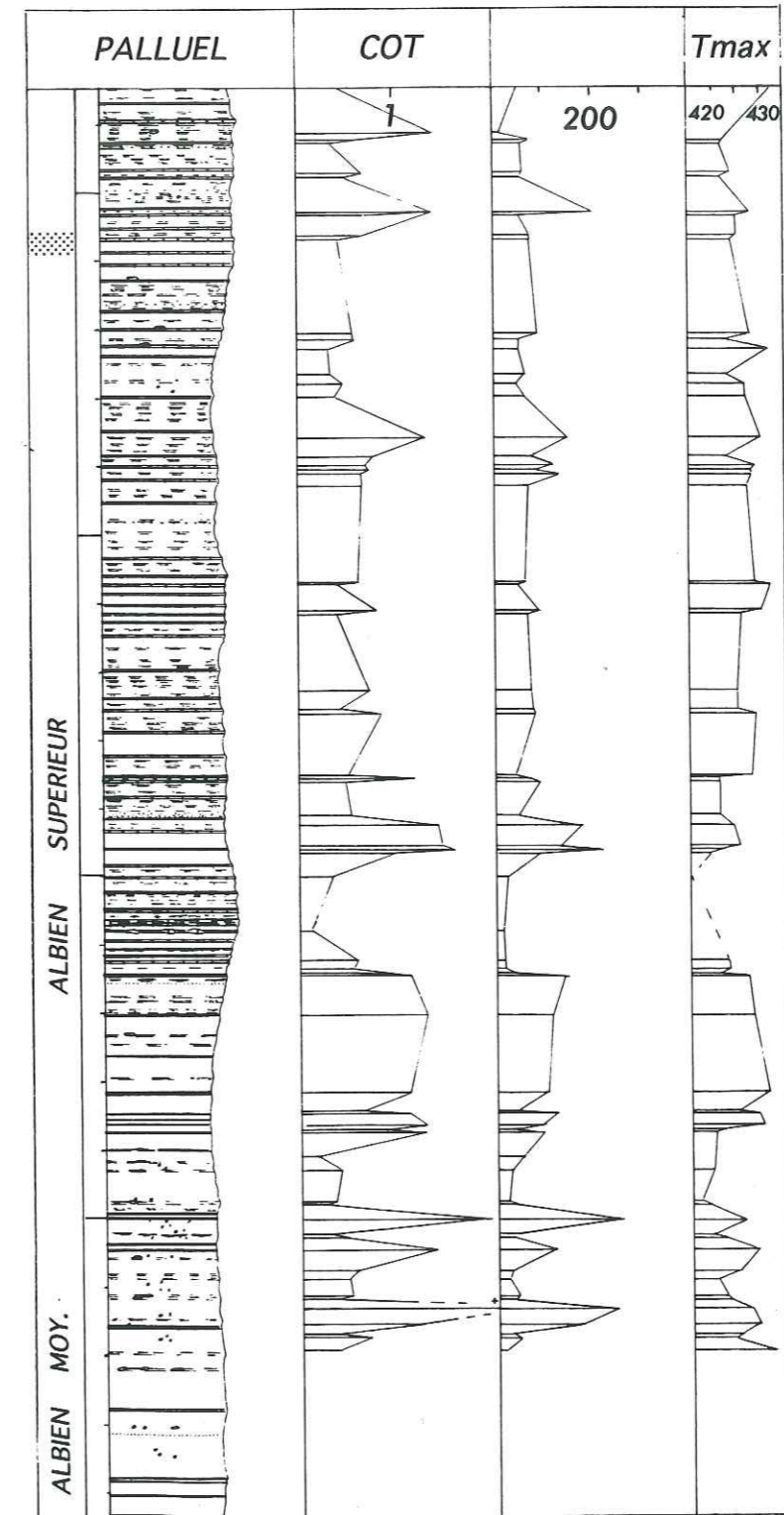


Fig. 154 A. Palluel (Moydans) ; sommet de l'Albién moyen - Albién supérieur. Log géochimique ; caractérisation de la MO par pyrolyse Rock-Eval. COT : carbone organique total (%) ; IH : Indice d'hydrogène, en mg HC/g COT ; IO : Indice d'oxygène, en mg CO₂/g COT ; Tmax : degré de maturation de la MO, sommet du pic S₂, en °C.

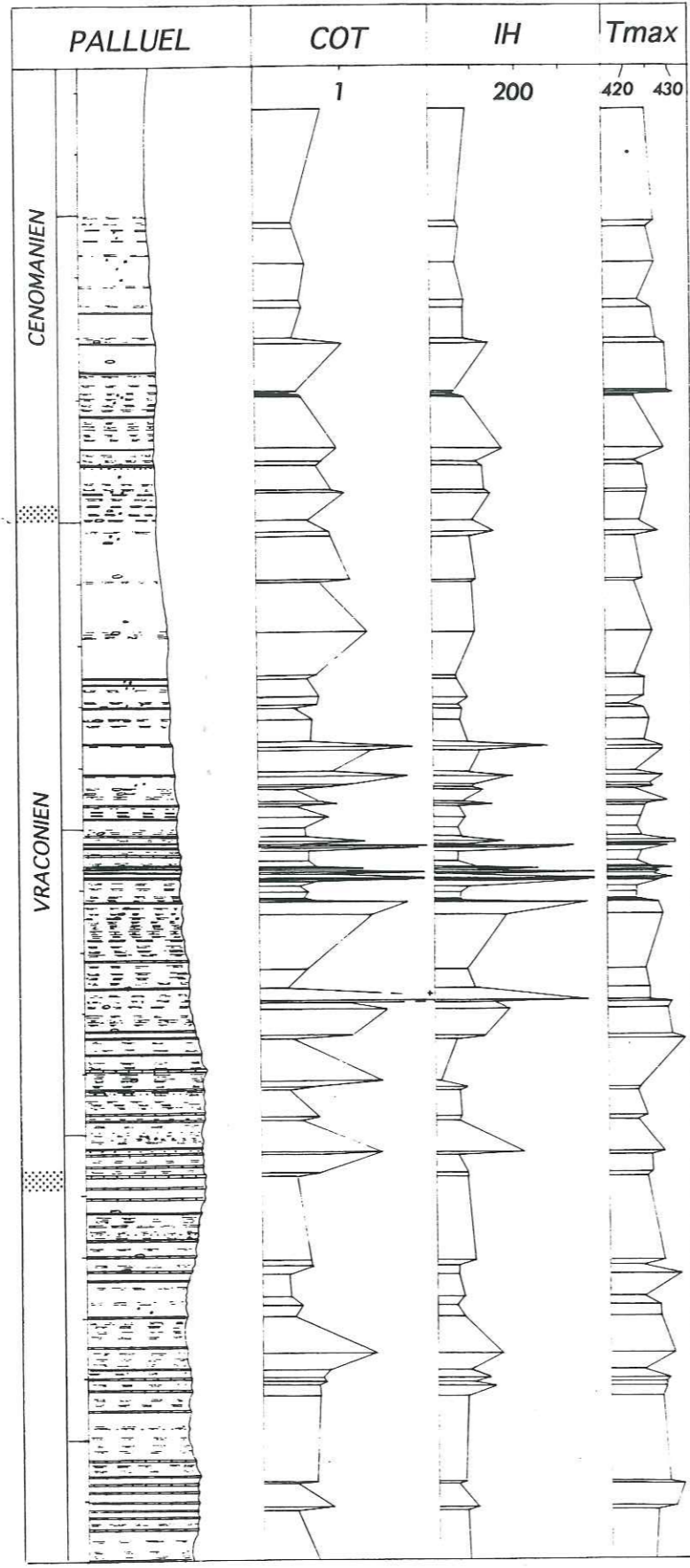


Fig. 154 B. Palluel (Moydans) ; Albien supérieur ; Cénomanién. Log géochimique ; caractérisation de la MO par pyrolyse Rock-Eval. COT : carbone organique total (%) ; IH : Indice d'hydrogène, en mg HC/g COT ; IO : Indice d'oxygène, en mg CO₂/g COT ; Tmax : degré de maturation de la MO, sommet du pic S₂, en °C.

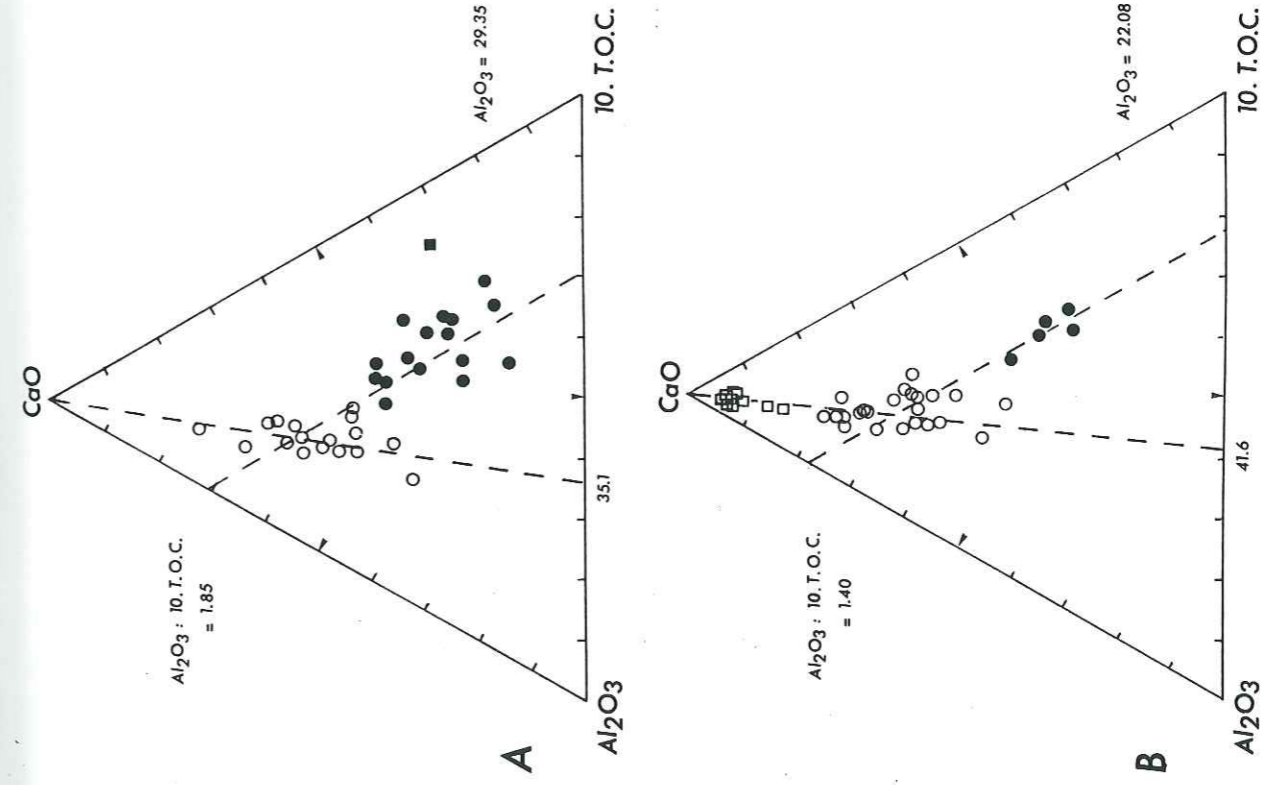


Fig. 155

Fig. 155. Diagramme ternaire des données géochimiques (CaO - Al₂O₃ - 10.COT). A. Aptien supérieur et Albien inférieur - moyen (coupe de Pré-Guittard). B. Albien moyen - base Albien supérieur (coupe de Bert). Carrés ouverts : calcaires ; cercles ouverts : marnes et argilites bioturbées (classes 1 et 2) ; cercles noirs : marnes et argilites noires (classe 3) ; carré noir : niveau Paquier (classe 4).

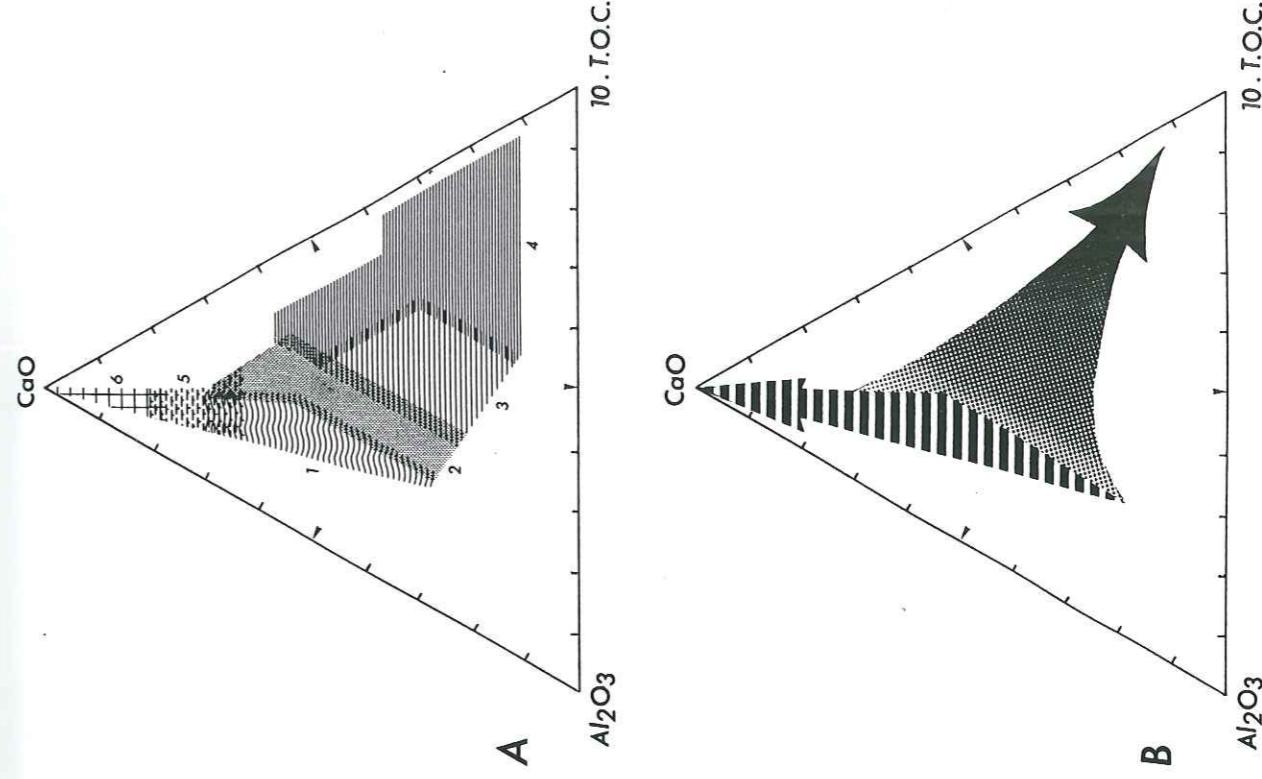


Fig. 156

Fig. 156. Diagramme ternaire des données géochimiques (CaO - Al₂O₃ - 10.COT). A. Les différents champs correspondant aux classes de sédiments : 1 : marnes et argilites bioturbées ; 2 : marnes et argilites homogènes ; 3 : marnes et argilites sombres discrètement laminées ; 4 : schistes carton ; 5 : calcaires délités ; 6 : calcaires. B. Les deux flèches correspondent pour l'une à la dilution par le CaO et pour l'autre à l'enrichissement en COT.

Fig. 157. Diagramme IH/COT. Pré-Guittard.

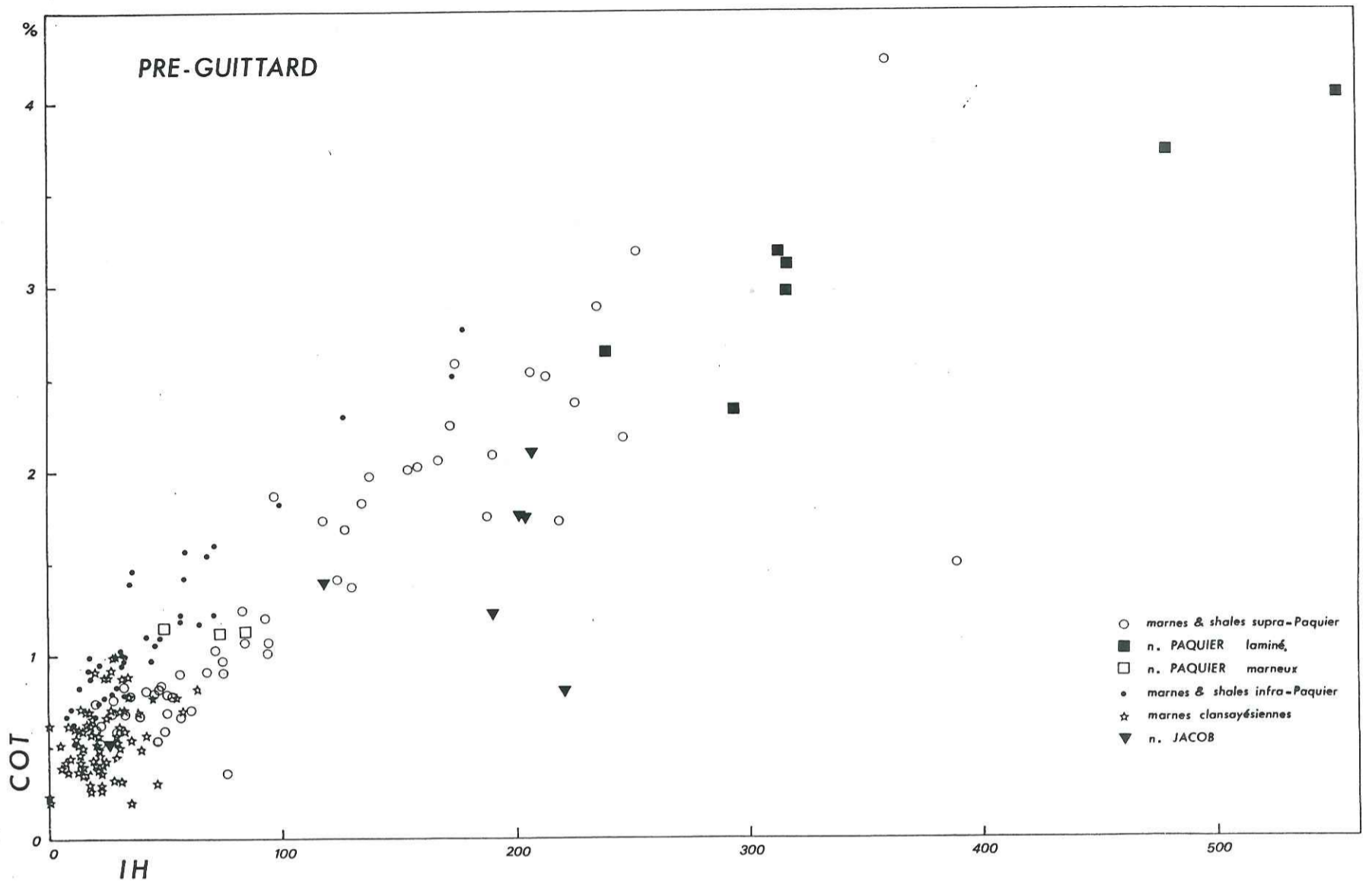
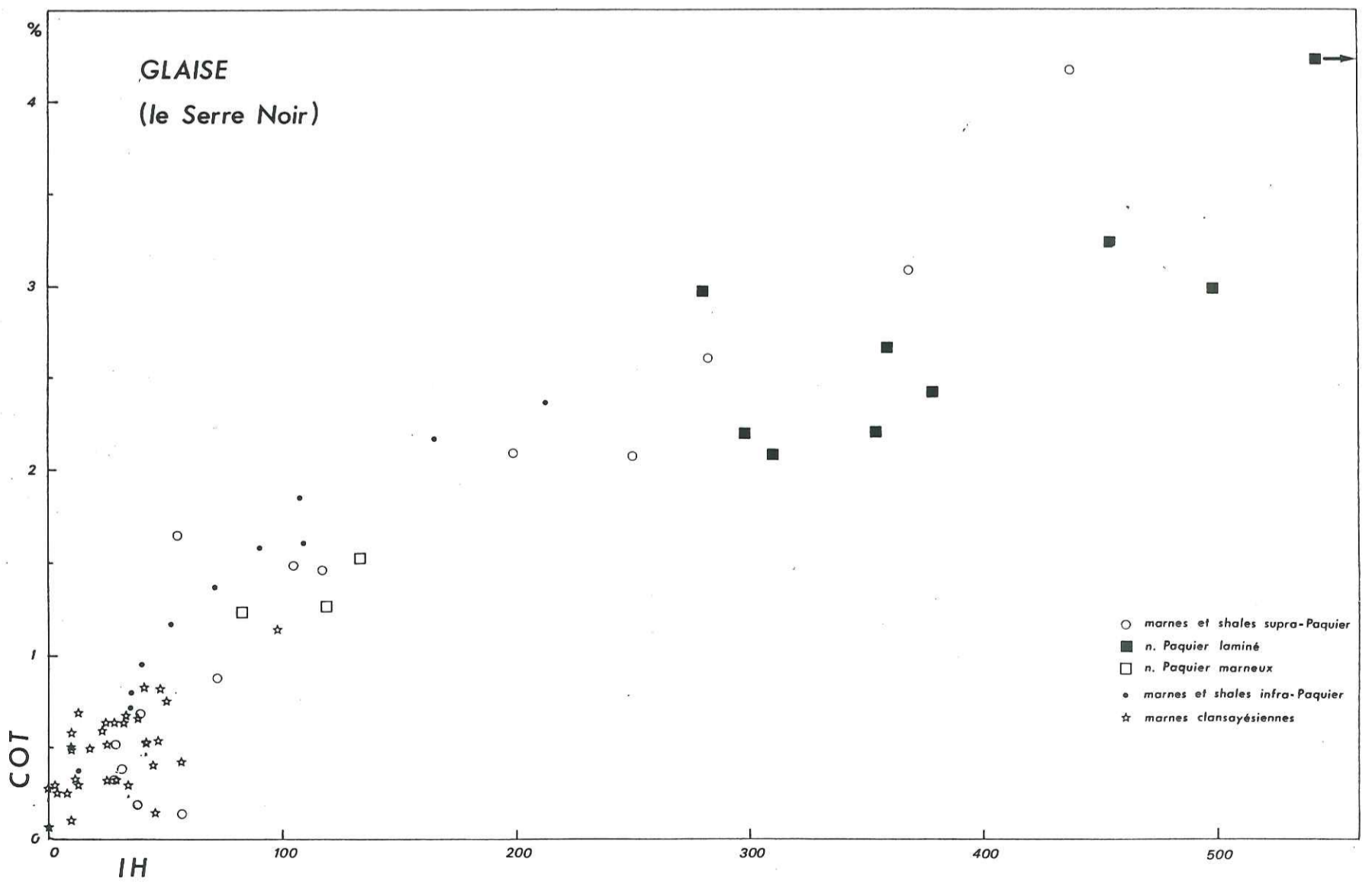


Fig. 158. Diagramme IH/COT. Glaise.



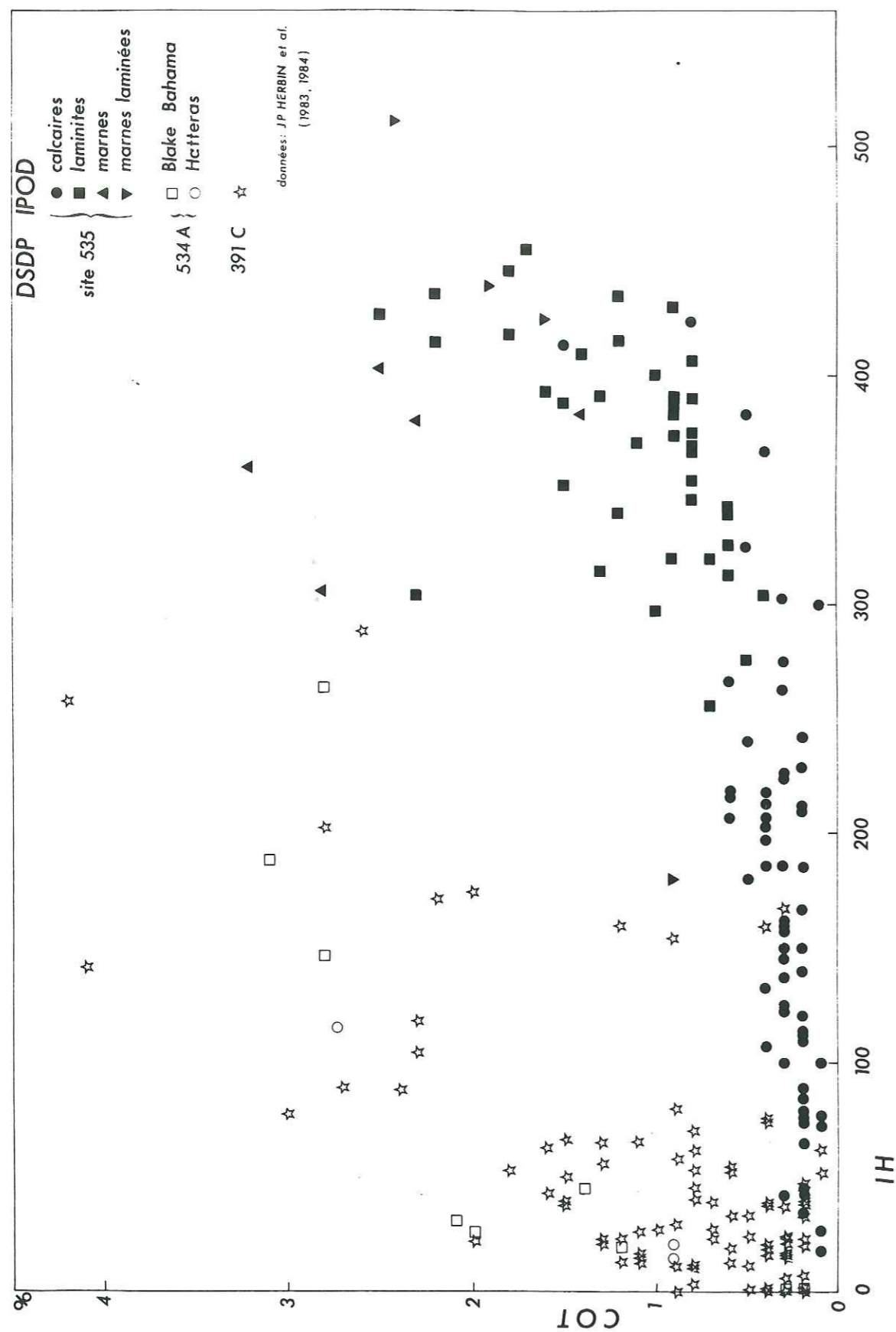


Fig. 159. Diagramme IH/COT. DSDP-IPOD, sites 391 C, 535, 534 A.

montre qu'il se dégage un autre axe qui, s'écartant de l'axe de dilution par le carbonate, pointe vers le pôle 10.COT ; il représente ce que j'appelle le facteur d'enrichissement en COT. Il regroupe naturellement les faciès laminés. Les faciès resédimentés, slumps et turbidites, en particulier les grès, n'ont pas fait l'objet de mesures. Cependant, comme indiqué au I.1.2.1 (p. 50), quelques échantillons du niveau Goguel représentant la décantation de bouchons vaseux suivant la mise en place de fines turbidites ont été analysés, et leur teneur tout-à-fait comparable à celle des passées laminées, s'accorde bien avec cette interprétation.

Les observations de terrain permettent donc de situer *a priori* les roches selon leur degré de richesse en matière organique.

Les types de matière organique

En deuxième lieu, parmi les paramètres de pyrolyse *Rock-Eval*, l'étude du pic S2, et de l'IH (qui en est tiré), montre que **la teneur en COT est étroitement liée à la qualité de la matière organique**. Ce rapport peut être apprécié sur les diagrammes IH/COT (fig. 157-159) et IO/IH de type Van Krevelen⁸⁴.

L'exemple de l'intervalle Aptien supérieur élevé - Albien inférieur, sur les coupes de Pré-Guittard et Glaise, montre bien cette relation directe entre l'IH et le COT. Par ailleurs, la tendance est d'abord à une augmentation du COT, alors que l'IH demeure dans les faibles valeurs (< 50), puis à partir d'environ 1% de COT, l'IH s'infléchit de manière assez marquée vers des valeurs plus élevées ; elles atteignent environ 550 mg HC/g COT, pour un COT de 4 %. L'état d'altération superficielle étant *grosso modo* comparable pour les échantillons d'une même coupe, cette disposition traduit le fait que les échantillons peu riches (COT < 0,5 %) sont constitués d'une matière organique peu hydrogénée, de type III ou bien des types I ou II dégradés lors de la sédimentation, ou sur le fond marin (comme c'est le plus vraisemblable), c'est à dire d'une matière résiduelle ; il peut s'agir du mélange de ces deux types de MO. Enfin, ce peuvent être des particules remaniées de formations géologiques plus anciennes portées à l'affleurement. En revanche, la progression de l'IH vers des valeurs plus élevées correspond à une proportion d'autant plus importante de matière organique de type II, provenant d'algues marines. Ces valeurs assez élevées montrent que la matière organique issue de la production primaire n'a subi qu'une altération modérée lors des processus de sédimentation (et n'a été que peu dégradée par des microbes anaérobies). Ces valeurs les plus élevées correspondent naturellement aux horizons noirs, laminés.

La fig. 159, basée sur les données de HERBIN *et al.* (1983, 1984), permet la comparaison avec trois sites de l'Atlantique central échantillonnés dans le cadre du DSDP-IPOD. Elle montre que le site 535, implanté sur le détroit de Floride (Est du Golfe du Mexique), offre une tendance inverse du rapport entre IH/COT. En effet, l'IH s'élève rapidement pour des valeurs faibles de COT. Des indices supérieurs à 350 mg HC/g COT s'observent, par exemple, pour des COT inférieurs à 0,5 %. Mais à partir de 300, le COT commence à monter. Ceci traduit un faciès franchement pélagique, dans lequel la MO algale est très bien préservée, même si elle est en très faible quantité, du fait d'une dilution par les carbonates. A l'opposé, les sites 391 et 534 A, très voisins dans le bassin de Blake Bahama (sur la marge nord américaine), présentent un net cachet détritique qui est même davantage prononcé que sur les deux exemples vocontiens.

Le diagramme IO/IH constitue un repère assez généralement employé pour situer les types de MO rencontrés dans les séries sédimentaires. Il est comparable au diagramme de Van

⁸⁴ L'indice d'hydrogène représente le rapport du pic S2 au COT. Le S2 correspond à la quantité totale d'huile et de gaz que le kérogène contenu dans la roche peut encore produire ; c'est la raison pour laquelle on le qualifie de potentiel pétrolier. La quantité de composés hydrocarbonés qui constituent le pic S2 diffère selon trois paramètres.

- 1) La richesse en MO de l'échantillon (appréciée par le COT).
- 2) La nature de la MO que renferme la roche. De manière simple, on reconnaît trois types de MO : le type I, qui correspond à une matière algale, souvent d'origine lacustre, très hydrogénée ; le type II, considéré d'origine marine ; le type III, formé surtout de débris de végétaux supérieurs, et d'origine continentale. Le type I, très hydrogéné, livre aisément une grande partie de son poids à la pyrolyse ; à l'opposé le type III craque plus difficilement et ne donne qu'une faible partie en composés hydrocarbonés. A teneur égale en MO, S2 est donc plus important pour le type I que pour le type III ; il est moyen pour le type II, intermédiaire. De plus la qualité de la MO est tributaire de sa préservation, au moment où elle s'est sédimentée, et au moment où elle est soumise aux processus d'altération, étant exposée à l'affleurement.
- 3) L'état d'évolution de la MO. Les potentialités pétroliques (et donc le S2) diminuent une fois franchi le seuil de la fenêtre à huile. Les types de matière organique présentent toutefois des comportements différenciés.

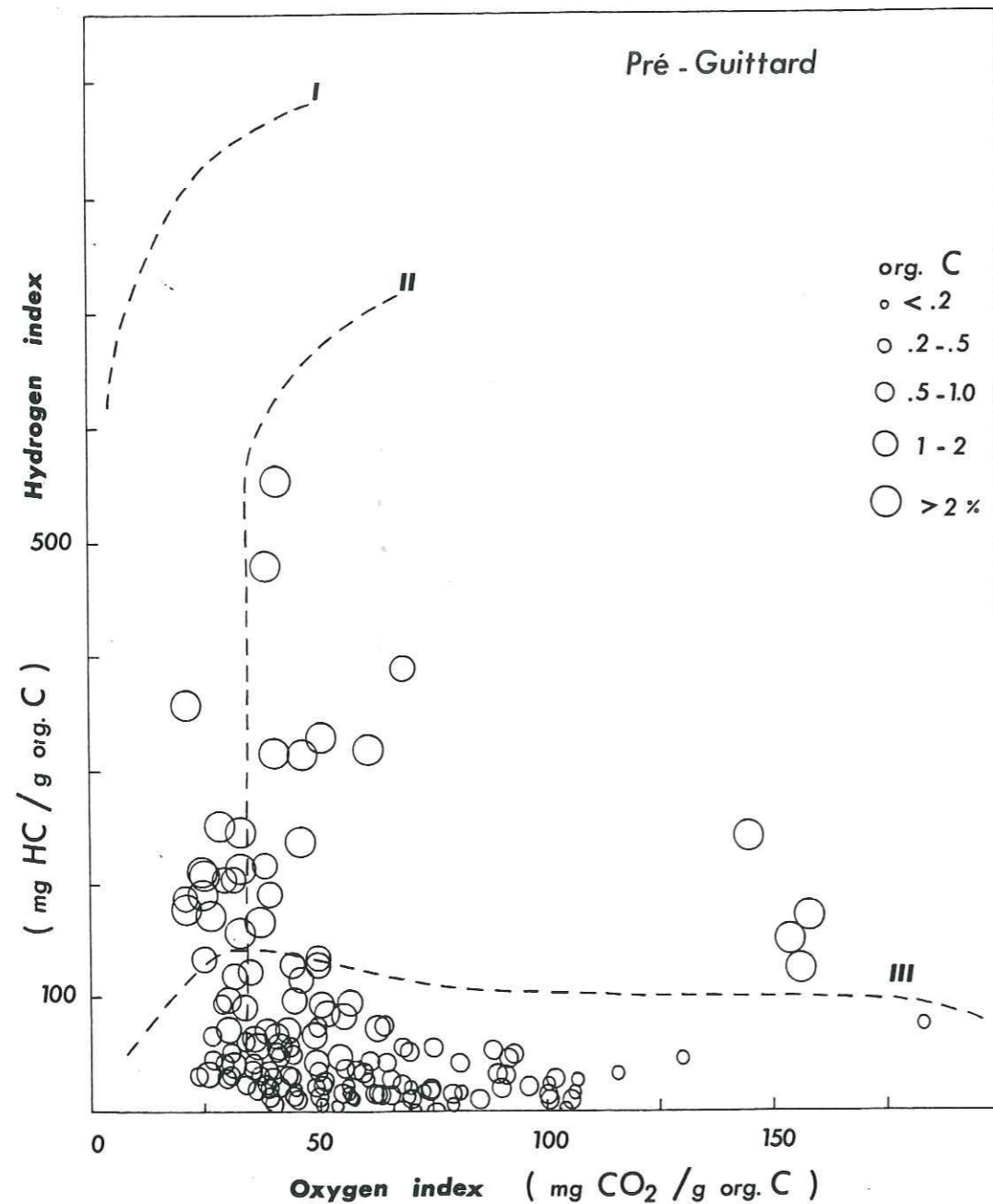


Fig. 160. Diagramme IO/IH. Pré-Guittard. Le diamètre des cercles est proportionnel à la teneur en COT.

KREVELEN qui met en relation les rapports géochimiques élémentaires : H/C - O/C, obtenus sur les charbons, ou sur les kérogènes (ESPITALIE *et al.*, 1977). Il permet de différencier aisément les lignées de MO. La fig. 160, sur laquelle sont reportées les analyses de Pré-Guittard, montre un ensemble de trois populations différentes. La première correspond aux faibles valeurs de IO (< 50 mg CO₂/g COT) et IH (< 50 mg HC/g COT), ainsi que de faibles COT (< 0,5 ou entre 0,5 et 1 %) (le diamètre des cercles est proportionnel au COT) ; il s'agit de la matière résiduelle ou recyclée. La deuxième correspond à des échantillons répartis parallèlement à l'axe de l'IO. Pour des COT qui demeurent modestes (< 1 %), l'IO s'élève jusqu'à 130 mg HC/g COT (une valeur à 170), alors que l'IH est confiné sous des valeurs de 60 mg CO₂/g COT. Les valeurs élevées de l'IO laissent penser à une MO de type III, provenant d'organoclastes continentaux. Toutefois, une altération synsédimentaire ou actuelle n'est pas exclue.

La troisième population correspond à des échantillons plus riches en MO : COT entre 1 et 2 %, et supérieur à 2 %. Leur IH s'élève au-dessus de 100 mg HC/g COT et atteint 150, pour des IO inférieurs à 50 mg CO₂/g COT. Ils s'alignent plus ou moins parallèlement à l'axe de l'IH et sont composés du type II qui a subi une altération ménagée lors du dépôt, et ils sont probablement un peu mélangés avec une phase continentale modeste. Cette troisième population concerne les couches noires et laminées. Quatre valeurs, qui s'en écartent, et présentent des IO au-dessus de 150 mg CO₂/g COT, résultent, selon toute vraisemblance, d'une altération actuelle de surface.

Comme le montre l'exemple de Pré-Guittard, les marnes bioturbées, présentent donc, dans leur ensemble, de faibles teneurs en MO qui fut altérée au cours de la sédimentation, et peut-être mélangée avec des clastes continentaux, voire remaniés ; les couches noires et laminées sont plus riches en MO et celle-ci, mieux préservée, correspond à un type II franc, d'origine marine, dans les échantillons les plus riches.

Degré de maturation de la matière organique

En dehors des zones sous l'influence des nappes, la maturation thermique n'altère pas fondamentalement la signification des résultats. En effet, à l'échelle du bassin, le degré de maturation, T_{max}, mesuré au sommet du pic de pyrolyse, dénote l'immaturité de la MO ou bien son début de craquage, au seuil de la fenêtre à huile. Sur l'exemple de Pré-Guittard, les T_{max} s'échelonnent entre 417 et 437°C (fig. 153). Cette fourchette de températures s'explique pour plusieurs raisons. Le paramètre étant lié à la cinétique de craquage de la MO,

- 1) les différents types de MO, du fait de leur structure moléculaire différente, ne subissent pas de la même façon les effets de la diagenèse;
- 2) au cours de la pyrolyse, la MO du type III craque un peu plus difficilement que celle des types I et II ;
- 3) l'effet de matrice minérale est d'autant plus important que la quantité de MO dispersée dans la roche est faible ;
- 4) les couches analysées représentent des mélanges de MO de différentes provenances ; des matériaux remaniés à forte maturité, peuvent infléchir le signal.

Une maturité un peu plus élevée est matérialisée à Glaise, par exemple, où les T_{max} répartis entre 437 et 447 °C indiquent le franchissement du seuil de la fenêtre à huile (fig. 161).

La série exposée à Gaubert, coupe référence qui correspond à l'enregistrement *a priori* complet de l'Aptien moyen élevé et de la base de l'Aptien supérieur (cf. I.1.1.2 et fig. 5), se situe au front de progression de la nappe de Digne. Pour cette raison, elle est affectée par une diagenèse thermique importante qui porte la MO à un T_{max} supérieur à 450 °C (fig. 152). Il en résulte un début de production qui diminue un peu le S 2 et, partant, le IH.

Une étude spatiale de la MO contenue dans le niveau Paquier (BREHERET, 1985) a été réalisée sur les données de 250 analyses provenant de 25 sites répartis dans le bassin. Comme le paramètre de maturation varie selon la qualité de la MO préservée dans la roche, il a été calculé pour un IH de 350 mg HC/g COT (moyenne du niveau Paquier), et selon la droite de régression IH = f(T_{max}) pour chaque site (fig. 162 A). La répartition du T_{max} (fig. 162 B) montre que dans la partie occidentale, et au creux du bassin, s'individualise une légère anomalie axiale positive ; celle-ci pourrait être liée à un faible accroissement du flux thermique au cours d'un paroxysme de l'orogénèse alpine. On constate également une augmentation graduelle vers l'Est, mais, dans la région d'Angles - Vergons, la MO demeure immature, au seuil de la fenêtre à huile (avec un T_{max} de 430 °C). Au voisinage des

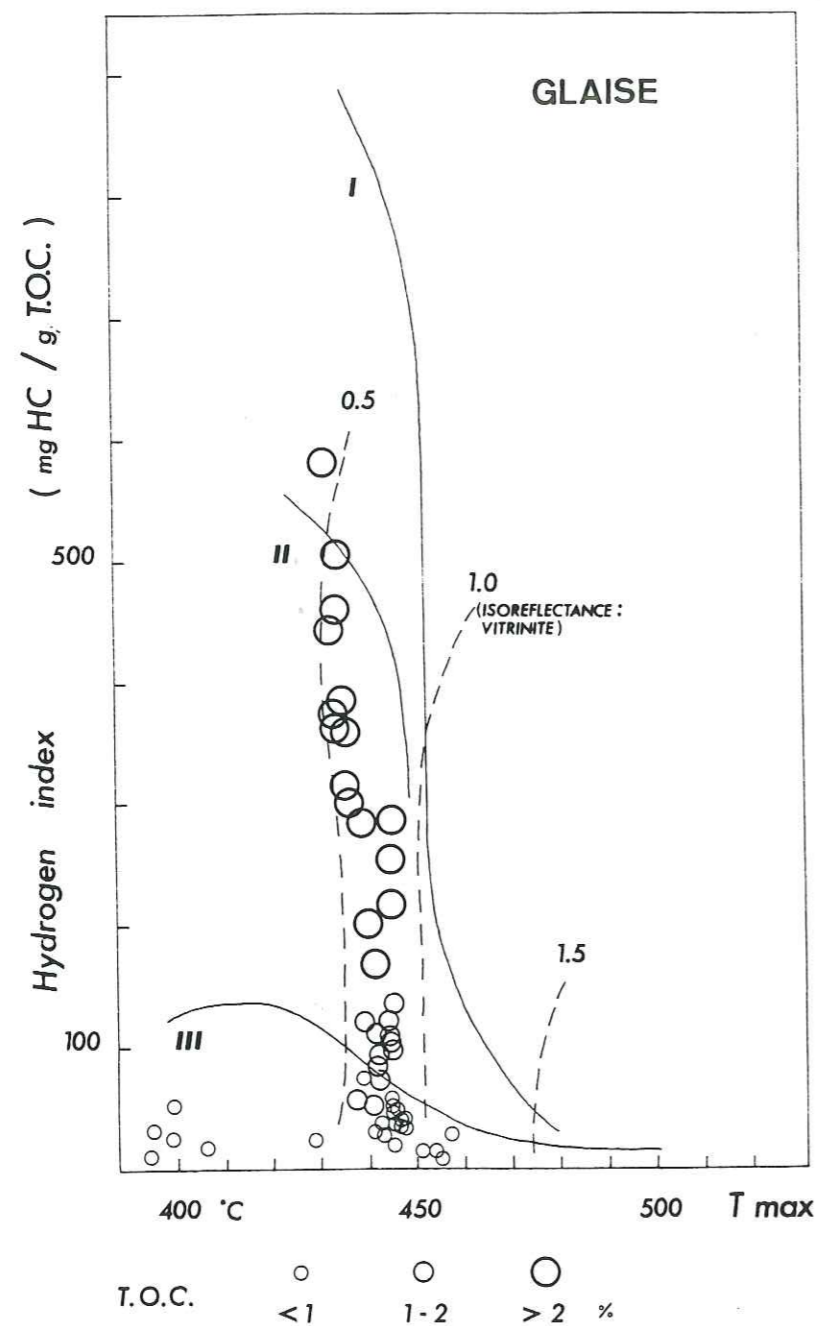
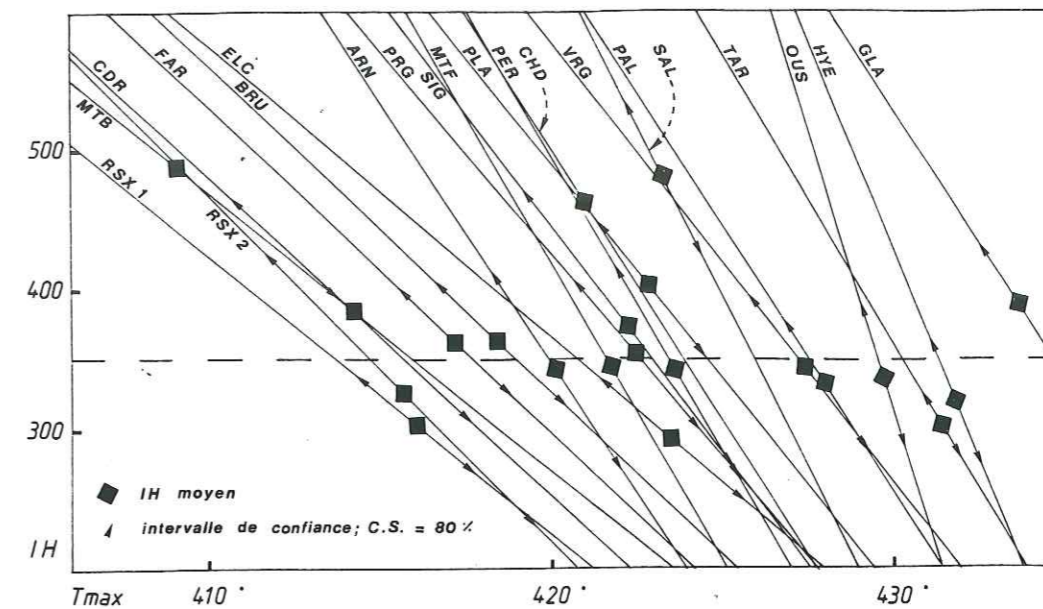
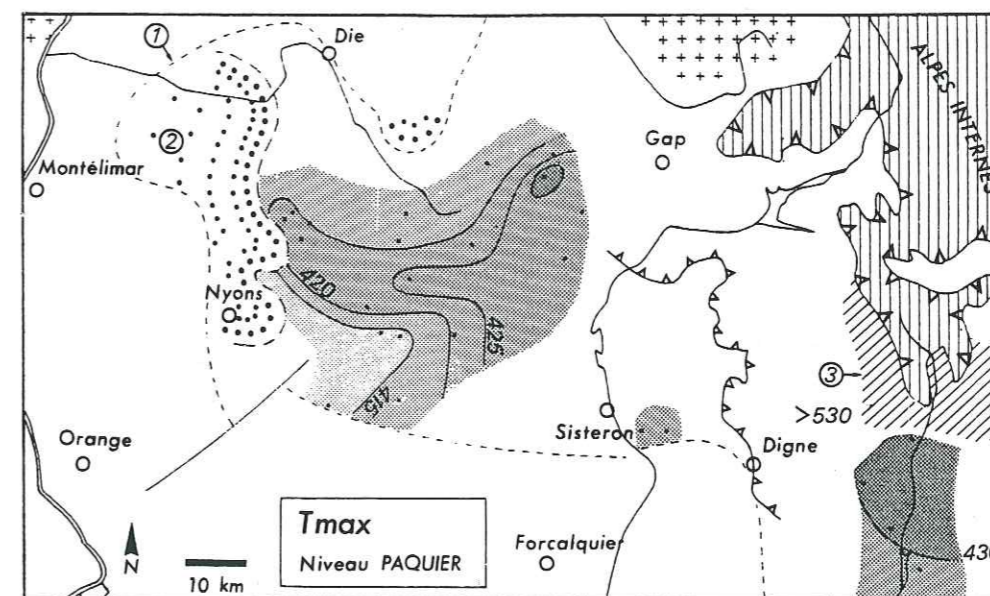


Fig. 161. Diagramme T_{max}/IH . Glaise, le Serre Noir. Le diamètre des cercles est proportionnel à la teneur en COT. Les chemins d'évolution des différents types de MO sont indiqués en traits pleins ; les lignes en tirets indiquent une correspondance approximative avec les réflectances de la vitrinite. Le P.R. de 0,5, par exemple, correspond à peu près à l'ouverture de la fenêtre à huile.



A



B

Fig. 162. Expression de la maturation de la MO à l'échelle du bassin, sur l'exemple du niveau Paquier. A. diagramme de corrélations IH/T_{max} . Les courbes de régression linéaire sont tracées pour chacun des 21 sites. Le T_{max} considéré comme représentatif pour chacun des sites correspond à l'intersection avec l'IH de 350 mg HC/g COT (qui est la moyenne pour l'ensemble des sites). B. Distribution spatiale des T_{max} dans le bassin vocontien ; courbes iso- T_{max} en °C.

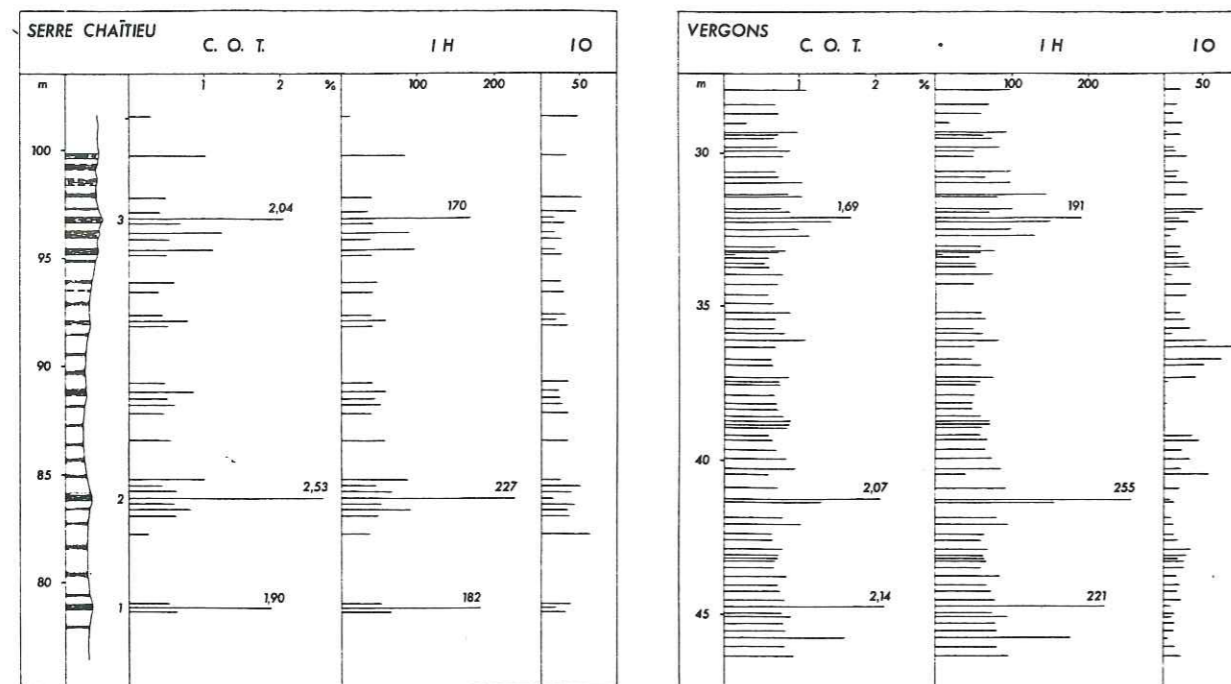


Fig. 163. Distribution verticale des paramètres de pyrolyse de la MO, au Serre Chaitieu (données de surface) et à Vergons (données de forage) ; 1, 2 et 3 : horizons laminés.

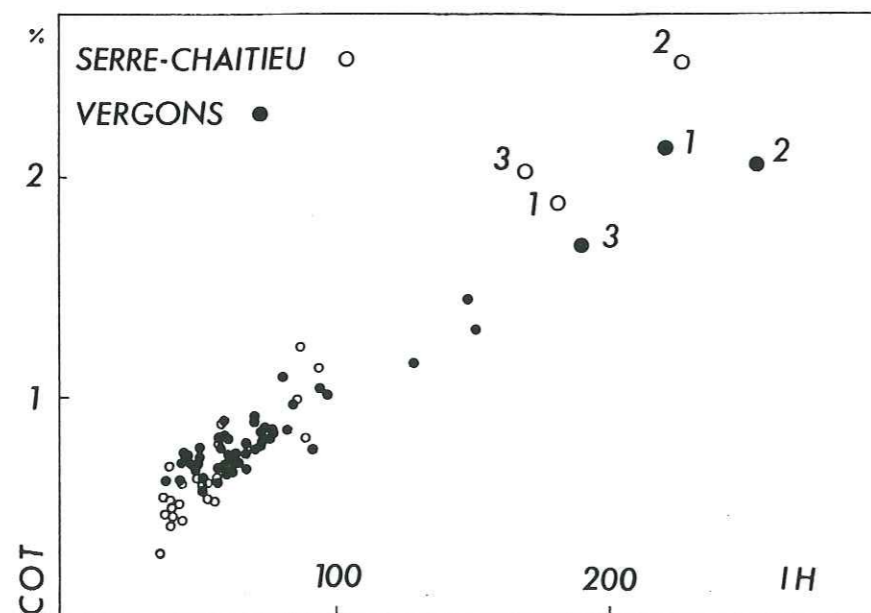


Fig. 164. Diagramme I.H./C.O.T. pour le Serre Chaitieu (données de surface) et pour Vergons (données de forage) ; 1, 2 et 3 : horizons laminés localisés sur la fig. 163 ; petits cercles : < 2 % C.O.T. ; grands cercles : > 2 % C.O.T.

nappes, le paramètre augmente très brutalement au-dessus de 530°C⁸⁵ ; il correspond à la zone à gaz. Cette disposition s'explique par l'importante surchauffe dont l'origine tectonique est attestée, entre autres, par le débit de la roche en baguettes prismatiques (frites).

Les données issues des pyrolyses Rock-Eval permettent donc d'apprécier la qualité de la MO dans une grande partie du bassin, pour peu que soient évitées les zones situées dans le domaine d'influence des nappes tectoniques.

Validité des données d'analyse

Les analyses issues de prélèvements de surface, sur l'affleurement, sont valides (BREHERET et HERBIN, 1987). Effectivement, j'ai pu établir des corrélations de détail entre les données géochimiques de la MO contenue dans les échantillons d'affleurement, sur l'Aptien moyen (niveau Fallot) du Serre Chaitieu, et celles du forage de Vergons (cf. I.2.4.1, p. 237, note i.p. 35 et cf. fig. 163). Les horizons reconnus du niveau Fallot, et traversés à plusieurs dizaines de mètres de profondeur, peuvent être suspectés comme peu, ou non atteints par l'altération superficielle actuelle. Leurs paramètres de pyrolyse, nonobstant un degré de maturation légèrement supérieur, sont tout à fait comparables à ceux du Serre Chaitieu. A quelques nuances près, le COT et l'IH sont extrêmement voisins (fig. 163). Leurs valeurs se tiennent dans la fourchette de variabilité qui englobe les variations dans la distribution spatiale de la MO à l'échelle du bassin, ainsi que le degré de précision de l'échantillonnage au sein des horizons.

La signification des résultats d'analyses Rock-Eval ne souffre donc pas d'un échantillonnage de surface dans les conditions telles qu'il a été pratiqué pour les Marnes bleues vocontiennes. Il suffit de prélever dans la roche saine, au débit massif, après avoir dégagé la couche desquamée superficielle (sur une épaisseur adaptée aux conditions d'affleurement : une trentaine de centimètres pour les marnes moyennes).

2.5.3. La matière organique des CRMO et sa signification

Les couches de *black shales* qui avaient été reconnues à l'affleurement, présentent effectivement des teneurs en COT qui s'écartent notablement de la moyenne des faciès bioturbés des Marnes bleues. Nous avons vu qu'il existe une population de couches noires à teneurs modérées, aux alentours de 2,0 % de COT, leurs IH sont modestes et compris entre 100 et 300 mg HC/g COT. Du point de vue des faciès, ces couches sont caractérisées par une teinte sombre, et sont discrètement laminées. Il s'agit des horizons noirs qui ponctuent les petites séquences génétiques de plusieurs des unités lithologiques, notamment de l'unité 10 de l'Albien inférieur-moyen. Les laminites du niveau Fallot, les niveaux Jacob, Kilian et Breistroffer présentent ces caractéristiques.

Les deux niveaux repères particulièrement remarquables dans ce travail, le niveau Goguel et le niveau Paquier (ainsi que, dans une moindre mesure, le niveau Léonhardt), s'en distinguent par des teneurs plus élevées en COT (fig. 165-169). Les teneurs peuvent dépasser 5 % pour le Goguel (Glaise), et 8 % pour le Paquier (les Coignets). Leurs potentialités pétrolières sont nettement plus importantes (quelques horizons du Paquier dépassent 50 kg HC/t roche), les IH sont groupés entre 250 et 600, mais peuvent atteindre 800 mg HC/g COT (fig. 170, 198). Du point de vue des faciès, ce sont des schistes cartons, parfaitement fissiles, et dont certains horizons sont nettement enrichis en carbonate par rapport à l'encaissant. Certaines passées sont légèrement bioturbées et moins riches en COT et IH. Les variations contrastées des paramètres organiques pour ces deux niveaux reflètent leur organisation lithologique.

Une cartographie du paramètre IH à l'échelle du bassin (fig. 171), a été esquissée pour le niveau Paquier (BREHERET, 1985). La répartition est basée sur l'établissement de l'indice moyen dans une vingtaine de sites. La répartition montre un IH moyen modéré au centre du bassin (légèrement inférieur à 300 mg HC/g COT), mais élevé vers les bordures. Ceci s'explique peut-être par une production algale plus importante dans ces zones. D'autre part, une moindre profondeur et donc un moindre transit dans la colonne d'eau paraît un paramètre favorable pour une bonne préservation de la MO.

Cet indice IH moyen à élevé est dû à une quantité substantielle, dans la roche, d'une matière organique hydrogénée qui correspond au type II, et qu'on peut même rapprocher, dans quelques cas, du type I (cf. ESPITALIE *et al.* 1985b, fig. 27). L'origine algale planctonique de

⁸⁵ généralement, du fait de la disparition des hydrocarbures potentiels, le pic S2 n'existe plus et a fortiori le T_{max} n'est pas caractérisé.

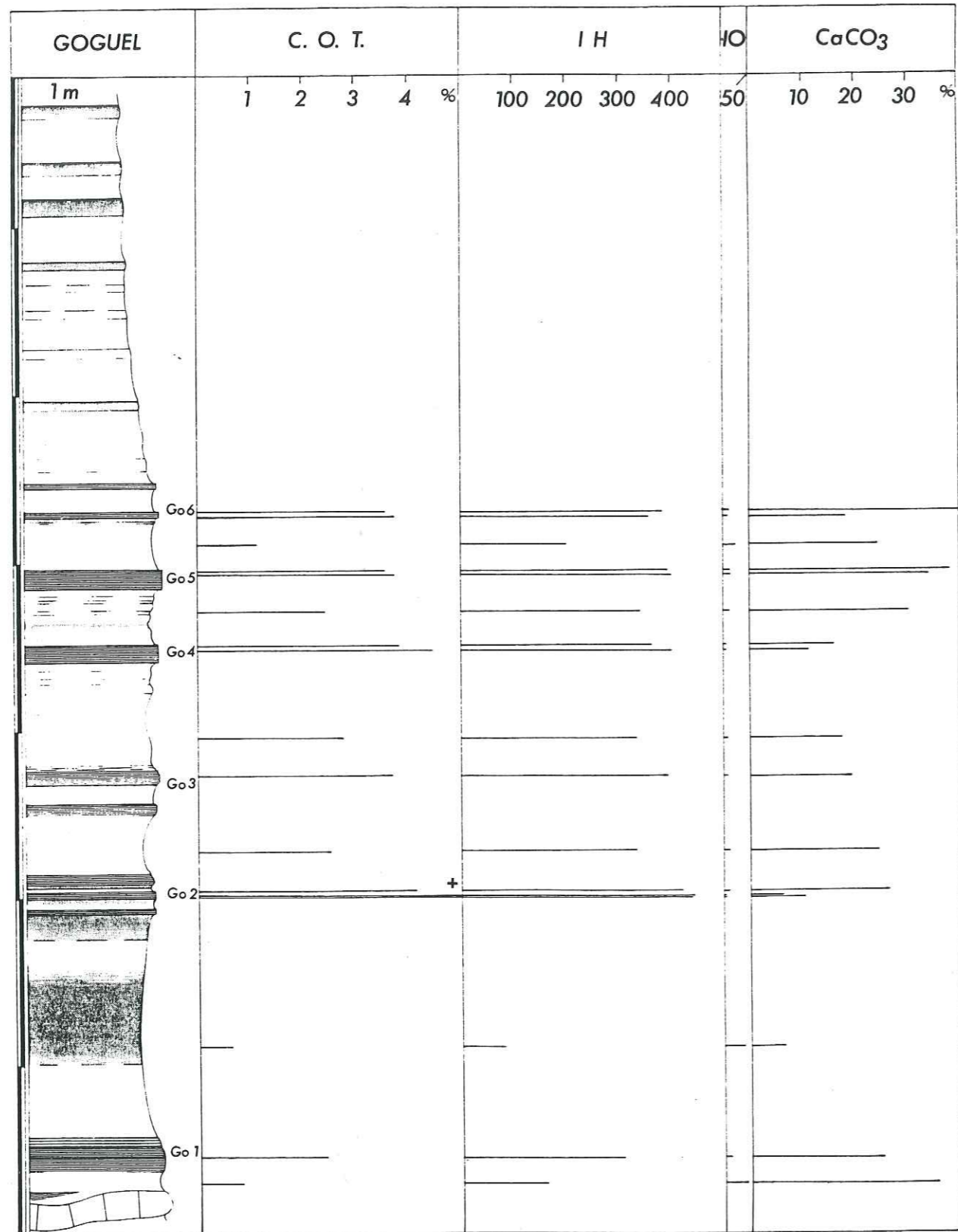
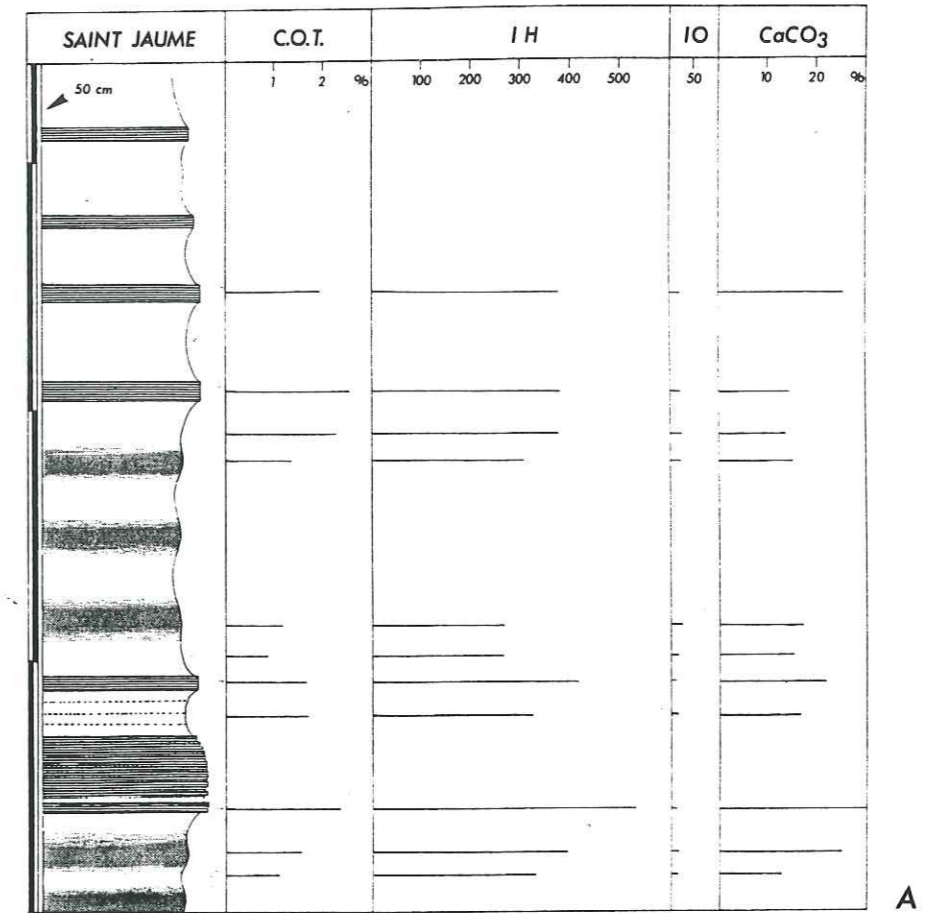
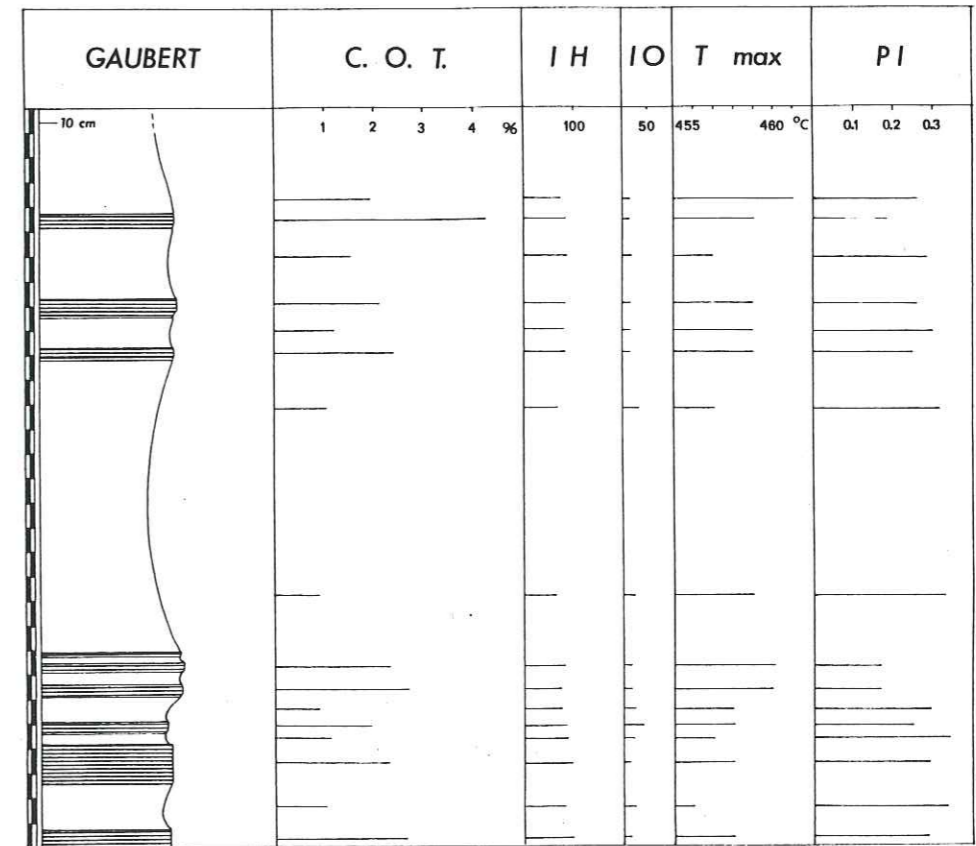


Fig. 165. Niveau Goguel. Aptien inférieur terminal. Les Sauzeries. Paramètres de pyrolyse Rock-Eval : COT, IH, IO ; teneur en calcaire.



A



B

Fig. 166. Niveau Goguel. Aptien inférieur terminal. A. Saint Jaume. COT, IH, IO, CaCO₃ ; B. Gaubert. COT, IH, IO, Tmax, CaCO₃, PI (indice de production).

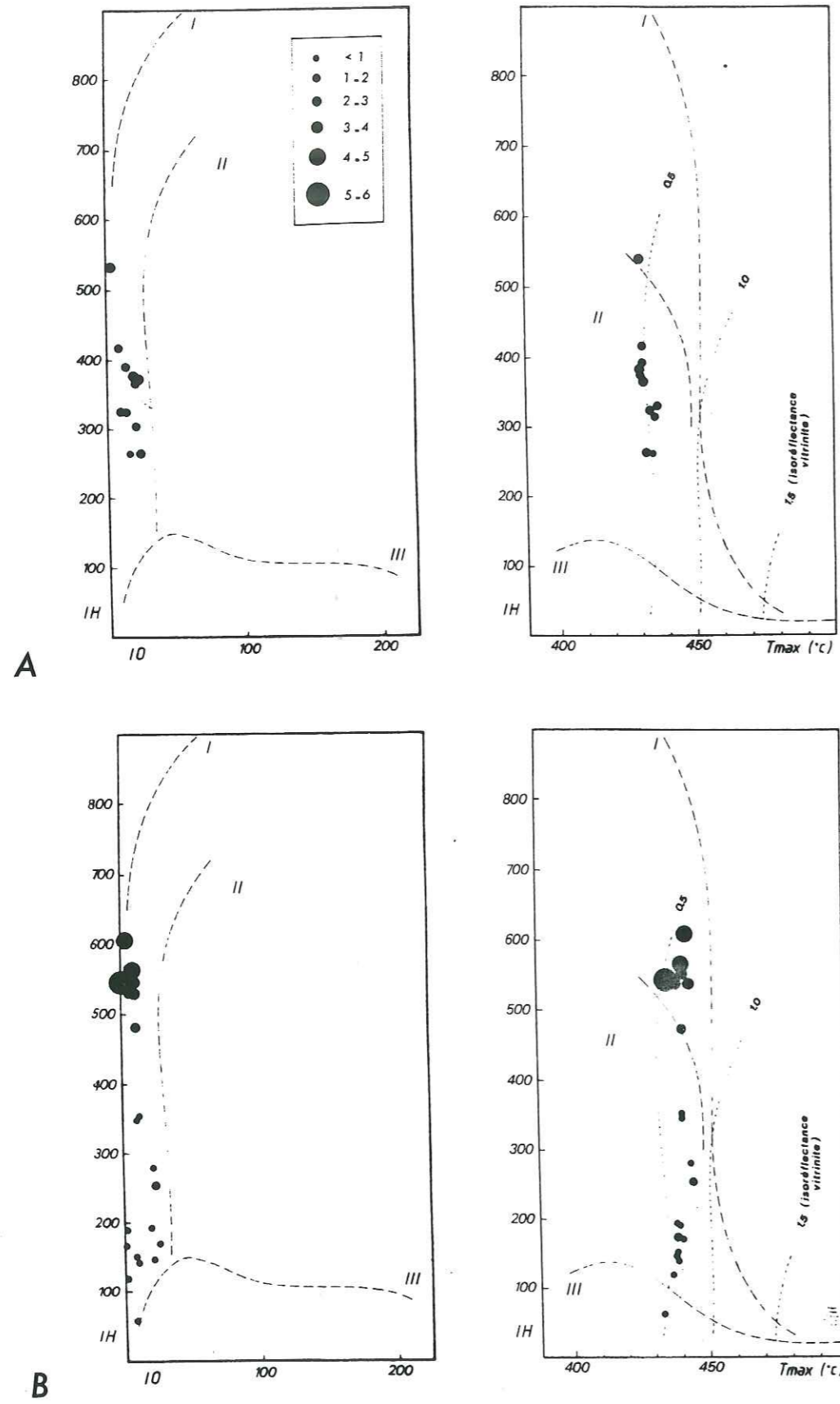


Fig. 167. Niveau Goguel. Aptien inférieur terminal. Diagrammes IO/IH et Tmax/IH. A. Saint-Jaume. B. Glaise

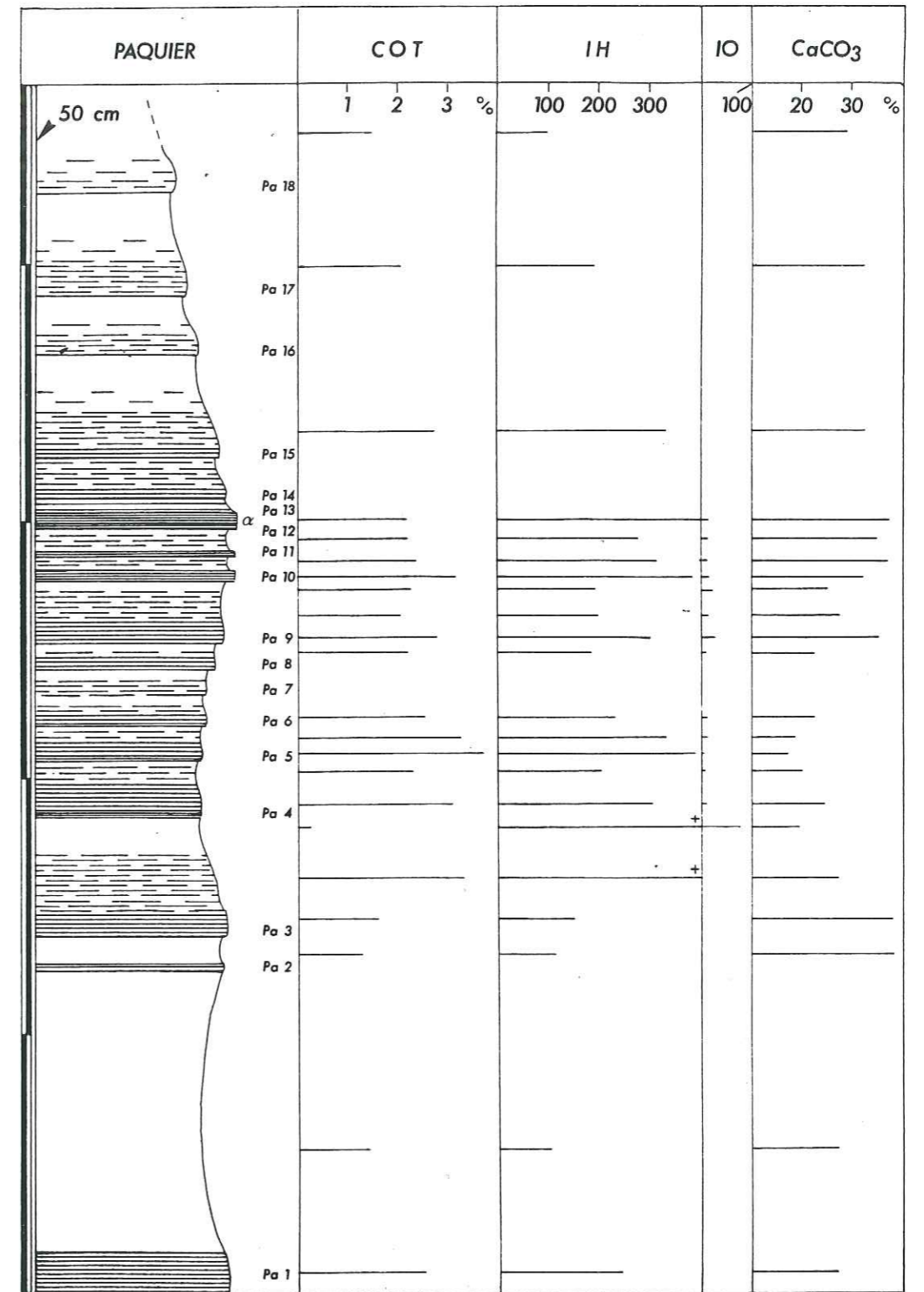


Fig. 168. Niveau Paquier. Albien inférieur. Hyèges, les Ravel. Paramètres de pyrolyse Rock-Eval : COT, IH, IO ; et teneur en calcaire.

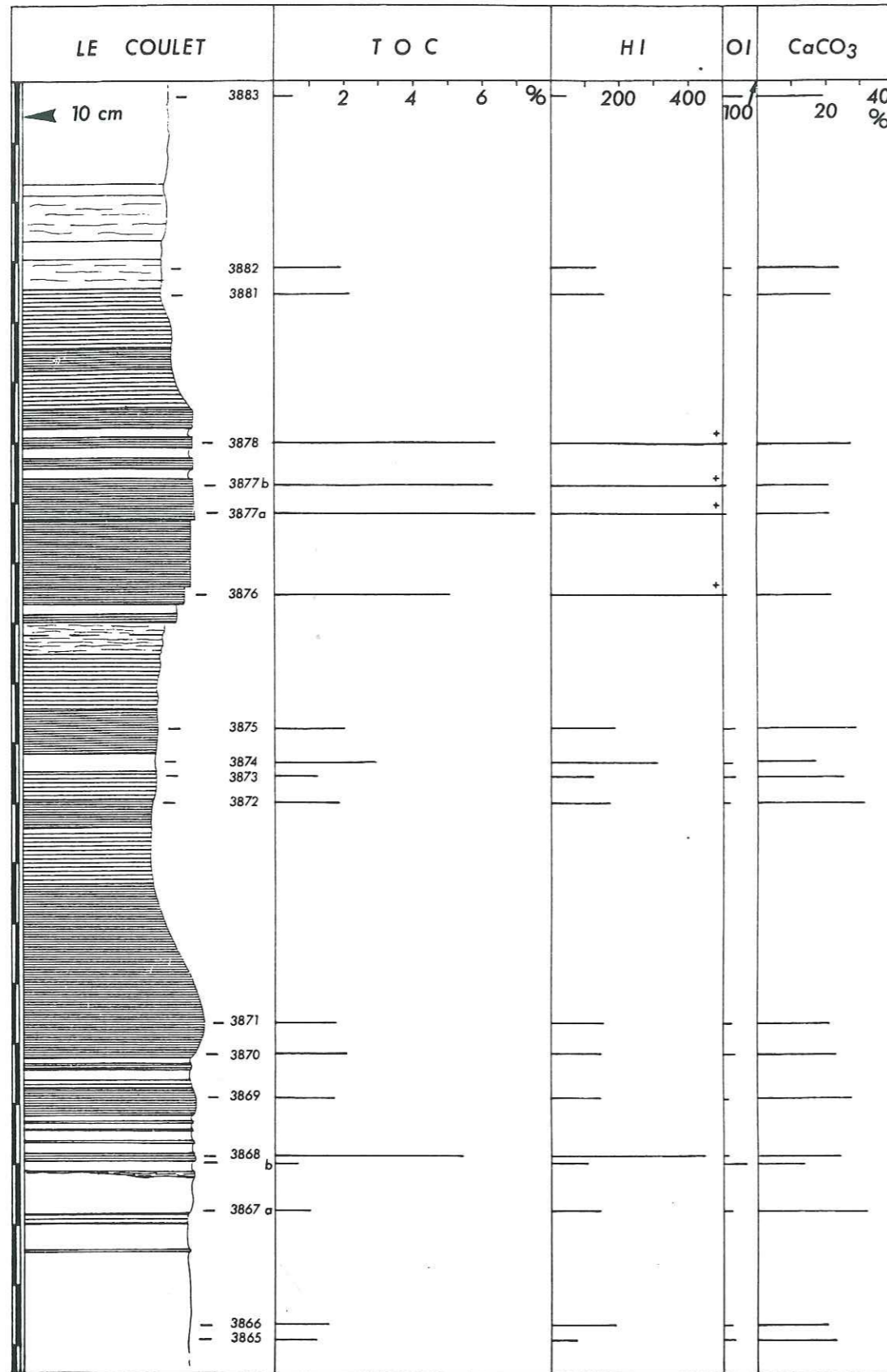


Fig. 169. Niveau Paquier. Albien inférieur. Le Coulet, site de la bordure Sud. Paramètres de pyrolyse Rock-Eval : COT, IH, IO ; et teneur en calcaire.

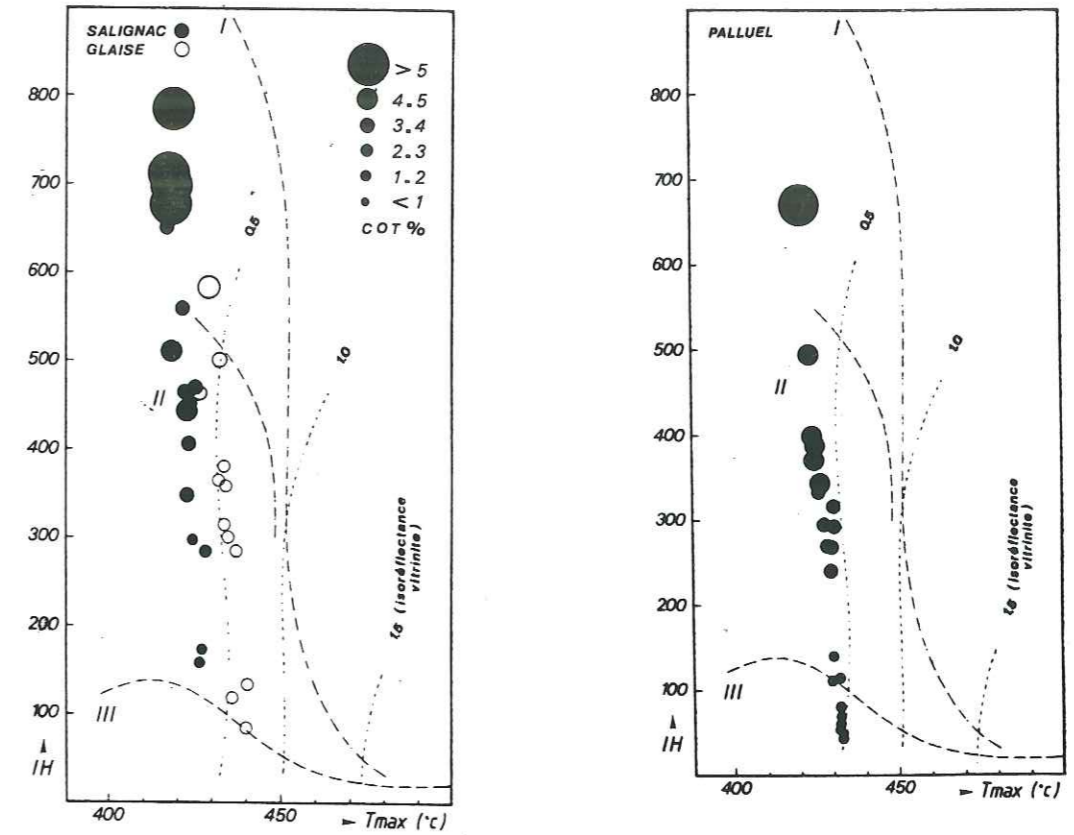


Fig. 170. Niveau Paquier. Albien inférieur. Diagrammes Tmax/IH. Salignac (Les Coignets), Glaise, Palluel.

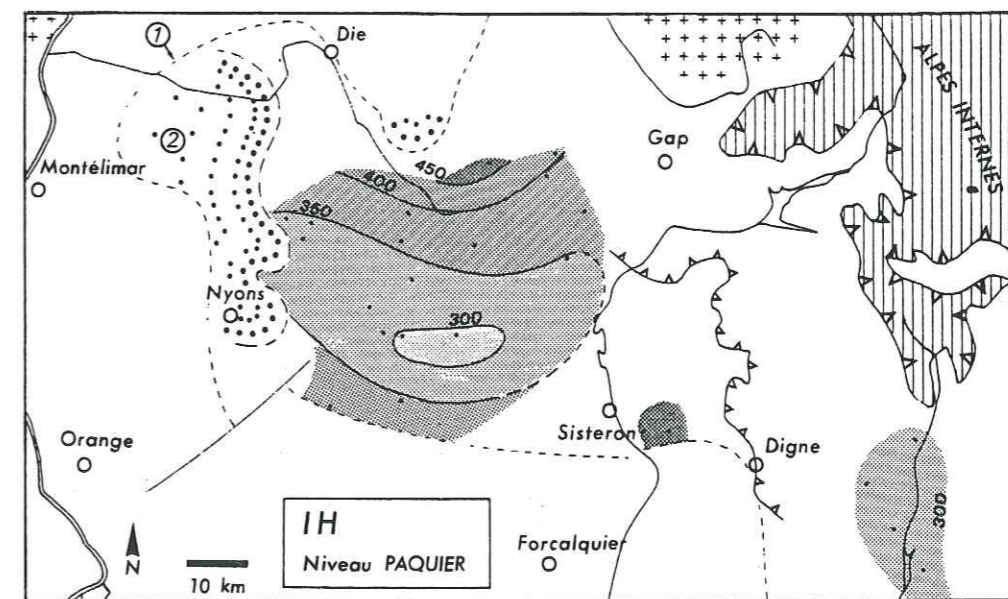


Fig. 171. Niveau Paquier. Albien inférieur. Distribution spatiale du paramètre IH.

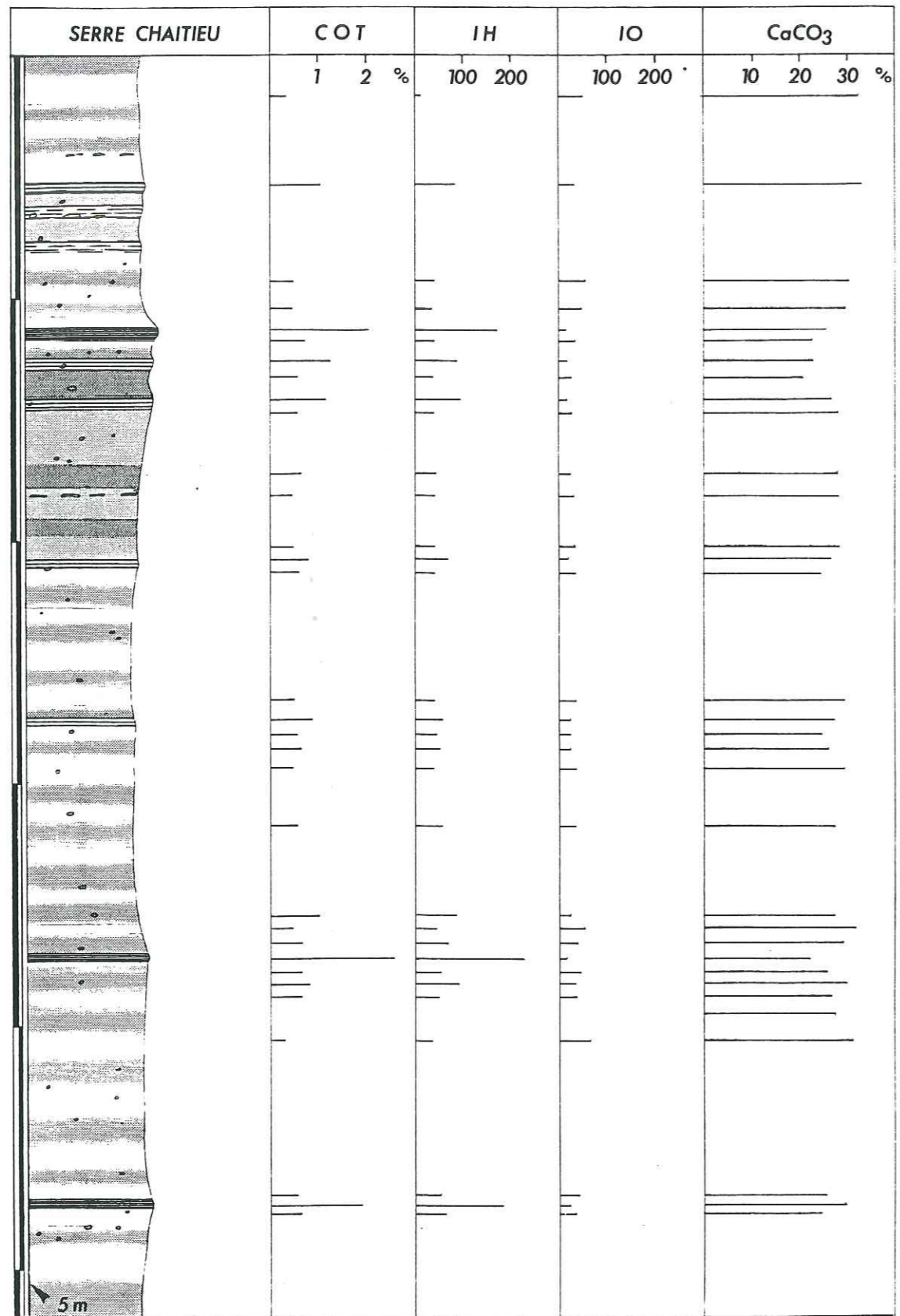


Fig. 172. Niveau Fallot. Aptien moyen. Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois). Paramètres de pyrolyse Rock-Eval. COT, IH, IO ; et teneur en calcaire.

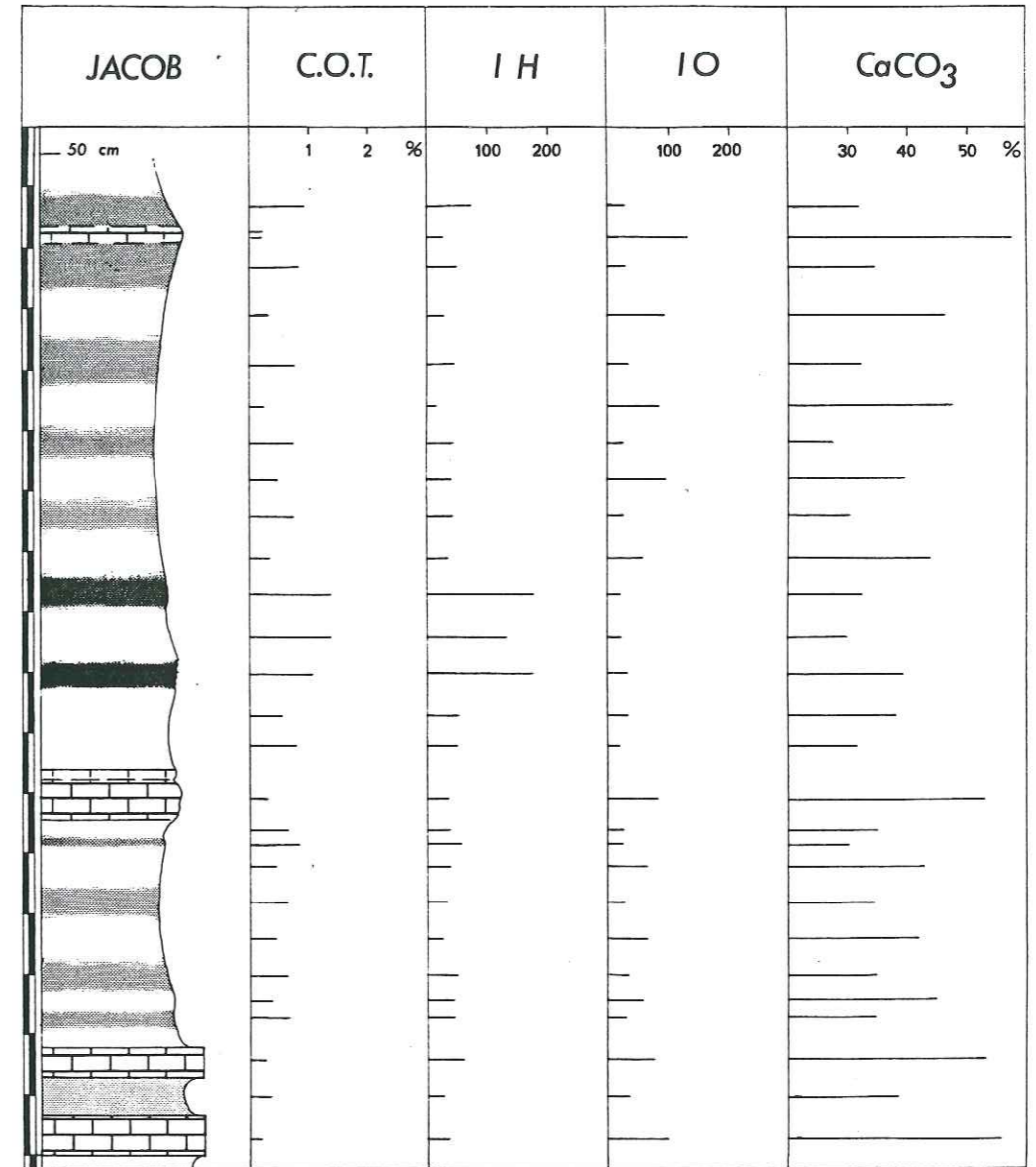


Fig. 173. Niveau Jacob. Aptien supérieur élevé. Les Ferriers (Tarendol). Paramètres de pyrolyse Rock-Eval. COT, IH, IO ; et teneur en calcaire.

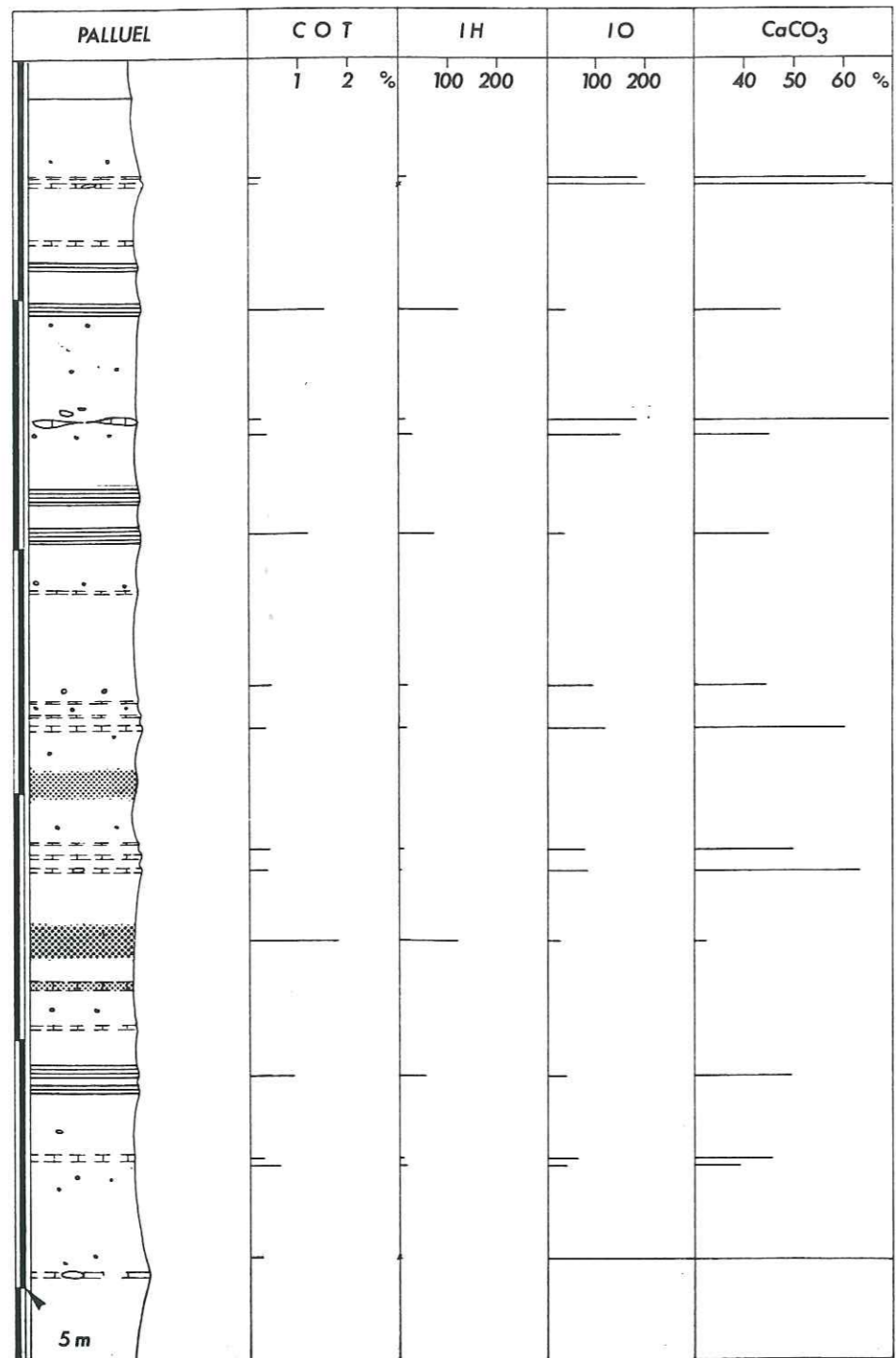


Fig. 174. Base de l'Albien inférieur. Palluel (Moydans). Paramètres de pyrolyse Rock-Eval. COT, IH, IO ; teneur en calcaire.

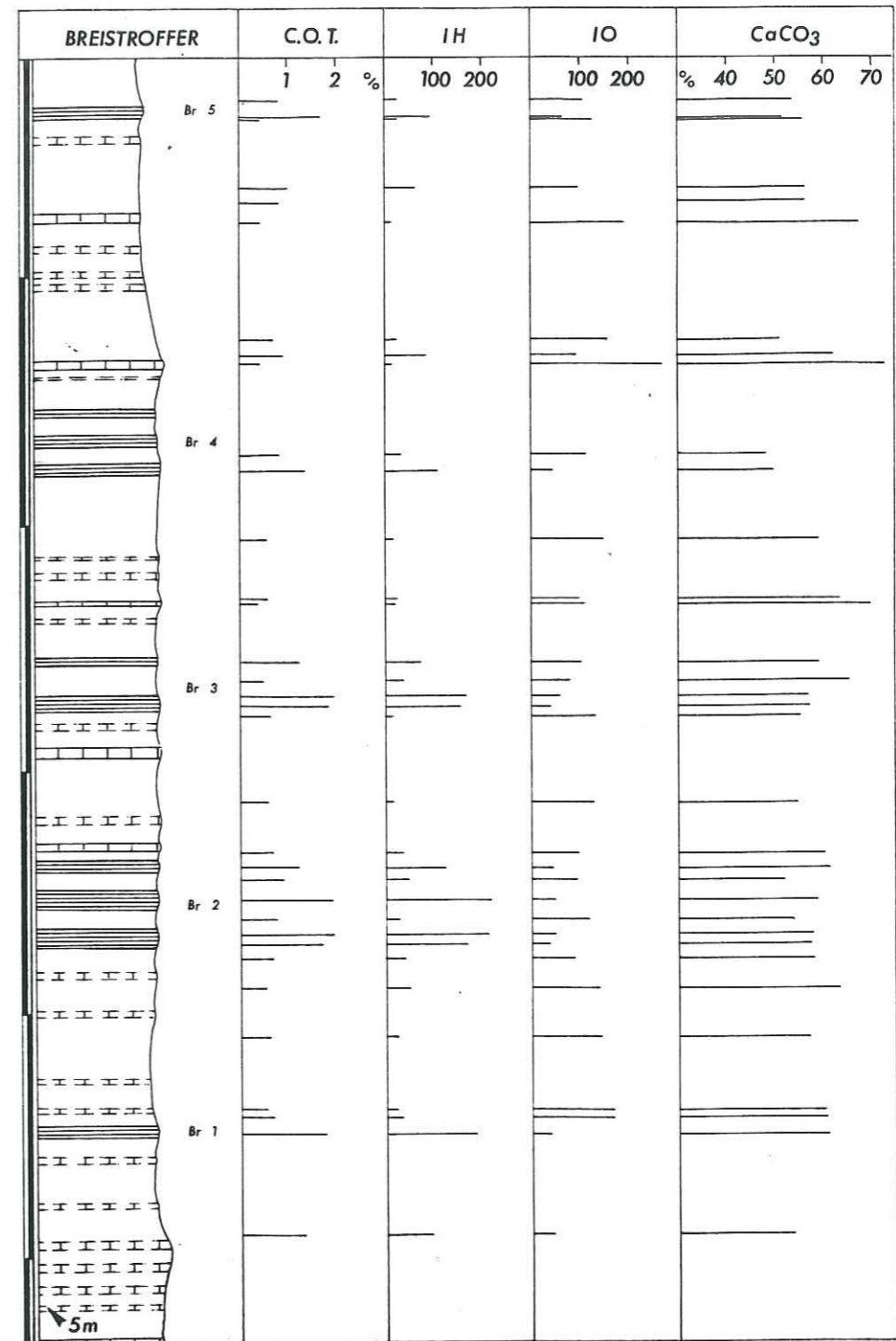


Fig. 175. Niveau Breistroffer. Albien supérieur terminal (Vraconien). Palluel (Moydans). Paramètres de pyrolyse Rock-Eval. COT, IH, IO ; teneur en calcaire.

cette matière organique ne fait guère de doute. Cette constatation permet de proposer deux conclusions. (1) La production primaire (phytoplanctonique) était, sinon élevée, au moins importante. (2) Une bonne partie de cette matière a été préservée dans le sédiment. Ceci implique que la dégradation de cette MO, par oxydation moléculaire, et (surtout) par la consommation microbienne (dans la colonne d'eau et sur le fond), a été incomplète. Le caractère hydrogéné de la MO laisse supposer une composition lipidique, particulièrement fragile, lors des processus sédimentaires et diagénétiques précoces. Sa préservation peut s'expliquer par une grande pauvreté des eaux marines en oxygène dissous, au voisinage du fond : suboxie, voire anoxie, seulement propice aux microbes anaérobies peu efficaces dans la dégradation de la MO (cf. entre autres DEAN *et al.*, 1986 ; EMEIS *et al.*, 1991).

Dans les horizons modérément enrichis en COT (fig. 172-175), les IH sont plus faibles que ceux des niveaux précédemment évoqués. La moindre quantité peut s'expliquer (1) par une production planctonique plus faible, (2) par une dilution détritique plus importante, ou bien (3) par une dégradation plus poussée. Une dégradation plus intense expliquerait les modestes IH, mais ce peut être également une dilution par des organoclastes continentaux. D'autre part, un effet de matrice minérale peut produire l'abaissement de cet indice de plusieurs dizaines de points. Ceci a d'ailleurs été vérifié sur deux échantillons. Ces différentes explications ne sont pas exclusives, ces phénomènes pouvant agir simultanément. Les paramètres de pyrolyse obtenus pour ces niveaux correspondent donc à une MO moins abondante et probablement moins bien préservée, ce qui ne nécessite pas *a priori* des conditions aussi drastiques que pour le dépôt du Goguel et du Paquier : événements de suboxie moins intenses et ou plus sporadiques.

2.5.4. Éléments complémentaires amenés par une étude géochimique

Une étude géochimique du contenu organique de quelques CRMO a été menée à titre exploratoire dans le cadre d'un diplôme, au Laboratoire d'Orléans (ROUSSELOT, 1990).

Les essais de chromatographie (minicolonne) sur les extraits chloroformiques ont montré une prépondérance des produits lourds hydrocarbonés (résines et asphaltènes) ou NSO par rapport aux hydrocarbures saturés (HCS) ou aromatiques (HCA)⁸⁶, en faible proportion. Cette dominance des NSO traduit (1) l'immaturation de la MO dont les hétéroatomes (oxygène, azote, soufre) sont préservés, mais (2) également une altération probable de la MO lors de la sédimentation.

Les n-alcanes, détectés en chromatographie en phase gazeuse, sont les constituants majeurs par rapport aux isoprénoides et cycliques. Ils présentent un mode en C 17 (parfois C15 ou C19), indiquant une contribution algale significative (GELPI *et al.*, 1970 ; FARRIMOND *et al.*, 1989), sans prédominance particulière des pairs ou impairs. Cette contribution est aussi attestée par les isoprénoides identifiants, pristane et phytane⁸⁷. En ce qui concerne ces deux composés, selon DIDYK *et al.* (1978), l'évolution diagénétique précoce, dans des conditions anoxiques, favorise la formation de phytane, alors que le pristane est plutôt engendré en milieu oxygéné. Ces auteurs établissent ainsi qu'un rapport pristane/phytane faible, inférieur à l'unité, est symptomatique de conditions réductrices liées à l'anoxie des eaux de fond, alors qu'un rapport supérieur indique des conditions oxygénées.

Dans le cas des échantillons étudiés ici, le rapport pristane/phytane est supérieur à l'unité, et s'élève jusqu'à 3. La stricte application du concept de DIDYK *et al.* (*op. cit.*) laisserait supposer une ambiance oxygénée pour le dépôt des *black shales* du médio-Crétacé vocontien. Toutefois, il semble difficile d'envisager une lecture aussi manichéenne de cet indice. Du reste, SIMONEIT (1984, 1986) émet quelques réserves en ce qui le concerne, du fait de la multiplicité des sources de la MO sédimentaire et des processus qui engendrent la formation des isoprénoides. De plus, BRASSELL *et al.* (1987) admettent que ce rapport n'est pas, de manière univoque, sous le strict contrôle des conditions d'oxie ou d'anoxie ; les archéobactéries notamment (dont l'importance est connue depuis quelques années) seraient à l'origine de phytane. La signification des rapports élevés de pristane/phytane est donc à relativiser. Quant à la thermodépendance, évoquée par DOUGLAS et WAPPLE (1985), son effet est probablement discret ici puisque les prélèvements analysés correspondent à de la MO immature. Enfin, rappelons que les analyses sont globalisantes,

⁸⁶ NSO : c'est-à-dire contenant outre H et C, des "hétéroéléments", N, S et O ; HCS : les HC saturés ne contiennent pas de cycles benzéniques ; HCA : la structure de ces HC présente au moins un cycle benzénique.

⁸⁷ dont les molécules dérivent du phytol au cours de la diagénèse.

concernant des épaisseurs de sédiments de l'ordre du centimètre, ou supérieures ; elles ne peuvent refléter les variations du milieu, plutôt rapides à l'échelle géologique.

La caractérisation de la MO par spectrométrie de masse montre la présence de biomarqueurs de la série des hopanes dans presque tous les échantillons. Cette caractéristique constitue l'empreinte d'une activité microbienne (les hopanes sont des composés issus des parois de bactéries, cf. OURISSON *et al.*, 1979). Les stéranes (dérivés par réduction des stérols au cours de la diagénèse) sont également présents, en proportions substantielles. Une plus faible proportion de hopanes dans le niveau Goguel pourrait résulter de la sédimentation d'une MO différente de celle des autres niveaux, toutefois les échantillons présentent un degré de maturation un peu supérieur aux autres (le site échantillonné à cet effet : les Sauzeries, est situé à l'Est du bassin) avec des Tmax de 437 à 440°C, ce qui en est peut-être à l'origine.

Ces caractéristiques des couches noires du bassin vocontien : prédominance des n-alcanes en C17-C18, richesse en isoprénoides avec un rapport Pr/Ph généralement supérieur à l'unité, se comparent assez bien avec celles de CRMO d'autres contextes : les *black shales* du Toarcien d'Italie (FARRIMOND *et al.*, 1989, 1994), le Jet Rock d'Angleterre (FARRIMOND *et al.*, 1989), la *Kimmeridge Clay* d'Angleterre (HERBIN *et al.*, 1991), le CTBE dans les bassins européens (FARRIMOND *et al.*, 1990). Dans ces différents cas, la MO est d'origine algale marine, la composante continentale est discrète, et la signature bactérienne est manifeste. Les conditions de milieu de sédimentation déduites de ces exemples sont variées ; elles impliquent généralement une suboxie, voire une anoxie des eaux de fond, avec des fluctuations de l'oxygénation au cours du temps.

2.5.5. Apports des palynofaciès

Une étude des palynofaciès sur quelques échantillons de l'Aptien supérieur terminal et de l'Albien inférieur - moyen de Pré-Guittard, ainsi que sur le niveau Paquier à Palluel, a été effectuée au Laboratoire de Géographie physique du CNRS (Meudon) par AZEMA (non publiée). Une autre étude a été réalisée par TRIBOVILLARD, et dont une partie est publiée (TRIBOVILLARD & GORIN, 1991).

Les éléments figurés composent l'essentiel de la MO des niveaux de marnes bioturbées ; la MO amorphe y est rare. Dans les horizons noirs, laminés, du moins dans les plus riches en MO, la phase amorphe est abondante et parfois domine le palynofaciès. Ainsi le niveau Jacob présente, à parts égales MO figurée et MO amorphe. La MO amorphe domine dans le Kilian, dans le Paquier et dans le Léonhardt. La contribution continentale à la MO sédimentaire est importante, comme le laissent prévoir les observations de terrain et les paramètres Rock-Eval ; ce qui vient moduler l'interprétation des chromatogrammes. Les débris ligneux sont abondants dans la plupart des échantillons. Ils dominent nettement dans l'Aptien supérieur, mais leur proportion diminue au sommet de l'Aptien supérieur, à partir du niveau Kilian et à l'Albien inférieur. Cette disposition est *a priori* en accord avec l'interprétation de la série en terme d'épisodes de dépôt, le niveau Kilian étant considéré comme le début d'une transgression. Les débris ligneux sont systématiquement moins bien représentés dans les niveaux de *black shales*.

L'importance des spores et pollens est très variable (fig. 176). Ils constituent 20 à 40 % des éléments figurés à la base de l'unité 9, notamment dans le niveau Jacob. On les retrouve en proportion notable juste au-dessus du Kilian, et dans deux niveaux au voisinage du Léonhardt. Les dinoflagellés sont en général plus abondants que les sporomorphes. On remarque particulièrement leur diminution drastique au niveau des couches riches en MO (Jacob, Kilian, Paquier, Léonhardt). Cette diminution peut être corrélative d'une augmentation des sporomorphes, comme c'est le cas du Jacob (plus ou moins du Kilian), ou non, comme c'est le cas du Paquier. En revanche, elle coïncide avec une grande quantité de MO amorphe. Cette distribution peut paraître paradoxale, puisque les couches riches en MO sont attribuées à une production planctonique plus importante, et/ou à une meilleure préservation de ce type de matière. En fait, comme TYSON (1987) l'a montré sur divers exemples mésozoïques, les dinokystes sont, de manière générale, très peu fréquents dans les *black shales* riches en MO. Cette rareté résulte de l'écologie des dinoflagellés connus dans la nature actuelle. Parmi ces organismes, seule une petite proportion produit des kystes fossilisables, la plupart étant des formes adaptées à des régimes hydrographiques instables (saisonniers), et qui présentent un mode de vie méroplanctonique ; elles produisent leur kyste (fossilisable) au stade benthique (WALL *et al.*, 1977 ; et voir discussion in TYSON, 1987). Pour TYSON (1987), la

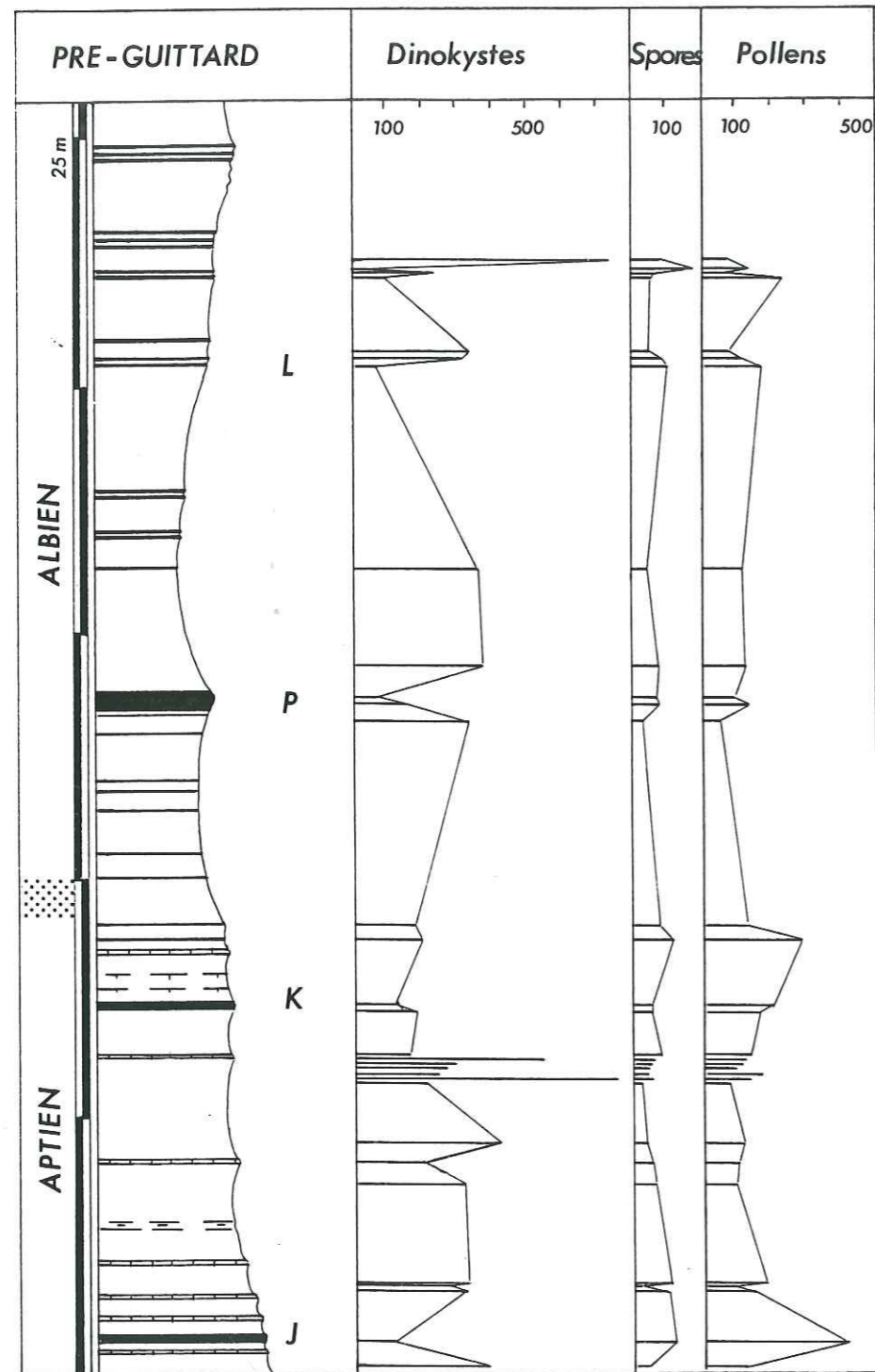


Fig. 176. Aptien supérieur terminal et Albien inférieur. Pré-Guittard. Abondance des dinokystes, spores et pollens (données de AZEMA, inédit).

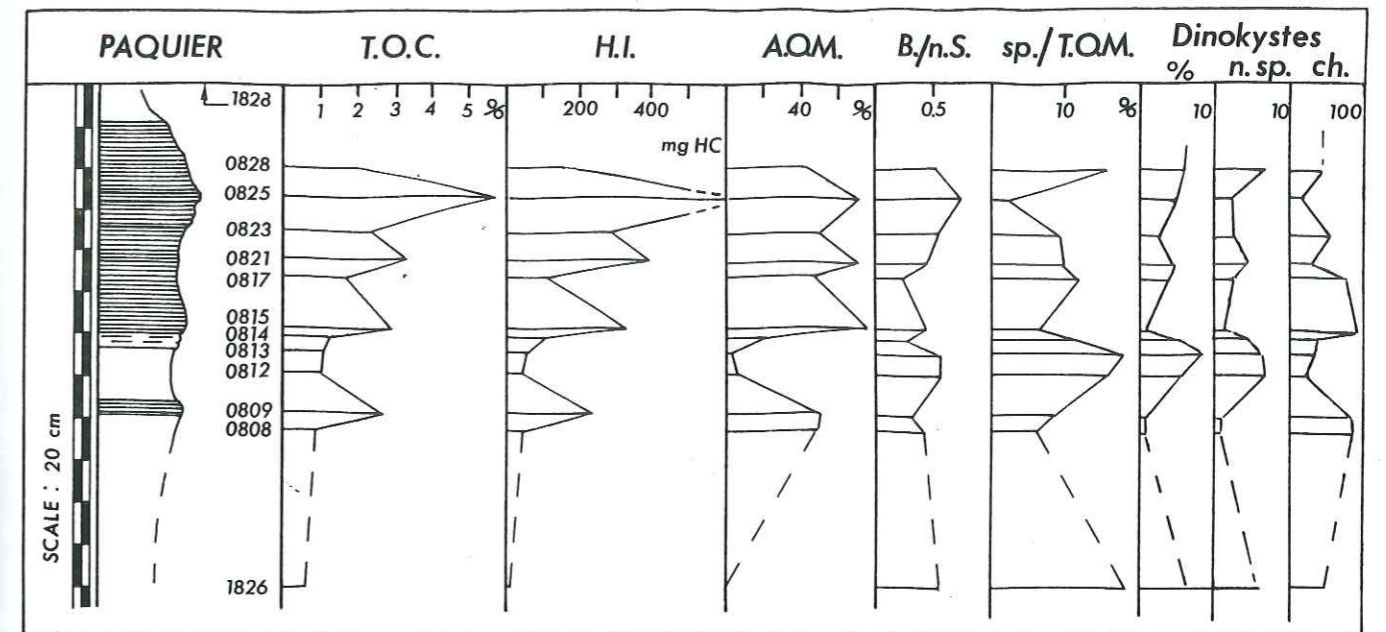


Fig. 177. Niveau Paquier. Albien inférieur. Palluel (Moydans). Paramètres de pyrolyse (données personnelles). Caractéristiques des palynofaciès selon les données de TRIBOVILLARD & GORIN (1991). A.O.M. : Matière organique amorphe ; B./n.S. : bisaccates/non saccates ; sp./T.O.M. : total des sporomorphes/ total matière organique ; Dinokystes : pourcentages, nombre d'espèces, kystes chorates.

rareté des dinokystes dans les *black shales* s'expliquerait par la disparition des formes méroplanctoniques lors d'épisodes prolongés de stratification stable des eaux. Cette disparition se ferait, au moins en partie, au profit des formes non productrices de kystes. Notons également que, parmi les formes hauturières, extrêmement peu produisent des kystes (ou des kystes fossilisables), et leur mode de vie n'est pas méroplanctonique. Il en résulte que les dinokystes sont plutôt caractéristiques de la plate-forme ; leur répartition dans les sédiments pélagiques résulterait de transports par courants (océaniques ou gravitaires).

Le niveau Paquier, a été étudié sur des échantillons confiés à TRIBOVILLARD provenant de Palluel (TRIBOVILLARD et GORIN (1991) ; il montre une proportion élevée de MO amorphe (fig. 177). Ses fluctuations sont importantes et parallèles avec les paramètres COT et IH de pyrolyse *Rock-Eval* (données BREHERET, 1985) ; elles sont également en adéquation avec la lithologie. L'intensité de la fluorescence de la MO amorphe est élevée et se calque sur ses variations d'abondance. Elle dénote une matière algale dont la préservation est excellente dans les niveaux les plus riches en MO, mais moindre dans les horizons plus pauvres, ce qui pourrait être mis sur le compte de variations dans la déficience en oxygène. Au sein même du niveau, la proportion de dinokystes diminue dans les horizons riches en MO amorphe. Dans ces horizons (excepté l'horizon α) les kystes chorates sont plus abondants, par rapport aux proximates ; les sporomorphes non-saccates dominent par rapport aux saccates. Le rapport bisaccates/non saccates est interprété par TRIBOVILLARD et GORIN (*op. cit.*) comme le reflet de l'intensité des apports continentaux. Aussi, un faible ratio, dû à l'abondance des grandes formes de saccates, indiquerait des apports importants, et serait corrélatif de grandes quantités d'eaux douces, ce qui expliquerait une stratification de densité provoquant suboxie ou anoxie en profondeur. L'originalité de l'horizon α , caractérisé par une proportion plus grande de bisaccates, s'expliquerait, pour les auteurs, par une rémission des apports continentaux.

L'interprétation des horizons riches en MO, formulée d'après le rapport bisaccate/non saccate, ne me paraît pas vraiment satisfaisante, dans la mesure où elle laisse de côté l'importance relative des sporomorphes par rapport à la totalité de la matière organique contenue dans la roche.

Les données des auteurs montrent qu'en fait les horizons les plus riches en MO correspondent à des minima de sporomorphes (cf. courbe redessinée d'après les données des auteurs, fig. 177), ce qui peut donc à la limite suggérer une hypothèse opposée, à savoir de faibles apports d'eaux fluviales.

Par ailleurs, WILPSHAAR et LEEREVELD (1994) ont étudié les populations de kystes de dinoflagellés des points de vue de la systématique et de la paléocologie. Leur conclusion principale concerne la relativement faible profondeur que le bassin atteignit au Crétacé. Ils interprètent l'environnement comme néritique externe à l'Aptien-Albien (au centre du bassin). Pour ces auteurs, la bathymétrie serait constamment restée en-deçà de quelques centaines de mètres, mais ils éludent l'influence de phases d'oxygénation déficitaire.

L'étude des palynofaciès confirme les conclusions tirées des études de la matière organique présentées précédemment. Elle montre bien l'importance de la phase amorphe dans les horizons les plus riches, ce qui traduit la bonne préservation de la MO. Cette observation tendrait à accréditer l'hypothèse d'une suboxie, voire d'une anoxie. La rareté des dinoflagellés s'expliquerait par l'établissement d'une stratification stable des eaux. Le, ou les mécanismes d'une telle stratification ne sont toutefois pas clairement établis.

Les couches noires à matière organique et leur encaissant pélagique :

traces fossiles et vestiges des organismes

3.1. Les traces fossiles

**LES COUCHES NOIRES
ET LEUR ENCAISSANT PELAGIQUE :
TRACES FOSSILES ET VESTIGES DES ORGANISMES**

3.1. LES ICHNOFOSSILES

3.1.1. Introduction

Le grand intérêt des traces fossiles pour la reconstitution des milieux de dépôt n'est plus à souligner depuis les travaux menés dans les années cinquante (notamment par SEILACHER (1953a, 1953b, 1964, 1967). Rappelons que, dans leur grande majorité, les organismes qui peuplent les fonds marins ne possèdent pas de squelette fossilisable, seules les traces de leur activité, éventuellement préservées, peuvent nous permettre d'apprécier le développement et la manière d'être des communautés benthiques. La précision des résultats acquis dans les recherches actuelles doit autant à l'analyse des sédiments anciens qu'à l'étude du comportement des organismes vivants (cf. notamment BROMLEY, 1990). Pour notre propos, quelques observations sur les ichnofossiles rencontrés et un essai de caractérisation des ichnofaciès nous permettront de présenter quelques indices relatifs aux modalités de dépôt des Marnes bleues. L'étude ichnologique de cette série n'est pas sans difficulté car, très généralement, en plus de la compaction, le sédiment offre des teneurs élevées en argiles et une couleur sombre homogène, d'où les très faibles contrastes qui ne permettent pas une lecture adéquate des structures sédimentaires. Ce type de problème a notamment été rencontré et souligné par SAVRDA et BOTTJER (1989, cf. p. 71) pour le Turonien-Campanien de la *Niobrara Formation* (plate-forme Est du *Western Interior*) : alors que, dans le Colorado, la série est bien lithifiée et offre des contrastes faciologiques accusés, d'où l'étude particulièrement sophistiquée des auteurs, dans le Kansas occidental les couches correspondantes sont des marnes et des craies peu cimentées et friables qui ne livrent que peu d'informations du fait que les traces sont peu ou pas visibles.

Seules quelques mentions de traces fossiles dans les Marnes bleues parsèment la littérature. Il s'agit principalement de l'ichnofaune caractérisant quelques "surfaces durcies" et des grès décrits sur les bordures (cf. notamment COTILLON, 1971 ; LE GOC, 1977).

3.1.2. Problèmes de taphonomie et potentiel de préservation

La mise en évidence de traces fossiles dans la série des marnes bleues repose sur plusieurs manières d'être qui tiennent à la nature même du sédiment, aux conditions de son dépôt, notamment sa vitesse d'accumulation, aux érosions possibles, aux arrêts de sédimentation, aux phénomènes diagénétiques pré-, syn- et post-bioturbation.

Dans leur grande majorité, les marnes et argilites qui constituent les Marnes bleues résultent du dépôt lent de vases. A l'interface, celles-ci formaient, pour les organismes, un substrat gorgé d'eau, semi-liquide à cohérent, du type "*soupground*" à "*softground*" ; l'état de ce substrat dépendant tant des conditions de sédimentation que de l'activité même des organismes benthiques de toute nature. Ces caractères physiques évoluent naturellement en profondeur vers un milieu plus cohérent, sous l'effet de la compaction, du départ de l'eau, et de divers processus diagénétiques. Du fait de la différenciation du mode de vie des fouisseurs, notamment de leur positionnement par rapport à l'interface eau-sédiment (de nombreux travaux y sont consacrés tant en ce qui concerne les fonds actuels que les couches fossiles ; voir la revue *in* BROMLEY, 1990), il s'ensuit un étagement des traces éventuellement fossilisables de leur activité⁸⁸ (fig. 178). Toutefois, comme l'ont montré

⁸⁸ Aux termes de stratification et strates utilisés en écologie, il est préférable d'employer les termes d'étagement, et d'étages : "tiering" ainsi que l'ont proposé BOTTJER & AUSICH (1982) pour la distribution verticale des organismes et de leurs traces dans le sédiment, de manière à éviter toute confusion dans le domaine de la géologie.

quelques auteurs, les potentialités de fossilisation des traces de l'ensemble d'une communauté benthique sont très faibles. Ceci tient tout particulièrement au fait que, dans des conditions de sédimentation continue et régulière, les innombrables générations d'organismes divers se succédant à faible profondeur, près de l'interface, s'activent dans un substrat gorgé d'eau où toute trace de passage ou de séjour s'estompe rapidement. D'autre part, du fait de leur grande abondance, leur souvenir s'évanouit, rapidement dilué par l'activité ultérieure. Les traces mieux enregistrées, lors de la migration graduelle (du déplacement vers le haut) de l'étagement du fait de l'accumulation sédimentaire, sont systématiquement détruites par l'activité des endobiontes plus profonds. En conséquence, les assemblages observés dans le sédiment ancien correspondent très généralement aux empreintes laissées par le benthos des étages inférieurs (les plus enfouis), surimposées au fond totalement homogénéisé issu de l'activité biologique plus superficielle de l'ichnoprofil (BROMLEY et EKDALE, 1986 ; BROMLEY, 1990). Ainsi, des témoignages de communautés benthiques réglées par les conditions écologiques, seules demeurent ineffacées les ultimes traces que les contraintes taphonomiques ont laissé subsister. A cet égard, les associations de traces fossiles, d'une grande monotonie, rencontrées dans la majeure partie des Marnes bleues, correspondent à des **taphofaciès** tels que l'entendent BROMLEY et ASGAARD (1991).

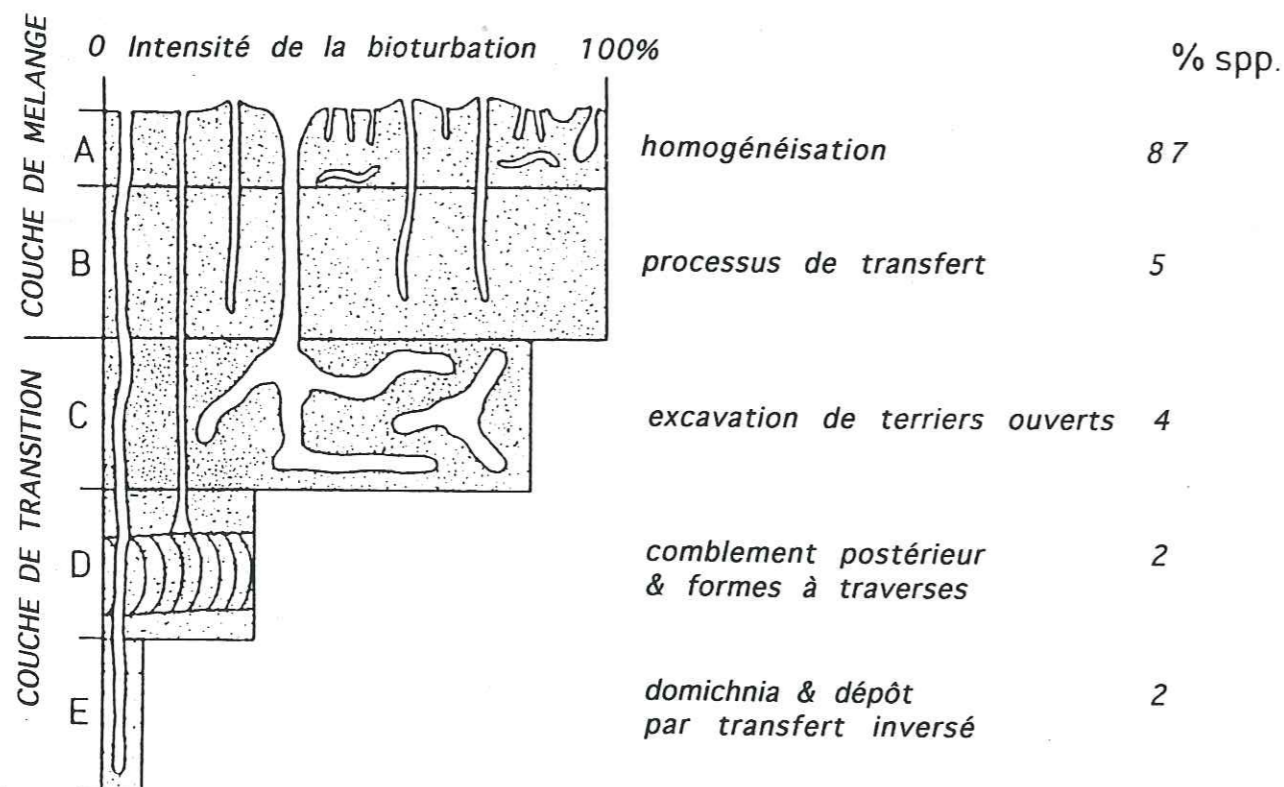


Fig. 178. Modèle d'étagement des bioturbations, indiquant cinq niveaux d'activité. Pour chaque étage, l'importance et le type de bioturbation sont figurés, ainsi qu'une estimation de la proportion par rapport à l'ensemble de la communauté benthique. Selon BROMLEY (1990, fig. 6.18).

Eu égard à l'aspect très homogène des marnes, dû à leur couleur gris sombre et à leurs teneurs élevées en argiles, au manque de contrastes dans l'induration, et compte tenu des conditions taphonomiques soulignées au-dessus, les traces fossiles sont difficiles à caractériser, et se réduisent à un petit nombre d'ichnogènes. Leur mise en évidence est évidemment relativement plus aisée lorsque la couleur s'éclaircit et que la teneur en calcaire est plus importante ; c'est le cas de l'Aptien supérieur terminal (faisceau du Niveau blanc), de l'Aptien supérieur (notamment les bancs calcaires du faisceau Fromaget), et de quelques passées de l'Albien supérieur basal. Malgré sa relative richesse en calcaire, l'Albien supérieur - Vraconien apparaît relativement pauvre en traces, ce qui tient en grande partie à la teinte grise, très uniforme, de ses faciès.

3.1.3. L'ichnofaune des substrats vaseux ("softground")

Ichnogène *Chondrites*

Dans l'ensemble, les traces fossiles reconnaissables sont caractéristiques des étages inférieur et moyen de l'ichnoprofil. *Chondrites* est ubiquiste. Cette forme de "fodinichnia" (selon la classification éthologique de Seilacher, 1953a, 1964), combinant la fonction d'habitat et d'alimentation (cf. BROMLEY, 1990, p. 167), est due à un limivore ("deposit feeder"), dont le réseau est le plus profond dans la plupart des ichnoprofils (*ibid.* cf. fig. 11.6). Selon BROMLEY et EKDALE (1984), des nématodes pourraient en être les auteurs (?). Leur taille est variable de même que leur diamètre. Les structures, creusées du vivant de l'animal, sont remplies de manière passive par le sédiment sus-jacent. La nature du remplissage est généralement identique ou très voisine à celle du sédiment encaissant (étant donné l'homogénéité du faciès), auquel cas seules les nuances de couleur permettent l'identification de l'ichnogène. Nous verrons ultérieurement des exemples d'une nature différente. Certains intervalles, comme l'Aptien inférieur élevé, montrent de nombreux tubes pyriteux subverticaux, de diamètre millimétrique ou inférieur susceptibles d'être rapportés au remplissage diagénétisé de conduits de *Chondrites* (?).

Ichnogène *Planolites*

Les cylindres non ramifiés rapportés à l'igen. *Planolites*⁸⁹ sont assez largement distribués. Ces traces, au diamètre de plusieurs millimètres, sont le plus souvent aplaties par la compaction. Le remplissage sans structure est de même nature que l'encaissant mais, comme chez *Chondrites*, les nuances de teinte permettent effectivement de les remarquer ; ils ne comportent pas de gaine ("lining"). *Planolites*, considérée comme une forme de "pascichnia", est due à un limivore errant (*ibid.*, p. 179) remplissant son propre tunnel immédiatement après son passage, au fur et à mesure de sa progression (*ibid.*, p. 179). Ce serait une forme caractéristique des étages moyen à supérieur de l'ichnoprofil type (*ibid.* fig. 11.6).

Ichnogène *Thalassinoides*

Des traces d'un plus grand diamètre (de l'ordre de 1 cm et plus), fréquemment observables dans les faciès relativement clairs, peuvent être rapportées à l'ichnogène *Thalassinoides*. L'aspect peut éventuellement être comparable à celui de *Planolites* quoique le contour soit parfois légèrement irrégulier. Mais le remplissage est souvent différent de l'encaissant. Dans la plupart des cas, et comme en atteste une abondante littérature, ce sont des vestiges de galeries creusées par des crustacés décapodes (cf. FREY, 1970) ; nous y reviendrons un peu plus loin. Il s'agit de "fodinichnia", dont les exemples actuels (revus par BROMLEY, *ibid.*, p. 71-90) nous montrent la variété et la complexité des comportements. Plutôt caractéristique de l'étage moyen dans l'ichnoprofil - type (*ibid.*, fig. 11.6), *Thalassinoides* comporte cependant des formes de l'étage profond (les plus profondes connues). Ainsi, dans l'actuel, les conduits verticaux (forme corrélée à l'ichnogène *Ophiomorpha*, domichnia avatar de *Thalassinoides*) menant aux galeries labyrinthiques de *Callianassa major* peuvent atteindre 5 m de profondeur (FREY *et al.*, 1978).

Autres formes

Je n'ai pas identifié de traces de *Helminthopsis*. Cependant, de petits cylindres pyriteux qui recoupent le litage de manière assez irrégulière sont fréquents dans les faciès réducteurs des marnes bleues et se rapportent éventuellement à l'activité des mêmes producteurs (?). *Helminthopsis* est un "pascichnia", limivore vagile, caractéristique des étages profonds (BROMLEY, 1990, p. 167, 214, fig. 11.6, 7).

⁸⁹ igen. : abréviation pour ichnogène, recommandée par BROMLEY (1990, p. 143).



De rares spécimens de *Cladichnus fischeri* (Heer) D'Alessandro et Bromley ont été trouvés dans le faisceau Fromaget. Cette trace déterminée par BROMLEY (1988, comm. pers.) serait, selon cet auteur, celle d'un organisme détriticide caractéristique d'un milieu pélagique à faible taux d'accumulation sédimentaire.

Ichnogénre *Zoophycos*

Les formes à limbe (terme de LESSERTISSEUR, 1955, p.70) ou traverse (terme de DOUVILLE *vide* LESSERTISSEUR, 1955, p. 70) ou "*Spreite*" des auteurs allemands (terme généralement utilisé dans la littérature), de même que les formes à ménisques, ont rarement pu être identifiées dans les marnes bleues. Les raisons peuvent en être l'élimination des auteurs de ce type de traces du fait de conditions écologiques (caractères édaphiques, amensalisme ?) ou par le prisme de la taphonomie. Il est encore possible que je ne les aie pas remarquées. Quoiqu'il en soit, dans les dépôts-centre, seul l'ichnogénre *Zoophycos* a été reconnu, mais sa présence est *a priori* restreinte à la base de l'Albien supérieur et ce, dans des faciès de marnes claires silteuses, comme à Palluel, ou de marnes et calcaires très silteux, comme à Bruis-la Folie (I.1.2.7, p. 95). Il faut se rendre sur les bordures, en domaine de plate-forme distale, pour observer cet ichnogénre dans un autre intervalle stratigraphique : à l'Aptien moyen élevé et l'Aptien supérieur basal, et, là encore, dans des faciès plutôt détritiques, marnes ou argilites silto-sableuses comme au Grand Ubac (Ouest du bassin, cf. I.2.2.3., p. 165), grès (sans autres structures) au Jas de Coeur (Sud du bassin, cf. I.2.3.3, p. 211). Si l'on considère cette distribution, *Zoophycos* paraît, dans notre bassin, inféodé à des sédiments au net cachet détriticide et dont la mise en place doit à un hydrodynamisme certain. Cette répartition observée dans les Marnes bleues vocontiennes ne s'accorde pas tout à fait avec celle dont la littérature fait classiquement état, à savoir : plutôt caractéristique d'une bathymétrie importante (mais en réalité *Zoophycos* est présent du milieu néritique au milieu bathyal (cf. entre autres BOTTJER *et al.*, 1988), et adapté à des milieux calmes, s'accommodant de conditions hypoxiques. L'inverse tendrait à prévaloir dans notre cas : l'absence de *Zoophycos* étant possible (elle demeure à être établie avec plus de certitude) dans les faciès argilo-carbonatés sombres, plutôt réducteurs, sa présence est indubitable dans des faciès traduisant un moindre confinement du bassin. *Zoophycos*, considéré comme "fodinichnia", serait la trace de limivores (cf. BROMLEY, 1990, p. 167) quoique, selon KOTAKE (1989), ses producteurs seraient plutôt des détritivores. WETZEL (1984, cf. fig. 3) a montré dans les sédiments récents que *Zoophycos* constitue une trace profonde caractéristique de l'étage inférieur de l'ichnoprofil. C'est ce qu'ont observé BROMLEY & EKDALE (1986, p. 61-62, fig. 6) dans la craie maestrichtienne du Danemark, où seuls les réseaux de *Chondrites* pénètrent au-delà (voir aussi BROMLEY, 1990, fig. 11.17). Cet habitat et les hautes potentialités de préservation qui en découlent (BROMLEY, *ibid.*) n'expliquent donc pas l'absence de ce *spreite* dans la majeure partie des marnes bleues.

En fait, récemment, GAILLARD et OLIVERO (1993) ont montré (dans une étude détaillée sur cette forme qu'ils considèrent bien comme un "fodinichnia") le lien entre la distribution de *Zoophycos* et les pauses de sédimentation. Et ce rapport est effectivement celui qui s'accorde le mieux avec leur répartition dans notre série car tous les exemples détectés sont situés sous des surfaces d'arrêt de sédimentation (voir les exemples cités ci-dessus).

L'ensemble des traces identifiées correspond donc aux étages inférieur et moyen d'un ichnoprofil-type de faible diversité (fig. 178).

3.1.4. Ichnofaciès de fond vaseux, ou "*softground*"

Les associations de traces fossiles d'un grand nombre de gisements, en tant que reflets potentiels des conditions génératrices, ont permis à SEILACHER (1964, 1967) de définir différents ichnofaciès de valeur générale aidant à apprécier bathymétrie, salinité, caractères édaphiques... Ces ichnofaciès ont subséquemment été amendés, affinés, et leur signification discutée, notamment quant à la bathymétrie (cf. FREY *et al.*, 1990), et à leur contrôle taphonomique (BROMLEY, 1990 ; BROMLEY & ASGAARD, 1991) mais demeurent des guides fort utiles.

Dans les Marnes bleues, les assemblages que nous observons, contenant d'abondants *Chondrites*, et de plus sporadiques *Thalassinoides*, appartiennent à l'ichnofaciès à *Zoophycos*⁹⁰ ceci, bien que l'ichnogénre-guide soit absent ou tout au moins peu fréquent (?). Ce faciès est décrit comme typique de conditions calmes régnant du milieu circalittoral (sous la limite d'action des

⁹⁰ selon la nomenclature faciologique de SEILACHER, appliquée pour les fonds vaseux, meubles, ou "*softground*".

tempêtes) à bathyal (BROMLEY, 1990, p. 219).

L'empilement des couches d'argilites et de marnes est cependant émaillé d'événements sédimentaires de plusieurs sortes : (1) l'arrivée brutale de nappes sableuses turbiditiques ; (2) la disparition du benthos du fait de l'appauvrissement en oxygène dissous des eaux de fond, d'où la genèse de couches laminées pélago-détritiques ; (3) des pauses ou des arrêts de sédimentation rythmant l'accumulation sédimentaire. Examinons les ichnofaunes liées aux conséquences de ces divers événements ; leur signification peut être taphonomique, comme on le verra notamment à propos de la première catégorie, ou bien écologique comme c'est plutôt le cas des deux suivantes.

3.1.5. Ichnofaciès liés à la sédimentation turbiditique

Les turbidites qui viennent troubler la sédimentation pélagique généralement de calme décantation peuvent toutefois, pour certaines d'entre elles, nous aider à mieux caractériser les conditions de vie sur les fonds. Cette éventualité vaut essentiellement pour l'Aptien puisqu'y sont concentrés la plupart des résédiments. Plusieurs types de renseignements sont ainsi archivés.

Images du fond marin ; cortège pré-turbiditique ("frozen, tiered profile")

Selon les caractéristiques dynamiques des courants de turbidité et le lieu du dépôt, notamment par rapport à la région-source, le fond marin peut subir une érosion plus ou moins importante, ou bien garder son intégrité. Dans le premier cas, plutôt caractéristique de l'amont des courants, les moulages de sillons, flutes, cannelures et de figures diverses sont observables à la semelle des grès turbiditiques. Dans le deuxième cas, plutôt typique de la partie distale des courants, la semelle des turbidites reflète (en négatif) l'aspect du fond marin figé dans l'instant précédant immédiatement l'accident sédimentaire. Ainsi d'éventuelles figures de courant, des traces d'organismes benthiques divers, et parfois des fossiles corporels sont conservés. BROMLEY et ASGAARD (1991, p. 158) soulignent à juste titre que la préservation de telles surfaces élégamment moulées représentent de véritables et très remarquables "*Fossil-Lagerstätte*" (couches fossilifères d'une exceptionnelle préservation). Ce mode de fossilisation permet la préservation très exceptionnelle pour un "*softground*" des traces fossiles de l'étage supérieur de l'ichnoprofil.

Dans les marnes bleues, les exemples de cette préservation de surface sont rares. Les turbidites G 1 de l'Aptien moyen (au-dessus du niveau Fallois), observables dans le synclinal de Rosans, particulièrement à Pigranier et Tarroche, en constituent un exemple. Les traces des igen. *Helminthopsis*, ? *Granularia*, *Palaeodictyon* sont reconnues. *Paleodictyon* est une forme "d'agrighnia" (terme de EKDALE *et al.* 1984, d'après la terminologie de SEILACHER). Son complexe réseau de tubules en hexagones, presque affleurant, était, pense-t-on, relié à la surface par de multiples ouvertures ; l'organisme, selon EKDALE *et al.* (*op. cit.*), cultivait les bactéries pour sa subsistance ("*gardening*"). Des traces en hyporelief, de 3 à 6 mm de diamètre, aux lâches sinuosités sont rapportées à *Helminthopsis*, piste d'organisme en pacage ("*pascichnia*").

Le cortège d'ichnofossiles représente clairement l'ichnofaciès à *Nereites* de SEILACHER, caractéristique des semelles de turbidites distales dans les flyschs (cf. CRIMES *et al.*, 1981) et classiquement considéré comme profond. Cependant nous interrogeons BROMLEY et ASGAARD (1991, p. 158) "*Deep-sea ? Yes, these highly ichnodiverse graphoglyptid predepositional assemblages indicate very predictable environments characteristic of the abyssal plain. But they need not necessarily be strictly limited to it ; several occurrences of shallow-water graphoglyptids have been reported recently.*"

Cet enregistrement opportun de traces de surface, pré-turbiditiques, nous permet de compléter l'information sur l'ichnoprofil qui apparaît (compte tenu des réserves de BROMLEY et ASGAARD), plutôt caractéristique d'un milieu bathyal (supérieur ?). Il nous montre aussi qu'au moins à certaines périodes, les fonds colonisés par l'épibenthos étaient soumis à des eaux normalement oxygénées (sinon hypoxiques ; voir plus bas).

Soulignons le fait que l'épandage turbiditique agit comme un cachet qui vient sceller les traces des organismes benthiques, non seulement en surface, mais étagées en profondeur selon l'ichnoprofil alors figé (WETZEL et AIGNER, 1986) en tant que "*frozen tiered profile*" selon les termes de SAVRDA et BOTTJER (1986). Des exemples de tels ichnoprofils gelés n'ont toutefois pas été observés sous les turbidites dans les Marnes bleues, étant donné les difficultés

d'observation déjà évoquées.

Le cortège post-turbiditique

L'arrivée soudaine de sable sur des fonds vaseux bathyaux constitue l'établissement d'un substrat nouveau (quoique éphémère) susceptible d'être colonisé par des organismes opportunistes, ainsi que l'observent BROMLEY et ASGAARD (1991, p. 157). Mais ces organismes disparaissent lorsque les vases fines recouvrent la couche sableuse. Ainsi des traces réputées de faible profondeur peuvent éventuellement être observées en milieu bathyal. Des assemblages de faible diversité caractérisés par des formes opportunistes de suspensivores comme *Skolithos* constituent l'ichnofaciès à *Arenicolites* défini par BROMLEY et ASGAARD (1991, p. 157-58).

En fait, je n'ai pas noté cet ichnofaciès à "domichnia" typiques dans les Marnes bleues (on en verra cependant une exception dans le paragraphe suivant). Il semble que la reconquête du fond par les organismes en équilibre dans le milieu (climax) ait été rapide.

Plusieurs cas sont rencontrés. 1) Le toit de la turbidite gréseuse est dépourvu de bioturbations. Ceci peut éventuellement s'expliquer par des eaux de fond défavorables à la vie benthique (voir plus bas), mais le sommet de la couche sableuse resédimentée peut aussi être couvert par un terme argilo-carbonaté d'une certaine épaisseur correspondant à la décantation du nuage vaseux mis en suspension lors de la coulée turbide (terme E de la séquence de BOUMA). 2) Le toit de la turbidite est façonné par des pistes en épirelief concave attestant la colonisation du fond sableux par un épibenthos vagile ("repichnia", "pascichnia"). 3) Le toit de la turbidite montre des traces en épirelief convexe qu'on peut interpréter comme l'empreinte de l'activité d'organismes colonisant la surface sableuse en profondeur sous une couche hémipélagique ou pélagique ; ces traces peuvent être des "pascichnia" (du type *Helminthopsis*) ou des "fodinichnia" (tels que des *Thalassinoides*). 4) On rencontre également plusieurs exemples de turbidites de faible épaisseur (quelques centimètres) complètement bioturbées, où plus aucune structure sédimentaire n'est visible (granoclassement, rides...) ; les tubes à remplissage gréseux, plus ou moins contournés, de plusieurs millimètres de diamètre, traversent la couche sableuse et se répartissent au-dessous et au-dessus en "haut-relief" ("full relief" de SEILACHER, 1964) sur plusieurs centimètres. Dans certains cas, le seul témoignage de l'existence d'une turbidite est la présence d'un horizon à tubes gréseux au sein de la marne. Cette disposition montrerait que la bioturbation de la couche sableuse, si elle a commencé dès son dépôt, s'est largement poursuivie par la suite. Mais elle peut traduire également un arrêt de sédimentation au-dessus de telles turbidites (comme au toit du terme E de BOUMA).

Au Serre Chaitieu, la calciturbidite disposée au-dessus du doublet du Niveau blanc (Aptien inférieur élevé, cf. I.1.1.1, p. 15, fig. 2) offre un cortège particulier dominé par des terriers verticaux du type *Skolithos* et des traverses de *Rhizocorallium*, auxquels s'adjoignent des traces en épirelief concave. Cet assemblage montre en premier lieu que les fonds ont été colonisés par des organismes suspensivores, vraisemblablement opportunistes, caractérisant l'ichnofaciès à *Arenicolites*. Par ailleurs, le toit de cette turbidite montre typiquement les caractères préservés du fond marin avec les traces de l'étage supérieur de l'ichnoprofil (*Rhizocorallium*), ce qui tend à montrer sa cohérence ("firmground") ; la disparition d'une petite épaisseur de marne par comparaison avec d'autres coupes (incluant le délit calcaire NC 1) permet d'ailleurs d'accréditer cette interprétation. Le cortège de traces fossiles de cette turbidite se rattacherait donc également à l'ichnofaciès à *Glossifungites*. Dans la même situation stratigraphique DELAMETTE (comm. pers., 1989) a d'ailleurs retrouvé à Sous-les-Roches (près de Saint-Vincent-sur-Jabron ; Sud du bassin) une calciturbidite dont l'ichnocortège est tout à fait comparable.

Aux Sibours, près de Bourdeaux (Ouest du bassin), le toit de la turbidite G 5 (surmontant le niveau Kilian, au sommet de l'Aptien supérieur) est couvert d'une couche calcaréo-marneuse sableuse et glauconieuse à *Rhizocorallium*, elle-même recouverte de quelques centimètres de marne glauconieuse à *Thalassinoides*. Cette surface semi-indurée souligne l'arrêt de sédimentation et la lacune caractérisée du Clansayésien terminal et de l'Albien inférieur (cf. I.2.2.2, p. 153, fig. 61).

3.1.6. Ichnofaune et conditions d'oxygénation

Les traces de l'activité benthique en tant que témoins de l'oxygénation des eaux de fond

Les observations effectuées sur les milieux actuels pauvres en oxygène dissous, en particulier les études menées sur les petits bassins bordiers des côtes californiennes (RHOADS et MORSE, 1971 ; puis entre autres SAVRDA *et al.*, 1984 ; EDWARDS, 1985), ont largement montré la raréfaction des organismes métazoaires benthiques lorsque les teneurs en oxygène dissous des eaux au niveau du fond s'abaissent en deçà de teneurs limites, notamment inférieures à 1 ml/l. Depuis les travaux de RHOADS et MORSE (1971), référence faite aux possibilités de vie, les eaux dont les teneurs en O₂ sont comprises entre 0,1 et 1 ml/l sont qualifiées de "dysaerobic" par les anglo-saxons (pour TYSON et PEARSON, d'après un certain nombre de travaux récents, ces limites seraient 0,2 et 2 ml/l, comme je l'ai indiqué au § II.2.1.1) ; la disparition totale des métazoaires s'opère au voisinage de 0,1 ml/l, marquant le passage à la zone "anaerobic", c'est à dire l'anoxie. Le qualificatif de "dysaerobic" exprime le fait que lorsque l'oxygénation est considérablement réduite (alors que l'on peut situer la normale à partir de 3 ml/l) seuls s'en accommodent les organismes adaptés à cette situation ; la zone "anaerobic" n'est peuplée que de microorganismes qui utilisent d'autres accepteurs d'électrons que l'oxygène dissous pour leur respiration ; quelques métazoaires mettent cependant à profit les possibilités de symbiose avec de tels microbes (FEDBECK *et al.*, 1981 ; et cf. II.3.3.5). RHOADS et MORSE (1971) ont montré en particulier que la faune qui subsiste dans les conditions hypoxiques (O₂ estimé entre 0,3 et 1,0 ml/l) est constituée d'endobiontes (limivores) peu diversifiés, de faible taille et dépourvus de squelette. Ce dernier point présente une certaine importance en ce qui nous concerne. Effectivement, la présence dans le sédiment de fossiles corporels benthiques témoignerait *a priori* d'une oxygénation des eaux de fond supérieure à 1 ml/l. En deçà de cette teneur, seules les traces de l'activité des organismes non fossilisables (bioturbations et ichnofossiles) sont susceptibles de fournir quelques indices quant aux conditions du milieu, et particulièrement le degré de sous-saturation en oxygène. Cette raison nous amène donc à considérer les traces fossiles comme de précieux indicateurs, et nous emprunterons le sillage de plusieurs auteurs dont les travaux spécialisés jalonnent la dernière décennie : BROMLEY et EKDALE, 1984 ; SAVRDA *et al.*, 1984 ; EKDALE, 1985 ; SAVRDA et BOTTJER, 1986 ; EKDALE et MASON, 1988 ; SAVRDA et BOTTJER, 1989, 1991, 1994).

L'étude combinée de l'environnement benthique et de l'enregistrement sédimentaire menée par SAVRDA *et al.* (1984) dans les bassins bordiers de Californie leur ont permis de relier le degré d'oxygénation des eaux de fond aux populations macrobenthiques ainsi qu'aux caractères ichnologiques. Selon ces auteurs, la diminution des teneurs en oxygène dissous en-deçà de 0,1 ml/l marque bien la quasi-disparition des métazoaires et l'enregistrement de la sédimentation laminée ; cependant le passage du milieu oxygéné au milieu hypoxique paraît beaucoup plus flou que ne le suggère le modèle de RHOADS et MORSE (1971). En fait, les plus notables changements qui s'opèrent sur la macrofaune et sur leur témoignage ichnologique coïncideraient plutôt avec la bordure de plate-forme (*shelf break*). Au-delà, la diminution de l'abondance, de la diversité, de la taille des organismes et de leur aptitude à fabriquer un squelette, est corrélée avec l'augmentation de la profondeur et la diminution des teneurs en oxygène dissous. SAVRDA *et al.* (1984) signalent toutefois que les sédiments de la zone "anaerobic" contiennent parfois (Bassin de Santa Monica) une population non négligeable de foraminifères benthiques ; une abondante méiofaune de nématodes y a aussi été signalée. Par ailleurs, et comme pouvaient le laisser penser les résultats de RHOADS et MORSE, la taille (particulièrement le diamètre) des traces des fouisseurs diminue pour une profondeur croissante et une diminution de la teneur en oxygène dissous. De nombreuses traces d'organismes épibenthiques s'observent sur les fonds en milieu oxygéné et à la partie supérieure de la zone "dysaérobique". Mais, dans la partie inférieure de cette zone, ces traces disparaissent, seules sont visibles les ouvertures des terriers d'endobiontes. Toute trace disparaît dans la zone anoxique.

BROMLEY et EKDALE (1984) montrent, grâce à l'étude minutieuse des relations entre les traces fossiles, que leur diversité et leur étagement (voir plus haut) sont étroitement dépendants des teneurs des eaux de fond en oxygène dissous (cf. fig. 179). Ils établissent ainsi que dans des sédiments tapissant des fonds normalement oxygénés, les réseaux de *Chondrites* apparaissent recouper toutes les autres traces de l'ichnoprofil. Ils pénètrent profondément dans le sédiment (parfois peut-être jusqu'à plus d'un mètre comme le suggèrent les auteurs), nettement au-dessous de la rédox-cline, étant reliés à la surface par un long et étroit conduit subvertical. Par ailleurs, dans les sédiments manifestement déposés dans des conditions d'oxygénation déficiente, tels que les *Posidonienschiefer* du Toarcien d'Allemagne, les horizons qui ont subi la bioturbation ne

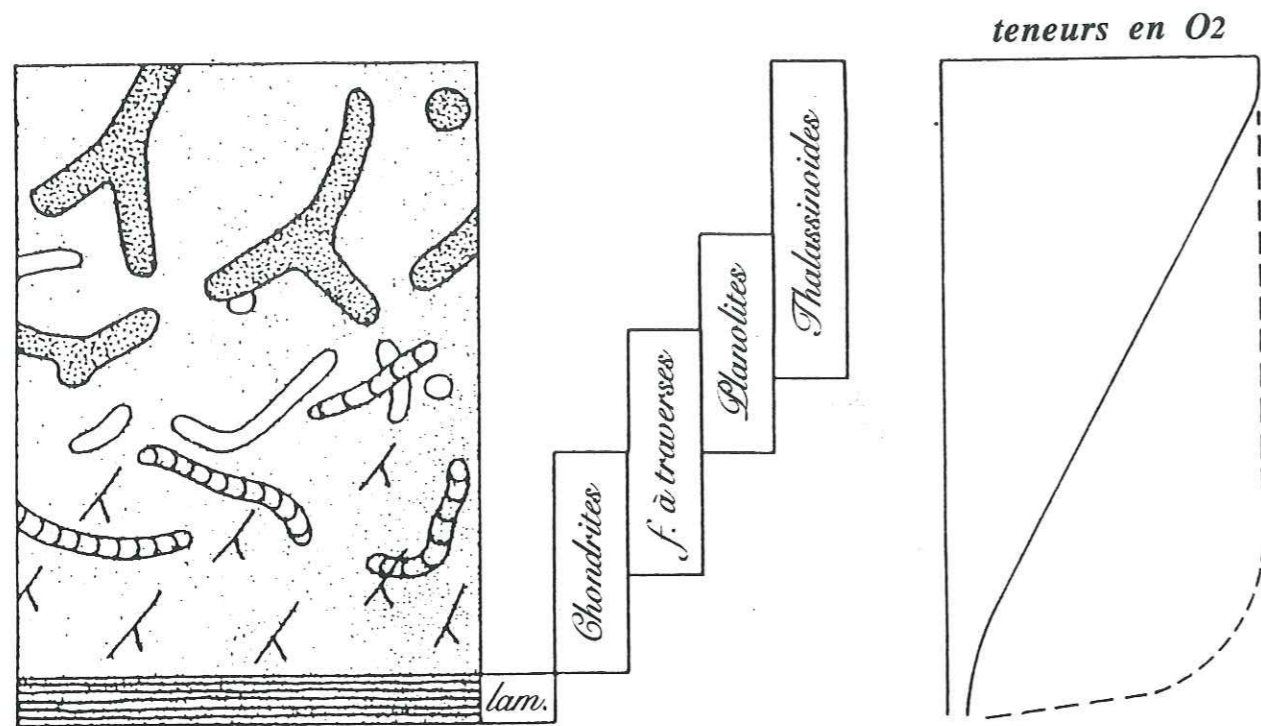


Fig. 179. Enregistrement dans la tranche sédimentaire des traces fossiles selon le niveau d'oxygénation. Selon BROMLEY et EKDALE (1984, fig. 2).

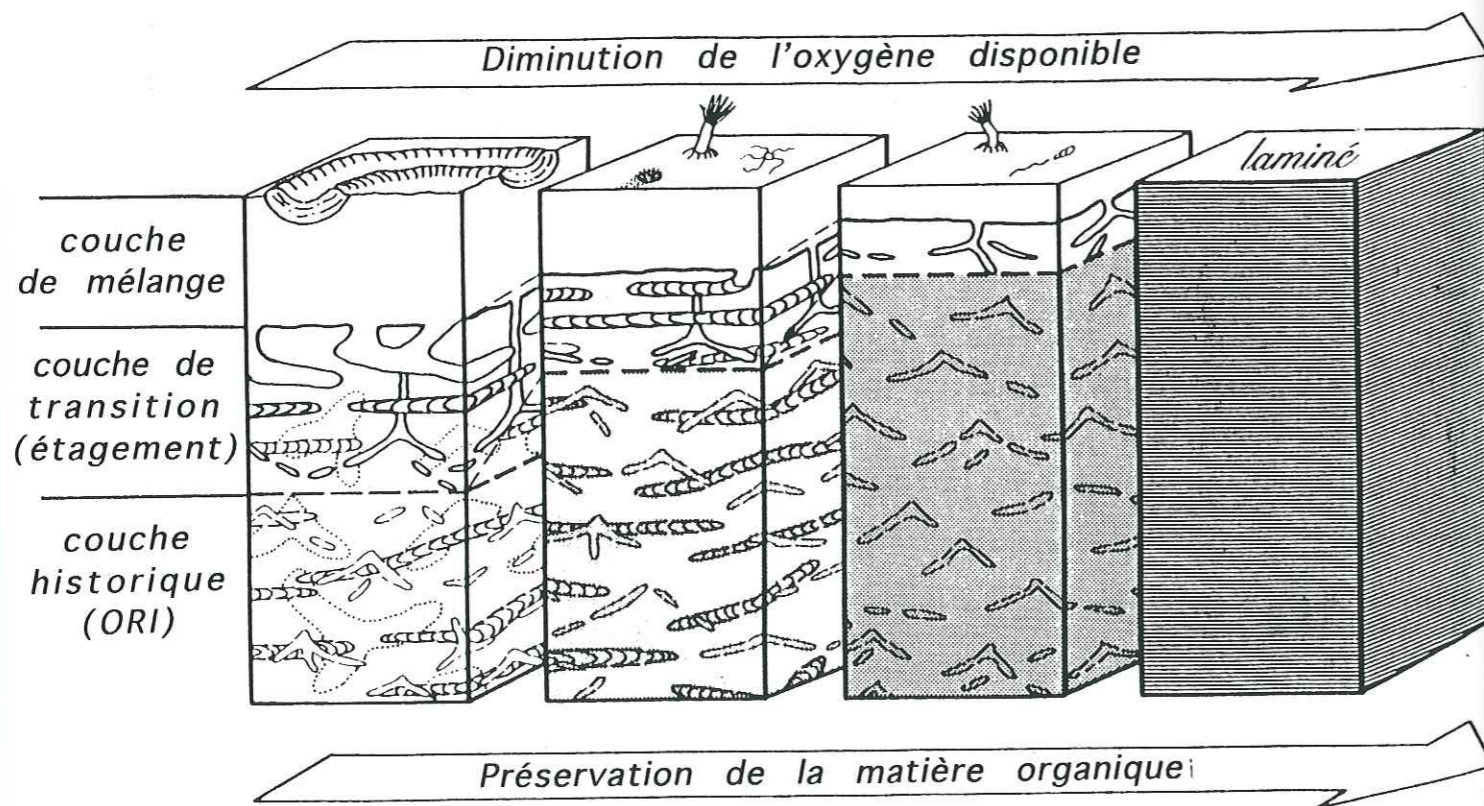


Fig. 180. Enregistrement des structures biogènes en fonction d'un taux décroissant d'oxygénation des eaux de fond. Selon SAVRDA et BOTTJER (1994, fig. 3).

comportent que des réseaux de *Chondrites*, et de très petite taille (ne pénétrant le sédiment probablement que de 3 à 5 cm). Ainsi, la présence de ce seul ichnogène dans un ichnoprofil pourrait bien indiquer un niveau d'oxygénation des eaux de fond à peine plus élevé que le seuil nécessaire à la vie macrobenthique. Les investigations des auteurs menées sur un certain nombre d'exemples mésozoïques leur permettent aussi de montrer que la désoxygénation au niveau du fond s'accompagne d'un appauvrissement des formes-témoins de l'ichnoprofil par disparition progressive des ichnogènes *Planolites*, *Thalassinoides*, et *Zoophycos* avant celle de *Chondrites* à partir de laquelle la lamination originelle est préservée. On peut estimer en quelque sorte que la déficience en oxygène des eaux de fond favorise la fossilisation des traces produites à l'étage supérieur du profil mais évidemment, *a contrario*, ce sont les formes profondes de l'ichnoprofil complet qui s'établissent alors dans la niche écologique laissée libre en surface (cf. BROMLEY, 1990, p. 198). C'est donc une remontée progressive des étages de l'ichnoprofil qui s'opère lorsque diminue l'oxygène des eaux de fond (fig. 179, 180).

EKDALE (1985) constate que les sédiments de toutes les carottes du Crétacé moyen (Barrémien à Albien) récupérées en Atlantique au cours du DSDP sont caractérisés par une ichnofaune pauvre, réduite à *Chondrites* et *Planolites*. L'auteur n'a trouvé qu'une seule autre trace identifiée à *Zoophycos* dans un seul échantillon (*op. cit.*, p. 339). Par rapport aux anoxies évoquées à l'origine des *black shales* laminés et riches en MO, il suppose que les passées témoignant d'un moindre confinement furent toutefois déposées dans des conditions demeurant peu oxygénées. Remarquant le seul maintien de *Chondrites* dans des horizons déposés sous de fortes hypoxies, EKDALE et MASON (1988) expliquent la supériorité de cet ichnogène sur *Planolites* par le fait qu'il est en permanence relié à la surface par son conduit vertical et profite des moindres teneurs en oxygène dissous. Tel n'est pas le cas de *Planolites*, car ce "pascichnia" vagile, n'étant pas relié à la surface, doit trouver dans les eaux interstitielles du sédiment la petite quantité d'oxygène qui lui est nécessaire. Pour ces auteurs, les conséquences d'un appauvrissement en oxygène dissous des eaux de fond se marquent dans la plupart des séquences sédimentaires par la succession de plusieurs associations : 1) associations dominées par les "domichnia" ; 2) dominées par les "pascichnia" (endo- ou épibiontes) ; 3) dominées par les "fodinichnia" ; 4) faciès considéré abiotique. Il semble toutefois que, dans la plupart des cas pour les sédiments anciens, ce modèle de séquence demeure théorique puisque, du fait des contraintes taphonomiques, la plupart des "domichnia" et beaucoup de "pascichnia" ne se retrouvent pas dans les séquences de bassin ; la conservation des "pascichnia" épibiontes étant d'ailleurs exceptionnelle (voir plus haut).

Les traces fossiles, témoins des conditions rédox dans les Marnes bleues

Examinons donc à présent les structures biogéniques des couches noires, laminées, riches en MO et de leur contexte dans les Marnes bleues vocontiennes. Comme nous l'avons vu précédemment (et voir BREHERET *et al.*, 1986, p. 148), les intervalles à sédimentation riche en MO, où sont intercalées les laminites récurrentes, sont caractérisés par une ichnofaune peu diversifiée où dominent *Chondrites* et *Planolites*, formes des étages inférieur et moyen de l'ichnoprofil du type "softground". La présence de *Planolites* et, au contraire, l'absence de *Zoophycos* sont remarquables et, dans l'ensemble, la pauvreté et la composition de l'ichnofaune suggèrent la comparaison avec le Canyon del Rey du Miocène supérieur de la *Monterey Formation* analysé en grand détail par SAVRDA et BOTTJER (1987, p. 54), de même qu'avec les assemblages décrits par EKDALE (1985, p. 339) dans les *black shales* du Crétacé moyen forés en Atlantique au cours du D.S.D.P. Par ailleurs, EKDALE remarque dans ses séries que la "diversité" des traces fossiles offre une relation inverse avec la teneur en M.O., et que l'activité benthique tend à devenir nulle lorsque des conditions d'oxygénation très déficiente s'intauraient. C'est tout à fait ce qui s'observe dans les Marnes bleues.

Dans l'Albien inférieur par exemple (comme je l'avais suggéré in BREHERET, 1986), on rencontre les lithofaciès suivants : 1) argilites calcaires assez claires, bioturbées, à *Planolites* et *Chondrites*, plus rarement des *Thalassinoides* au remplissage de nature identique à l'encaissant, mais de teinte sombre ; 2) argilites calcaires gris sombre, bioturbées à *Chondrites* et *Planolites* moins fréquent, le remplissage des traces fossiles est de même nature que l'encaissant mais s'en distingue seulement par des nuances dans la teinte grise ; 3) argilites calcaires gris sombre, homogènes, sans bioturbation apparente, ou de rares *Chondrites*, parfois plus ou moins fissiles ; 4) argilites calcaires gris sombre, assez fissiles, à lamination très discrète si existante ; 5) argilites

calcaires laminées, gris sombre à débit plan-parallèle ; 6) argilites calcaires laminées gris clair à gris sombre, au débit de schiste-carton. Les termes 4, 5 et 6 peuvent comporter des structures biogènes, notamment des *Chondrites*, qu'il est généralement possible de relier à une activité benthique dans les couches sus-jacentes (exemple horizon GO 4 du niveau Goguel, cf. § I.1.2.1, p. 43).

Les teneurs en carbone organique passent d'une moyenne de 0,5 % pour le faciès 1 à une moyenne de 2,7 % pour le faciès 6, quoique les valeurs individuelles puissent localement atteindre 9 % (cf. § II.2.5). Ainsi, les faciès clairs aux teneurs modestes en MO attestent un développement notable de l'endofaune révélant une certaine oxygénation des eaux de fond. La réduction à deux ichnogènes peut éventuellement suggérer une légère hypoxie, comme l'indique EKDALE (1985, p. 341) à propos des *black shales* du Crétacé moyen de l'Atlantique. L'augmentation des teneurs en carbone organique, la teinte sombre, la diminution de l'activité benthique paraissent bien résulter d'un appauvrissement marqué en oxygène dissous dans le sédiment ainsi que dans les eaux de fond ; les termes sombres très homogènes n'auraient subi que des microbioturbations de la part de la méiofaune, avec de sporadiques incursions de petits organismes générateurs de *Chondrites*. D'après les observations de SAVRDA et BOTTJER (1989) dans la *Niobrara Formation* (Crétacé supérieur du Colorado), la présence de *Chondrites* seule dans le sédiment définit "l'assemblage à *Chondrites*" (cf. p. 62). Ces réseaux, dans les conditions de faible oxygénation caractérisant l'assemblage, représenteraient la trace de très petits organismes pénétrant le sédiment de quelques centimètres au maximum (BROMLEY et EKDALE, 1984 ; SAVRDA et BOTTJER, 1989). La présence épisodique de cette trace dans le sédiment homogène voire laminé marque une pénétration depuis un fond marin soumis à une oxygénation modérée dans un substrat riche en substances nutritives déposé antérieurement dans des conditions de plus faible oxygénation. Quant aux termes laminés, selon les données de la littérature concernant les milieux actuels sur lesquels on peut se baser, ils traduisent à l'évidence le passage à des conditions de fond suboxiques, voire anoxiques (au voisinage de 0,2 ml/l d'oxygène dissous, ou en-deçà). Nous verrons dans un chapitre ultérieur (II.3.2.4) que ces données sont corroborées par les fluctuations de la microfaune.

Structures biogènes et couches laminées riches en M.O.

Ce qui caractérise ces niveaux riches en M.O. est précisément la préservation de la structure originelle laminée du fait de l'absence d'organismes benthiques, macrofaune ou méiofaune, au moment du dépôt (le microphytobenthos est probablement toujours présent, semble-t-il, sous une forme ou une autre). Toutefois, comme nous l'avons déjà remarqué, les paramètres du milieu (que ce soit dans les eaux de surface, ou sur le fond) évoluent souvent rapidement au cours du temps. Ainsi, excepté les variations saisonnières, qui ont leur importance, mais qui semblent, au moins *a priori*, estompées du fait des conditions taphonomiques, les niveaux de *black shale* ne sont pas uniformes : ils laissent au contraire deviner des fluctuations au sein de leur épaisseur. Certaines tranches de sédiment n'offrent pas une parfaite lamination et paraissent avoir subi l'action plus ou moins évidente d'organismes.

De fait, une légère homogénéisation, un faible brouillage peut résulter de l'activité de petits invertébrés, du style des scolécodontes, sans qu'il y ait de trace d'organismes décelable macroscopiquement. C'est ce qu'ont montré COURTINAT *et al.* (1990) et CRUMIERE *et al.* (1990) à propos du niveau Thomel représentant la limite Cénomaniens-Turonien dans le bassin vocontien. Le dépôt de ce niveau s'est effectué dans des conditions d'oxygénation très faible, mais variant entre une hypoxie très marquée et l'anoxie. Ce type d'observation s'applique tout à fait pour le niveau Paquier où les petites séquences empilées montrent le passage d'un terme parfaitement laminé à un terme "sublaminé", semble-t-il microbioturbé. Cet aspect est corroboré par les microfaciès (cf. § II.3.5.3) où la superposition de plans à nombreuses pelotes fécales de brouteurs planctoniques caractérise les termes laminés, alors qu'un fond relativement homogène dépourvu de ces déjectats caractérise pour les termes "sublaminés". La microbioturbation a probablement eu raison de ces structures. La fabrique qui en résulte est ainsi "sublaminée". Ces variations manifestes pour le niveau Paquier du fait des contrastes qui le caractérise, notamment pour la phase carbonatée, s'étendent aux autres passées riches en M.O., où elles sont en général particulièrement discrètes.

Les traces les plus évidemment reconnaissables communément trouvées associées aux CRMO correspondent comme on l'a vu aux réseaux de *Chondrites*. C'est par exemple le cas de l'horizon GO 4 du niveau Goguel, de même que des horizons du Fallot. Les *Chondrites* sont rares dans le niveau Paquier dans le domaine bassin, mais ils y ont été détectés en bordure de plate-forme

(au Coulet, Sud du bassin). En tout cas, ces réseaux, dont le remplissage est souvent glauconieux, affectent assez fréquemment le sommet des CRMO sur les bordures (exemples : Albien inférieur-moyen du ravin du Rivet ; Vraconien du vallon de Traillon, le Bourguet, au Sud-Est du bassin).

Rares sont les autres traces fossiles découvertes dans les CRMO. Elles se réduisent, semble-t-il, à des galeries susceptibles d'être rapportées à l'activité de crustacés décapodes trouvées dans le niveau Paquier en quelques sites. Ils correspondraient à l'ichnogène *Thalassinoides*. Les éléments de ces traces sont de simples moules marneux de tubes aplatis selon le litage à la Farete. Ces moules marneux sont glauconitisés au Coulet et au Jas de Coeur (Sud du bassin). Au Serre Amande (Bruit), le toit de la turbidite disposée dans la séquence PA 2 (cf. § I.1.2.6, p. 89, fig. 35.) est parcouru çà et là par des réseaux ramifiés qui s'étendent en épirelief convexe et présentent des bioglyphes. La préservation de ces marques dénote une certaine cohérence du sédiment ("*firm ground*") qui a déjà subi compaction et départ de l'eau interstitielle. Cette caractéristique permettrait de rapprocher ces réseaux de la forme *Spongeliomorpha* SAPORTA, 1887. Ils sont connectés à des conduits verticaux emplis de matériel arénacé extrait de la turbidite (fig. 35), conduits qui se prolongent vers le sommet du niveau Paquier, c'est à dire sur environ 1,50 m. La disposition générale de ces traces rappelle tout-à-fait celle de l'ichnogène *Ophiomorpha*. Cependant, à sa différence, le conduit vertical ne comporte pas de paroi différenciée, armée de pelotes organiques. Cette structure, connue pour les traces fossiles, est élaborée par les *Callianassa* afin de stabiliser le sable de l'encaissant comme le montrent les exemples actuels (cf. BROMLEY, 1990, p. 73-75). Dans le cas exposé ici, l'encaissant, suffisamment cohérent, ne nécessite pas un tel appareillage. Cette trace pourrait encore être rapportée à l'ichnogène *Granularia* décrit dans les formations de flysch (SEILACHER, 1964, fig. 4, p. 304 ; et BROMLEY, 1990, p. 159). Compte tenu du flou de la nomenclature (*ibid.*, p. 159-161), nous retiendrons ici l'ichnogène *Thalassinoides* pour l'ensemble de la trace. Aux Coignets (Salignac, Sud du bassin), des manchons carbonatés engendrés lors de la diagenèse précoce entourent les tubes verticaux de ces *Thalassinoides* (cf. fig. 36). A Tartonne, semblables tubes verticaux servent d'axes à des concrétions calcaires en forme de couronnes dont le diamètre extérieur mesure de 10 à 40 cm, et qui sont empilées sur plus d'un mètre d'épaisseur.

Comme l'évoque BOTTJER (1985, p. 284) à propos de discontinuités du Crétacé supérieur de l'Arkansas, le taux de sédimentation peut être un facteur limitant dans le développement des crustacés générateurs de *Thalassinoides* ; un arrêt de la sédimentation encouragerait au contraire la colonisation par les décapodes fouisseurs (cf. FREY, 1970). La présence de ces ichnofossiles au sommet du Paquier pourrait dénoter un fond cohérent ("*firm ground*"), caractéristique de l'ichnofaciès à *Glossifungites* (SEILACHER, 1967). En tout cas, elle paraît bien traduire, après un épisode particulièrement défavorable à la vie benthique, le retour à des conditions d'oxygénation plus propices (BOTTJER *et al.*, 1986 ; SAVRDA et BOTTJER, 1989, fig. 5) pour un taux de sédimentation faible. Cet événement correspond à la surface de discontinuité $\Delta 7$ (cf. § II.1.3.1) La connotation avec une faible bathymétrie est à accueillir avec la plus grande prudence (cf. FREY *et al.*, 1990).

Evolution de l'oxygénation des eaux de fond

Le concept de l'étagement de l'ichnoprofil ("*tiering*"), né au début des années 80 (cf. AUSICH et BOTTJER, 1982 ; puis, EKDALE, 1985 ; BROMLEY et EKDALE, 1986 ; WETZEL et AIGNER, 1986) et les données concernant les effets produits par la déficience des eaux de fond en oxygène sur les communautés benthiques et les traces fossiles (BROMLEY et EKDALE, 1984 - voir paragraphe précédent - ; EKDALE, 1985b) ; voir aussi EKDALE et MASON 1988) ont amené SAVRDA et BOTTJER (1986) à élaborer un modèle permettant d'apprécier les fluctuations des paléoteneurs en oxygène dissous. Ce système prend en compte les modifications qui s'opèrent sur les structures biogéniques d'un ichnoprofil - type lorsque diminue l'oxygénation des eaux de fond. Dans des conditions d'oxygénation normale, à un instant donné, un ensemble de structures biogéniques est produit par une population d'organismes actifs dans les différents étages du profil. Selon SAVRDA et BOTTJER (*ibid.*), chaque cortège fossilisé, compte tenu des contraintes taphonomiques, reflète une ichnocénose. Des épaisseurs de sédiment peuvent être caractérisées par des cortèges homogènes qui témoignent de niveaux d'oxygénation à peu près équivalents dans les eaux de fond. De telles unités représentées par une ichnocénose liée à l'oxygénation sont qualifiées de "*oxygen-related ichnocoenosis*" ou ORI par les auteurs (cf. fig. 180). La reconnaissance de ces

unités est toutefois délicate pour de multiples raisons, mais l'étude précise des cortèges permet, dans les cas les plus favorables, de déduire les fluctuations de l'oxygénation, qu'elles soient graduelles ou brutales. Les mesures portant sur la taille des terriers viennent compléter les informations sur chaque ORI. A partir de ces données, des courbes de paléooxygénation du fond, de signification qualitative, peuvent être élaborées (SAVRDA et BOTTJER, *ibid.*, p. 5 et fig. 2 et 3). Le niveau relatif d'oxygénation est établi, pour une ORI, sur la présence de la trace la moins tolérante à la déficience en oxygène.

L'exemple de l'Aptien supérieur terminal (Clansayésien) - Albien inférieur m'a fourni l'occasion d'esquisser une courbe élaborée à partir des assemblages de structures biogènes (BREHERET *et al.*, 1986, fig. 4 et 12). Cette courbe retrace en quelque sorte l'évolution des conditions d'oxygénation des eaux de fond (fig. 184). Elle n'offre cependant pas une précision égale à celles que SAVRDA et BOTTJER ont publiées pour les formations qu'ils ont étudiées, car elle n'est pas basée sur une analyse aussi fine des rapports entre traces fossiles. En particulier, l'analyse en a été menée sur le terrain et seuls quelques blocs échantillonnés ont été examinés après sciage. D'autre part, le matériel se prête médiocrement à cet exercice du fait des conditions déjà évoquées ; les carottes du forage implanté à Vergons (cf. note 35, p. 237) témoignent d'ailleurs de la grande homogénéité des argilites sombres dans les faciès de l'Aptien moyen (niveau Fallot), très comparables à l'Albien inférieur-moyen. Cette courbe reprend les termes 1 à 6 déjà cités plus haut. Les termes 4, 5 et 6 représentant diverses qualités de lamination, supposés indiquer suboxie ou anoxie (concentrations en O₂ < 0,2 ml/l), sont toutefois regroupés et l'ensemble de la courbe repose en gros sur quatre paliers représentant des degrés d'oxygénation croissante : 1) lamination exprimée ; 2) sédiment sombre homogène à rares bioturbations ; 3) sédiment sombre à ichnofaune pauvre ; 4) sédiment clair largement bioturbé. Des transitions sont suggérées entre les paliers 2, 3 et 4. Malgré son imprécision, cette courbe montre clairement l'évolution des conditions hydrologiques entre le Clansayésien et l'Albien inférieur-moyen. Ainsi, excepté le niveau Jacob, l'ensemble du Clansayésien supérieur est de manière continue largement bioturbé, ce qui révèle *a priori* des fonds soumis à l'action d'eaux relativement oxygénées. Les conditions se dégradent dans la dizaine de mètres qui terminent cet intervalle avec trois passées laminées et la résorption des horizons largement bioturbés. Au-dessus, avec le début de l'Albien inférieur, les conditions qui prévalent sont manifestement hypoxiques comme le montre l'homogénéité des marnes sombres. On y remarque l'intercalation rythmique des faciès laminés ; ce sont les horizons noirs, riches en MO, qui ponctuent les petites séquences. Elles attestent la chute des teneurs en oxygène des eaux de fond en deçà des teneurs tolérables à long terme par les organismes macrobenthiques. Seuls quelques rares horizons sont largement bioturbés dans cet intervalle.

Les bois flottés en tant que substrat

Les Marnes bleues des faciès bassinaux livrent sporadiquement des morceaux de bois flotté, fossilisés avec leur trame organique. Les exemples d'encroûtement par la barytine sont relativement fréquents, mais un seul exemple de silicification a été trouvé (dans les argilites sous-jacentes au niveau Paquier, au Serre Barnaud, près de Rossas). La taille de ces fragments de bois est généralement de l'ordre de quelques centimètres, cependant des troncs et des branches atteignant plus de deux mètres ont été trouvés (Serre des Castêts, Sigottier, Blieux...). Ils se rencontrent notamment dans l'Aptien moyen, l'Aptien supérieur, et surtout dans l'Albien moyen et la base de l'Albien supérieur. Les traces de bioérosion décelables sur ces bois fossiles sont rares. Les quelques exemples de perforations observés sont des galeries de quelques millimètres de diamètre, certaines jusqu'à 1,5 cm. Leur origine apparaît difficile à préciser. Elles peuvent être dues à des xylophages en milieu continental, ou dans les eaux marines en surface. Leur façonnement sur le fond marin paraît moins vraisemblable. Aucune cavité en forme de "club", caractéristique des forages de bivalves marins du type *Teredolites* (cf. BROMLEY *et al.*, 1984), n'a été recensée. *A priori*, ces bois ne semblent pas avoir servi de support à une faune benthique notable. Notons que la préservation de ces xyloclastes, y compris de leur trame organique, constitue l'indice d'une oxygénation modérée, pour le moins, des eaux de fond. A titre documentaire, rappelons l'observation de BALLARD (1988) que citent BROMLEY et ASGAARD (1991, p. 160). Elle concerne l'épave du navire Titanic qui gît par 4.000 mètres de fond en Atlantique : dans les quatre-vingts années écoulées depuis le naufrage, toutes les boiseries ont disparu du fait de la bioérosion.

Les bois flottés des marnes du domaine bassin ne présentent donc pas l'ichnofaciès à

Teredolites de BROMLEY *et al.* (1984). En revanche, les bois silicifiés récoltés sur la plate-forme par LE GOC (1977, fig. II.11.3.1), et antérieurement signalés par LEENHARDT (1883) dans des faciès néritiques de l'Albien supérieur de Bédoin, sont caractérisés par l'abondance de perforations et paraissent bien le substrat de cet ichnofaciès. Les conditions benthiques sont là fort différentes et, semble-t-il, plus compatibles avec la distribution connue pour l'ichnofaciès à *Teredolites* (cf. BROMLEY *et al.*, 1984, p. 497, fig. 10).

3.1.7. Ichnofaune liée aux pauses ou arrêts de sédimentation (rythmant l'accumulation sédimentaire)

Parmi les événements qui troublent la régularité de l'empilement des couches d'argilites et de marnes, certains sont liés aux fluctuations mêmes de la sédimentation pélago-détritique, par la production planctonique, l'approvisionnement terrigène fin, et par le jeu de l'hydrodynamisme. Dans le contexte assez sombre et homogène des Marnes bleues, les pauses de la sédimentation peuvent être détectables surtout si elles sont accompagnées d'un certain décapage. Ceci tient essentiellement à deux facteurs : 1) au contraste dans la nature lithologique des termes situés de part et d'autre de la surface d'arrêt de sédimentation, contraste également exprimé entre le remplissage des terriers qui, pénétrant le substratum, communiquent avec cette surface ; 2) à l'action de la diagenèse précoce qui renforce les contrastes entre objets sédimentaires, et où néogenèse et concrétionnement interviennent, généralement en liaison étroite avec la bioturbation et les productions cataboliques (pelotes fécales). En tout état de cause, ce sont les traces de l'activité des organismes benthiques et leur contrepoint diagénétique (cf. par exemple I.2.4.1, fig. 103, p. 241) qui renseignent le plus clairement sur les changements des conditions de dépôts intervenant dans la genèse des discontinuités mineures. Ceci justifie donc le présent paragraphe.

Deux cas de figure peuvent être distingués selon l'importance des arrêts de sédimentation, s'ils sont significatifs ou non au niveau biostratigraphique : pauses mineures et arrêts prolongés de sédimentation⁹¹.

Pauses mineures rythmant l'accumulation sédimentaire

Le cas le plus fréquent, quoique malaisé à mettre en évidence, est représenté par des pauses de sédimentation de courte durée à l'origine des multiples horizons à concrétions calcaires ou calcaréo-phosphatées, parfois barytiques. Les horizons à concrétions (surtout les nodules calcaréo-phosphatés) sont généralement très discrets, cependant ils peuvent être fort bien exprimés et constituer de véritables bancs noduleux comme c'est le cas pour la vingtaine d'horizons qui constituent le "faisceau michoïde" du Vraconien basal (BREHERET, 1994 ; et cf. fig. 46, p. 106, § II.4.3.2, p. 505). Ces concrétions préservent très souvent des reliques de terriers. Il s'agit presque toujours de tubes aplatis (par la compaction précoce) de plusieurs millimètres de large, assimilables à l'igen. *Thalassinoides*, ou peut-être dans certains cas à l'igen. *Planolites*, et dont la surface est souvent enduite d'un film verdâtre un peu vernissé, probablement glauconieux (pl. 18, fig. 5). La détection de ces traces dans l'encaissant marneux est particulièrement difficile pour les raisons déjà évoquées plus haut. La matrice sédimentaire concrétionnée comporte elle-même des traces fossiles des igen. *Chondrites* et *Planolites* ; en certains cas, on peut s'assurer que ces traces sont recoupées par les terriers vernissés. A plusieurs centimètres ou décimètres au-dessus des concrétions, le paléo-fond marin, surface contemporaine de la pause sédimentaire, est en général difficilement détectable, ayant subi un brouillage subséquent par l'endofaune. Selon la terminologie de

⁹¹ BROMLEY (1975, p. 399-400) qualifie de surfaces d'omission ("omission surfaces", terme introduit par HEIM, 1924) les surfaces de discontinuité d'importance mineure qui marquent des haltes temporaires dans le dépôt mais impliquent peu ou pas d'érosion (omission primaire). Elles correspondent aux hiatus cachés ("hidden hiatuses") de HADDING (1958) et se placent génétiquement entre "couches condensées" ("condensed beds") et "surfaces d'érosion" ("erosion surfaces"). BROMLEY réserve le terme de surfaces de discontinuité aux surfaces d'arrêt de sédimentation soulignant une lacune particulièrement significative séparant deux unités stratigraphiques différentes mais n'impliquant pas d'érosion à grande échelle (selon les termes de BROMLEY). Comme nous l'avons vu dans les descriptions de terrain, et comme nous l'avons étudié dans la section II.1.2 et 1.3, la distinction entre simples surfaces d'omission et surfaces de discontinuité plus importantes est parfois bien délicate : l'appréciation d'une éventuelle érosion et de son importance n'est souvent possible que par des corrélations détaillées entre différents affleurements.

BROMLEY (1975, 1990), les *Chondrites* et *Planolites* de la masse nodulaire représenteraient un cortège ("suite") de pré-omission, formé dans le sédiment meuble ("softground"), et les *Thalassinoides* correspondraient à un élément du cortège d'omission formé dans le sédiment encore meuble ou légèrement cohérent ("softground" à "firmground").

L'origine des concrétions calcaréo-phosphatées et des terriers rapportés à l'ichnogène *Thalassinoides* paraît bien attestée par la découverte de quelques fragments de crustacés décapodes, de la famille des *Erymidae* (dét. SECRETANT, cf. § I.1.2.5, p. 75). Ceux-ci ont justement été préservés au sein de nodules calcaréo-phosphatés dont ils ont constitué les nuclei (ex. Aptien inférieur sommital du Ravin de Peytavine, Clansayésien terminal de Merdaric ; cf. pl. 17, fig. 4)

Ainsi que l'indique BROMLEY (1975, p. 400), les surfaces d'omission peuvent se rencontrer de manière répétée dans beaucoup de séries à sédimentation rythmée. De telles saccades dans l'accumulation sédimentaire caractérisent des séries à stratification d'omissions pour reprendre les termes de HEIM (1924, p. 17 : "Omissionsschichtung") ou de BROMLEY (1975, p. 400 : "omission bedding"). La surface d'omission qui tronque chaque unité est recouverte d'un sédiment de nature plus ou moins différente, inaugurant un nouveau "cyclothème", et induisant de ce fait une limite éventuellement contrastée. Dans les cas favorables, ce changement dans le caractère du sédiment peut mettre en valeur les traces fossiles connectées avec la surface d'omission étant donné le contraste offert par leur remplissage issu du sédiment sus-jacent (BROMLEY, *ibid.*). Dans la série des Marnes bleues, toutefois, si de tels exemples existent (ils facilitent d'ailleurs l'analyse, et c'est du reste grâce à ceux-ci que l'ensemble peut être analysé), dans l'immense majorité des cas c'est la présence de concrétions qui souligne le mieux les pauses dans la sédimentation (et voir § II.4). Comme nous l'avons suggéré dans le § II.1.3.1, ces intervalles rythmés de surfaces d'omission correspondraient à des intervalles condensés.

Discontinuités importantes

En deuxième lieu, quelques surfaces d'arrêt de sédimentation, bien visibles au sein des marnes, doivent d'être reconnaissables - en plus de concrétions diverses sous-jacentes - à un abrupt changement de lithologie, marquant la limite entre deux unités stratigraphiques. Deux cas peuvent être distingués selon que le substratum exposé lors de l'arrêt de sédimentation est de nature argilo-marneuse ou bien calcaire.

Les discontinuités intra-marneuses

Les structures biogènes

La manière d'être de ces discontinuités est, au demeurant, assez comparable à celle des surfaces d'omission de moindre ampleur évoquées ci-dessus. L'importance de l'arrêt de sédimentation peut toutefois être à l'origine de certaines particularités liées aux structures biogènes. De plus, la longueur de la pause sédimentaire (au sens large) se traduit le plus souvent par une appréciable cicatrice glauconieuse. Cependant, des nombreux événements sédimentaires qui surviennent en général durant un tel laps de temps, ne subsistent, dans les cas favorables, que de rares témoins dont l'interprétation est délicate. L'un des exemples les plus caractéristiques dans la série des Marnes bleues est fourni par la discontinuité polygénique de l'Albien supérieur de la zone à *Inflatum* dans le secteur Sud-Est (région de Saint-André-les-Alpes ; cf. I.2.4.1, p. 240-242, fig. 103 ; et II.4 et pl. 17, fig. 1-3) sur laquelle reposent en grande partie les éléments évoqués à présent.

Sous la surface de discontinuité, les marnes, qui formaient alors le fond marin, sont parcourues de traces façonnées par des organismes fouisseurs lors de la pause sédimentaire ; en fait, probablement de manière précoce au cours d'une des pauses, car dans la plupart des cas, la matrice marneuse n'est pas complètement homogénéisée par des générations de terriers, mais conserve les traces de pré-omission. Les traces fossiles d'omission sont assez bien détectables car elles sont emplies de matériel issu de la surface ("piping") et contrastent donc avec l'encaissant. La glauconie en constitue souvent un composant important, le plus souvent *in situ* ou bien périgénique. La différence de nature sédimentaire entre les terriers et l'encaissant traduit une cohérence certaine du fond au moment de leur façonnement (résistance au cisaillement). Cette caractéristique résulte probablement d'un léger décapage, ou récurage, de la tranche de sédiment superficielle gorgée

d'eau ; les couches plus profondes atteintes par les fouisseurs étant déjà un peu compactées. Cette situation correspond à un fond cohérent ou "firmground".

Dans la région de Saint-André-les-Alpes - Vergons, depuis la surface d'arrêt de sédimentation de l'Albien supérieur, qui correspond, comme on l'a vu au § II.1.3.1, au télescopage des discontinuités $\Delta 9$, $\Delta 10$, $\Delta 11$ et $\Delta 12$, de nombreux terriers ramifiés de *Thalassinoides* au diamètre centimétrique s'enfoncent ainsi dans le sédiment sur plusieurs dizaines de centimètres, et jusqu'à 1,20 m (cf. fig. 103). En contexte plus distal, dans la région de Hyèges - Tartonne, de la même surface, émanent des terriers moins ramifiés, de diamètre plus faible (quelques millimètres) et de longueur inférieure. Leur attribution à l'ichnogène *Thalassinoides* est conjecturale. Cette différence dans le cortège ichnologique traduit très probablement l'évolution vers un milieu plus profond, peut être un peu moins oxygéné en moyenne. Le sédiment traversé par les terriers de *Thalassinoides* et formes voisines (au remplissage de marnes silteuses et glauconieuses) livre aussi un assemblage de "softground" avec *Chondrites* et *Planolites*. Cet assemblage correspond en fait au cortège de pré-omission appartenant à l'ichnofaciès à *Zoophycos* (voir plus haut) tandis que les *Thalassinoides* forment le cortège d'omission (contemporain de l'arrêt de sédimentation), caractéristique de l'ichnofaciès à *Glossifungites*.

La surface de discontinuité est couverte par une couche de marne silteuse et glauconieuse dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à plus de deux mètres (toujours dans le domaine bassin). Cette couche est complètement labourée de galeries de *Thalassinoides* au remplissage glauconieux. Une telle ichnofabrique permet de supposer que des générations de terriers se sont succédées, les plus récentes recoupant les plus anciennes (d'une manière un peu analogue à la figure 11.7 de BROMLEY, 1990), la tranche de sédiment étant demeurée longtemps dans la zone d'activité de ces crustacés fouisseurs. La couche glauconieuse fait place assez progressivement au sédiment marneux. Les *Thalassinoides* de cette couche glauconieuse constituent un, ou plutôt des cortèges d'omission amalgamés.

L'aspect diagénétique

Décrit de manière plus détaillée dans un paragraphe ultérieur cet aspect est évoqué ici de manière très succincte en complément de l'activité benthique.

Les marnes du substratum exposé durant l'arrêt de sédimentation présentent très généralement un faciès pâli par l'oxydation sur plusieurs centimètres sous la surface de discontinuité. De même, très fréquemment, les terriers, et ce jusque dans les couches profondes, sont entourés d'une zone d'oxydation qui peut être épaisse de quelques centimètres. Cette influence des bioturbations sur la physicochimie des sédiments a été soulignée par BROMLEY (1990, p. 101-102). Elle montre de manière très nette que la classique zonation diagénétique selon les accepteurs d'électrons est loin d'être toujours simplement stratifiée selon des plans parallèles (cf. fig. 103). L'activité des fouisseurs benthiques produit effectivement une mosaïque de microenvironnements biogéochimiques (selon les termes de BROMLEY, *ibid.*) et la surface de la rédoxcline peut ainsi être particulièrement importante eu égard à la tranche sédimentaire.

Autre conséquence diagénétique de la bioturbation, ce sont les concrétions. Nous avons déjà mentionné les concrétions calcaires ou calcaréo-phosphatées, et d'autres barytiques, qui soulignent fréquemment les discrètes surfaces d'omission et même permettent de les détecter. Les discontinuités importantes sont évidemment aussi caractérisées par des concrétions de nature comparable. Cependant, il conviendra d'en distinguer plusieurs catégories selon leur position par rapport à la surface de discontinuité. Restreignons ici notre propos aux concrétions calcaires, phosphatées et calcaréo-phosphatées.

De manière générale, les concrétions sous-jacentes à la surface de discontinuité sont particulièrement fréquentes. Etant manifestement autochtones, elles présentent un rapport étroit avec les terriers du cortège d'omission connectés à cette surface, tels que les *Thalassinoides* (il n'est pas complètement exclu que certaines puissent correspondre à des moulages de renflements de terriers (chambres de demi-tour ou de culture bactérienne) d'une manière analogue à ceux décrits par BOTTJER, 1985). Tous les exemples étudiés montrent qu'il s'agit de la matrice sédimentaire diagénétisée autour des terriers. Elle est parcourue des traces de *Chondrites* et *Planolites* du cortège de pré-omission. Dans quelques cas, des réseaux de *Chondrites* se moulent sur l'extérieur des nodules : ex. base de l'Aptien supérieur de la Combe de Sauve (fig. 71, p. 173). Ce rapport atteste alors leur postériorité par rapport à ces nodules et *a fortiori* par rapport aux terriers de *Thalassinoides* qui jouent le rôle de nuclei. Ceci montre que les nodules qui se sont formés à la suite

de l'activité des crustacés, lors de la pause sédimentaire, sont restés dans la zone sédimentaire soumise à l'activité bioturbante benthique (les *Chondrites* appartiennent à l'étage inférieur dans l'ichnoprofil - type), ou bien qu'à la suite d'une phase d'accumulation sédimentaire, un décapage subséquent de la couche superficielle les a replacés dans cette zone.

Il n'est pas rare de trouver des concrétions calcaréo-phosphatées au-dessus de la surface de discontinuité, dans la couche glauconieuse. Dans le cas le plus simple ces concrétions, englobées au sein de la marne glauconieuse, se sont développées sur des terriers de *Thalassinoides* ou bien sur des coquilles d'ammonites ou de brachiopodes. Leur autochtonie est manifeste.

De fréquents nodules brun-sombre très riches en P_2O_5 , dont beaucoup reposent sur la surface de discontinuité, sont manifestement remaniés. Leur genèse, probablement comparable à celle des deux types évoqués ci-dessus, n'est plus aussi évidente dans la plupart des cas. Ces concrétions témoignent d'une histoire complexe qui se résume probablement à la répétition de phases d'accumulation effective (mais modeste), interrompues par des arrêts de sédimentation et des épisodes de décapage.

En définitive, il semble bien que les discontinuités importantes détectées au sein des Marnes bleues correspondent à la succession de multiples événements : accumulation - pause - érosion, dont il est difficile d'établir l'historique étant donné l'amalgame dont ils sont l'objet, mais dont on peut éventuellement recueillir des indices dans les séries dilatées contemporaines.

Discontinuités sur substratum calcaire : le toit du "Bédoulien" calcaire

L'exemple qui permet d'illustrer au mieux notre propos est celui du toit du Bédoulien calcaire. Dans les dépôts-centre, l'ichnofaune du sommet de la formation à dominante calcaire bédoulienne ne paraît pas se différencier *a priori* de celle de l'ensemble des couches sous-jacentes comme décrite par GAILLARD (1984). Le toit du Bédoulien, le plus souvent slumpé, comporte, au milieu d'abondantes bioturbations et de traces peu définies, des traces de *Planolites*, *Chondrites*, des "terriers auréolés" (cf. GAILLARD, 1984), individualisés seulement par de légères différences de coloration au sein du sédiment. L'ensemble des traces est caractéristique d'un substrat vaseux ("softground") et traduit un milieu pélagique et des eaux de fond normalement oxygénées. Il correspond à "l'ichnofaciès à *Zoophycos*". La surface du dernier banc - généralement slumpé - ne paraît pas marquée par une ichnofaune particulière, et le passage aux marnes semble s'opérer en apparente continuité de sédimentation, compte tenu des nombreux resédiments (turbidites calci- et silicoclastiques et coulées boueuses) qui s'intercalent.

Toutefois, sur les bordures, des traces particulières sont observables à la surface du dernier banc du Bédoulien calcaire. De nombreux sites, notamment au Sud et Sud-Est (exemple vallée du Jabron, Sud de Lure, Les Chalons, La Baume, Les Calots (Montblanc) sont caractérisés par d'abondantes traces de *Rhizocorallium* et quelques pistes de surface dénotant un fond ferme, cohérent ("firmground"), imputable à un arrêt de sédimentation, voire à l'exhumation de couches par érosion. De fait, les corrélations effectuées avec les dépôts-centre montrent qu'une épaisseur de plusieurs mètres de sédiment fait défaut dans les sites en question : précisément tout l'intervalle du niveau Goguel. En lieu et place ne subsiste qu'une couche glauconieuse pluricentimétrique. La surface bédoulienne déjà cohérente, semi-indurée par la diagenèse précoce, a donc été dégagée par l'érosion des vases sus-jacentes. Les traces fossiles de *Chondrites*, *Planolites* constituent le cortège de pré-omission et sont recoupées par les *Rhizocorallium* qui correspondent à un élément du cortège d'omission.

Rhizocorallium est une forme de faible profondeur sédimentaire caractéristique de l'étage supérieur de l'ichnoprofil - type (cf. WETZEL et AIGNER, 1986 ; BROMLEY, 1990, fig. 7.4). Selon les sites, on remarquera que la traverse (ou *spreite*) comporte parfois des bioglyphes caractérisés par la précision des marques de grattage. De plus, si sporadiquement le *spreite* même est exposé à la surface du calcaire, en de nombreux autres cas, le terrier (en U) s'ouvre à cette surface seulement par deux perforations et, comme l'exprime LESSERTISSEUR (1955) "l'ouverture a ainsi une forme caractéristique en haltère ou en "trou de serrure". Ceci montre que la surface même du calcaire correspondait au fond marin lors de l'arrêt de sédimentation. De plus l'inhabituelle préservation de ces traces, généralement effacées de l'ichnoséquence, et la précision de leurs détails architecturaux tendent à montrer que le substratum était cohérent, du type "firmground". Ceci caractérise "l'ichnofaciès à *Glossifungites*" (l'ichnogène *Glossifungites* Lomnicki, 1886 est d'ailleurs un synonyme junior de l'ichnogène *Rhizocorallium* Zenker, 1836 ;

connotation de forme néritique, caractéristique de la plate-forme

Comme nous l'avons vu au § 1.2.3.4, dans la vallée du Jabron, la discontinuité bédoulienne correspond à une débrite dont la matrice est parcourue de *Rhizocorallium* et dont les clastes sont perforés (perforations simples de quelques millimètres de diamètre. Cette différence de traces fossiles traduit simplement le contraste dans l'état physique des blocs déjà passablement indurés (jouant le rôle de "hardground") et de leur encaissant amené à une certaine cohérence ("firmground"). Deux ichnofaciès liés aux qualités du substrat caractérisent alors ces fonds : l'ichnofaciès à *Glossifungites* pour la matrice et l'ichnofaciès à *Tripianites* pour les clastes.

En contexte plus proximal, la discontinuité bédoulienne offre les caractères typiques d'un fond durci ("hardground"). Ainsi par exemple, dans le Pays de Bourdeaux (au col de la Sausse et à Biègues), le calcaire est perforé par des *Gastrochaenolites*.

3.1.9. En résumé.

L'ensemble des associations de traces fossiles des Marnes bleues, pour le domaine bassin, montre que les sédiments se sont déposés en milieu relativement profond, bathyal. Le cortège dominant à *Chondrites* et *Planolites*, rattaché à l'ichnofaciès à *Zoophycos*, est caractéristique de l'étage inférieur de l'ichnoprofil-type d'un substrat vaseux ("softground") dénotant un milieu très calme et probablement soumis à une oxygénation plus ou moins déficiente. Du reste, des crises récurrentes d'hypoxie et d'anoxie sont attestées en plusieurs intervalles par la disparition des bioturbations et la préservation de la lamination originelle. L'empilement des couches ne s'est cependant pas opéré de manière régulière mais plutôt de façon saccadée puisque la présence de multiples phases de ralentissements, de pauses, voire d'érosion sont détectées grâce aux cortèges d'ichnofossiles (notamment de *Thalassinoides*), aux contrastes lithologiques, et aux concrétions (particulièrement les nodules calcaréo-phosphatés et barytiques). Certains intervalles, en apparence homogènes, constituent en fait de véritables séries à omissions ("Omissionsschichtung" selon le terme de HEIM). Ceci montre que les fonds ont été soumis à des régimes hydrodynamiques relativement contrastés, tantôt en stagnation, tantôt balayés par des courants. L'action de tels courants est probablement à l'origine du développement de véritables discontinuités correspondant aux cicatrices de multiples événements survenus au long de périodes appréciables du point de vue biostratigraphique.

3.2. Les foraminifères

3.2. LES FORAMINIFERES

3.2.1. Introduction

Parmi les composants biogènes des Marnes bleues, les foraminifères planctoniques et benthiques constituent une fraction importante dans la plupart des intervalles. A l'instigation de FLANDRIN, leur étude a été entreprise par MOULLADE à partir de 1961 dans le but premier de fournir un cadre biostratigraphique adéquat, pour l'ensemble du Crétacé inférieur (Aptien et Albien inclus), complétant celui élaboré dans les études plus anciennes grâce aux faunes d'ammonites. Ce travail s'est concrétisé par une contribution majeure (MOULLADE, 1966) ainsi que plusieurs publications. Quelques autres recherches plutôt d'intérêt biostratigraphique ont suivi (ex. COTILLON, 1971 ; LE GOC, 1977). Au début, l'attention ne s'est guère portée sur la signification des assemblages de foraminifères en termes de paléomilieux (quatre pages seulement y sont consacrées dans la thèse de MOULLADE, p. 286-289, encore incluent-elles nombre de données hormis les foraminifères). C'est vers la fin des années 70 que sont publiés les premiers travaux entièrement consacrés à cet aspect (EICHER *et al.*, 1978 ; GUERIN & MOULLADE, 1979). Les auteurs s'appuient particulièrement sur les connaissances acquises sur les communautés vivant actuellement et sur les données des pionniers pour le Crétacé d'autres régions, parmi lesquels on doit citer SLITER (1972, 1976, 1977) et SLITER et BAKER (1972). Les travaux de MOULLADE et de ses collaborateurs se situent alors dans la mouvance des recherches menées dans le cadre des campagnes de forage du D.S.D.P. Les résultats les plus saillants concernent la bathymétrie, mais les indications sur la qualité des eaux de fond demeurent très fragmentaires. L'ensemble des données figurent dans le mémoire de GUERIN (1981). Plus récemment, les recherches de FRIES portant sur la géométrie des corps sédimentaires médio-crétacés ont largement bénéficié des très nombreuses analyses microfauniques de BIZON et BIZON. Leur travail méticuleux (notamment sur les planctoniques) a permis d'amener quelques précisions sur les conditions du milieu marin (FRIES *et al.*, 1986). Enfin, quelques éléments sur l'écologie des foraminifères des Marnes bleues, en particulier leur relation avec les événements anoxiques, ont été fournis par CARON et l'auteur (BREHERET *et al.*, 1986 ; DELAMETTE *et al.*, 1986 ; BREHERET et DELAMETTE, 1989).

Laissant de côté les considérations d'ordre systématique, nous nous intéressons, dans ce qui suit, aux enseignements que peuvent apporter les foraminifères en ce qui concerne les caractéristiques du milieu de sédimentation.

3.2.2. Foraminifères et bathymétrie

Pour ce paramètre, nous nous appuyerons sur le travail de GUERIN (1981) qui a notamment étudié en détail les foraminifères benthiques.

Comme pour d'autres paramètres, l'interprétation des paléop profondeurs des séries anciennes à partir des associations de foraminifères repose sur la comparaison avec l'actuel. Ainsi, lorsque les associations de foraminifères benthiques et planctoniques des sédiments anciens sont comparables, au niveau de leur composition générique, avec les associations actuelles, elles reflètent *a priori* des conditions de vie similaires, ainsi que le proposait SLITER (1972). Ce postulat lui permet ainsi de distinguer cinq zones caractérisées par les formes benthiques :

- plate-forme interne : associations dominées par les *Miliolidae* et les *Polymorphinidae* ;
- plate-forme externe : *Nodosariidae*, *Robertinaceae*, *Osangulariidae* ;
- talus supérieur : *Osangulariidae*, *Turrilinidae* ;
- talus moyen : *Turrilinidae*, *Osangulariidae*, agglutinants ;
- talus inférieur : *Ammodiscidae*, *Rhizammininae*, *Saccammininae*, *Osangulariidae*, *Turrilinidae*.

Pour les planctoniques, l'auteur remarque que les associations dominées par les *Hedbergellinae* et les *Heterohelicidae* correspondent à des eaux peu profondes, alors que les formes carénées sont hauturières.

DOUGLAS et SAVIN (1978) établissent, grâce à la composition isotopique de l'oxygène des tests, l'existence d'une relation entre la morphologie des foraminifères planctoniques et la profondeur de leur habitat. Ainsi, ils en déduisent que la niche écologique des espèces globigériniformes est moins profonde que celle des formes carénées.

EICHER *et al.* (1978) montrent, pour le Crétacé moyen (Aptien à Cénomaniens) des

régions d'Europe méridionale, que les proportions de *Osangularia* et *Gyroidinoides* s'élèvent pour des profondeurs croissantes, alors que l'inverse prévaut pour les Gavelinelles.

Dans sa synthèse, GUERIN (1981, p. 99) souligne, à l'issue d'une analyse bibliographique, que si les conclusions des divers auteurs ne concordent pas toujours, quelques constantes sont manifestes. Ainsi, elle remarque en particulier la relation entre la morphologie des espèces planctoniques et la profondeur de leur habitat.

GUERIN (*ibid.*, p. 146-151) a établi, pour le Crétacé moyen du bassin vocontien (ainsi que de l'Atlantique Nord et Sud : forages D.S.D.P.), des associations-types de foraminifères selon la composition faunique et la valeur de certains paramètres quantitatifs (*ibid.*, p. 101-102). Leur signification du point de vue de la bathymétrie est fondée sur les données multiples des synthèses sur les puits D.S.D.P. ainsi que sur la comparaison avec les données de l'actuel.

Parmi ses conclusions, l'auteur montre l'évolution de plusieurs paramètres. Le rapport P/P + B, ou "indice de pélagisme" (p. 101, 156 ; P = planctoniques et B = benthiques) s'élève régulièrement des milieux de plate-forme externe jusqu'au domaine épibathyal supérieur à moyen où il atteint ses valeurs maximales. Par rapport aux benthiques, les agglutinants sont de mieux en mieux représentés de la plate-forme externe jusqu'au domaine mésobathyal, mais leurs proportions s'accroissent à nouveau en milieu infrabathyal profond. Le nombre d'espèces, la variabilité faunale et la diversité faunale décroissent simultanément entre la plate-forme externe et le domaine épibathyal supérieur, mais leurs plus fortes valeurs sont enregistrées en domaine épibathyal inférieur. La dominance faunale varie à l'opposé des trois paramètres précédents. Par ailleurs, au niveau de la composition générique, GUERIN note (p. 155, 163) que le taux de *Nodosariidae*, parmi les benthiques, décroît entre la plate-forme externe et le talus sommital, mais ses valeurs maximales sont atteintes à la base du talus supérieur, après quoi, il s'amenuise jusqu'au domaine infrabathyal.

GUERIN (p. 163) reconnaît que l'évolution des faunes n'est pas uniquement liée à la profondeur, mais que température et oxygénation interviennent très largement dans leur répartition.

L'auteur situe la région du Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois) dans le domaine mésobathyal pour l'intervalle Aptien inférieur à supérieur⁹².

La région du col de Palluel se trouverait :

- dans le domaine mésobathyal pour l'intervalle Albien inférieur terminal à Albien supérieur (zone à *Inflatum*),
- dans le domaine épibathyal inférieur pour l'intervalle sommet zone *Inflatum* et base zone à *Dispar* (Vraconien),
- et à nouveau dans le domaine mésobathyal au Vraconien élevé.

Les sites suivants, localisés sur la bordure Sud et Sud-Est, Saint-Vincent-Sur-Jabron, Vergons, Puget-Rostang et Caussols sont attribués à l'épibathyal.

Dans les coupes étudiées par GUERIN (cf. notamment p. 166, 169), la région de Palluel apparaît la plus profonde (mésobathyal, de l'ordre de 1500 m), à l'Albien. Une profondeur comparable serait toutefois atteinte à l'Aptien, au droit de Lesches-en-Diois. Pour GUERIN (*ibid.* p. 168), l'évolution des associations indiquerait une phase de subsidence au cours de "l'Albien inférieur et moyen", c'est-à-dire, selon nos conceptions stratigraphiques actuelles, Aptien supérieur élevé - Albien ? moyen, et une tendance progressive au comblement du bassin à partir de l'Albien supérieur s.s. (c'est-à-dire de la zone à *Inflatum*).

L'ensemble de ces propositions relatives à la bathymétrie doit toutefois être accueilli avec prudence. En effet, comme nous l'avons vu, les eaux marines paraissent avoir été à maintes reprises sensiblement appauvries en oxygène dissous, d'où l'existence de nombreuses couches laminées enrichies en M.O. Du reste, GUERIN (p. 159-160) reconnaît, mais à propos des sites atlantiques, que les phases d'anoxie représentent un facteur limitant le développement des benthiques. Cependant, ses conclusions ne font aucunement état de tels phénomènes pour le bassin vocontien⁹³. Ceci peut aisément s'expliquer 1) par le fait que l'échantillonnage, d'une très faible densité, a été mené sans discrimination des faciès (exemple pour le col de Palluel : p. 64 et tableau

⁹² déterminé comme Gargasien à Albien basal.

⁹³ L'auteur n'évoque que d'hypothétiques dissolutions dues à l'ambiance chimique du milieu réducteur ; mais il est difficile d'accorder du crédit à cette affirmation étant donné le bon état de préservation de ces microfossiles.

9) ; 2) que l'existence des couches laminées riches en M.O. n'était pas encore caractérisée (BREHERET, 1983), malgré ce que disaient GUERIN et MOULLADE (1979, p. 66) : "des dépôts du secteur vocontien que l'on peut comparer au faciès "black shales" ". Il paraît tout-à-fait évident, étant donné la cyclicité à courte longueur d'onde observée dans la quasi-totalité des Marnes bleues, que les faunes de foraminifères ont subi de notables fluctuations en rapport avec celle-ci. C'est du reste ce qu'a observé DARMEDRU (1982) entre les couches plus ou moins calcaires du sommet de l'Aptien inférieur (faisceau du Niveau blanc).

Ces considérations étant prises en compte, il reste que les estimations fournies par GUERIN sont en accord partiel avec celles que permettent l'interprétation sédimentologique, de l'ichnofaune (cf. II.3.1) et de la malacofaune (II.3.3).

3.2.3. Les foraminifères et l'oxygénation des eaux

Les seules données concernant l'impact du chimisme des eaux sur les populations de foraminifères des Marnes bleues vocontiennes⁹⁴ ont été acquises au cours de cette étude, en collaboration avec CARON pour les foraminifères planctoniques (BREHERET *et al.*, 1986 ; DELAMETTE *et al.*, 1986 ; BREHERET *et al.*, 1989). Pour l'intervalle Clansayésien terminal - Albien inférieur - moyen, les déterminations des foraminifères planctoniques ont été effectuées au niveau spécifique (ou "morphotypique") par CARON. Pour les autres intervalles, les déterminations ont été effectuées par mes soins, dans la mesure du possible, dans quelques échantillons, au niveau de l'espèce, mais dans de nombreux cas cela n'a pas été possible étant donné les problèmes posés par le type de matériel pour un non spécialiste (cf. discussion *infra*). Pour les foraminifères benthiques, les déterminations concernant quelques échantillons ont été conduites au niveau générique, cependant la plupart n'ont pas été étudiés de ce point de vue. Les microfaunes problématiques de quelques niveaux riches en M.O. (notamment le Paquier) ont été examinées par MAGNIEZ-JANNIN. Pour ce qui concerne l'étude des fluctuations des populations de foraminifères, le choix de la simplicité a prévalu. Ainsi, seules des estimations semi-quantitatives ont été effectuées ; elles concernent l'abondance des benthiques et des planctoniques chiffrées arbitrairement entre 0 et 10. Un seul autre paramètre est estimé sur la base de ces résultats : le rapport B/B + P, que je considère comme indicateur d'oxygénation, prenant la valeur zéro en l'absence de foraminifères benthiques (et non P/B+P utilisé en quelque sorte comme indice de pélagisme par GUERIN). Trois raisons ont conduit à cette méthode simplifiée : 1) la rapidité d'acquisition de ce type de donnée ; 2) n'entrant pas dans les arcanes de la systématique, il n'était pas question ici de quantifier les formes au niveau générique, et encore moins au niveau spécifique ; 3) la précision des valeurs n'aurait eu d'autre fonction que de parer les données d'une rigueur illusoire, sans intérêt dans l'état d'avancement des travaux. Notre propos ici est simplement de montrer les fluctuations des populations de foraminifères dans leur ensemble, de voir dans quelle mesure elles peuvent fournir des indices sur les modifications de l'environnement et, particulièrement, de les situer par rapport aux événements hydrologiques. Une étude détaillée des populations de foraminifères, menée sur des intervalles judicieusement choisis, permettrait certainement de préciser notablement les conditions océanographiques.

Les populations de foraminifères planctoniques à l'échelle de la formation des Marnes bleues vocontiennes

Le trait remarquable, pour l'ensemble des Marnes bleues, apparaît être une tendance positive dans la production, la diversité, la taille et la morphologie des foraminifères planctoniques (BREHERET et DELAMETTE, 1989, p. 269). En un mot, les morphotypes apparaissent petits, globuleux, avec des caractères primitifs (cf. HART, 1980 ; CARON et HOMEWOOD, 1982) et en quantité très faible à l'Aptien inférieur ; au contraire, un plancton abondant, diversifié, de bonne taille, avec la présence de formes carénées caractérise le Vraconien. Du reste, dans ces niveaux supérieurs, l'abondance peut même s'apprécier sur l'affleurement car elle confère au sédiment assez calcaire un aspect un peu granuleux (cf. BREHERET, 1983). Cette tendance n'est pas l'apanage du bassin vocontien ; elle est reconnue dans les océans à l'échelle globale. Elle peut être mise en parallèle avec l'élévation générale du niveau marin global au Crétacé moyen (cf. par exemple LECKIE, 1989).

En fait, la tendance évolutive observée chez les foraminifères planctoniques au sein des

⁹⁴ à part quelques observations de BIZON et BIZON, livrées par FRIES (1986) et FRIES *et al.* (1986).

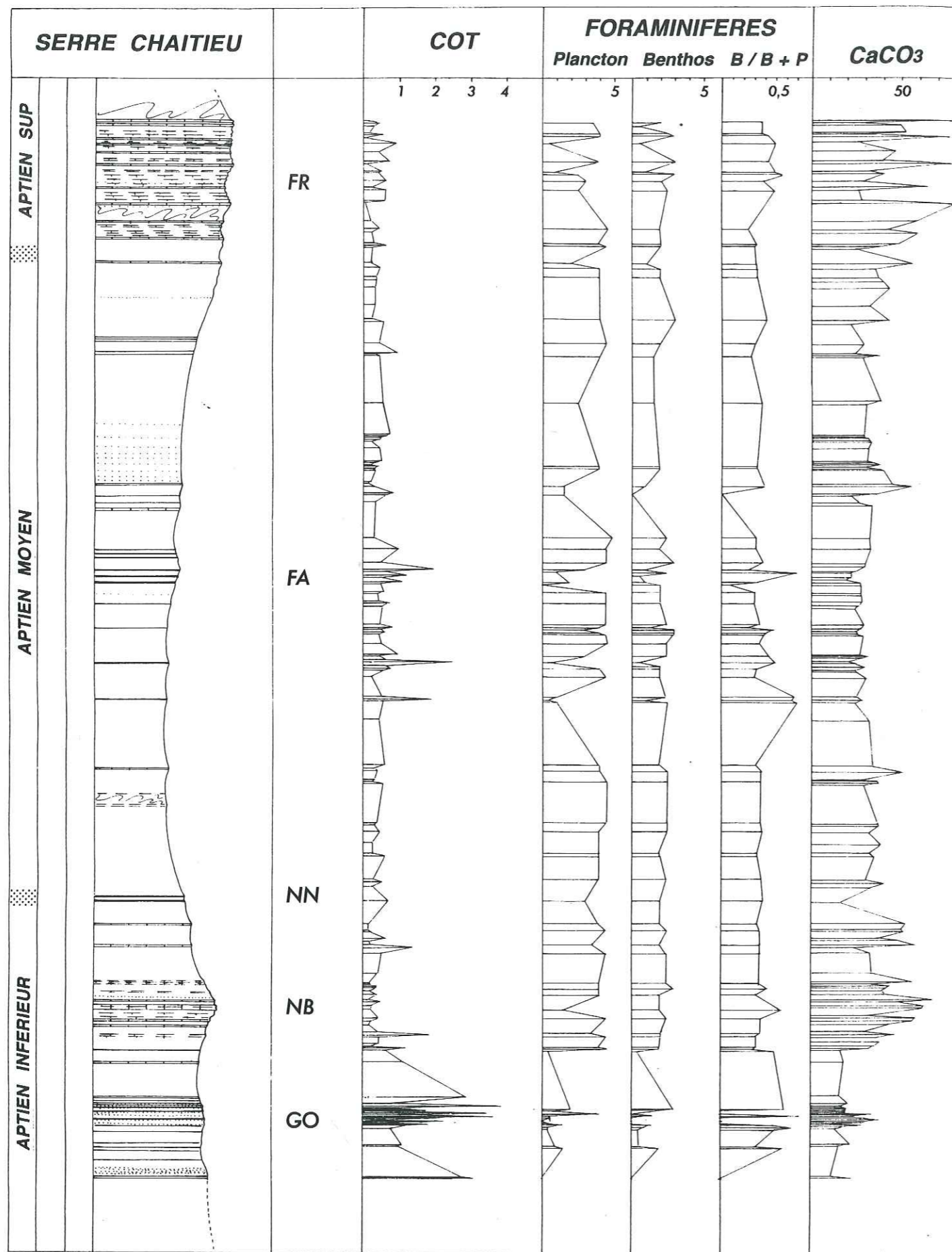


Fig. 181. Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; Aptien : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. Les teneurs en carbone organique total (COT) et les teneurs en calcaire (CaCO₃), en colonnes de gauche et droite, permettent de préciser les relations avec le faciès sédimentaire.

Marnes bleues est loin d'être linéaire, mais au contraire montre des ruptures. L'exemple d'une telle rupture d'importance majeure est fourni par les couches de passage de l'Aptien à l'Albien où les *Ticinella* et les *Hedbergella* de taille normale disparaissent et où seules perdurent de minuscules *Hedbergella* comme le décrit CARON (in BRÉHERET *et al.*, 1986). Cette perturbation est également enregistrée à l'échelle globale (LECKIE, 1989).

Les morphotypes globuleux de petite taille sont considérés comme inféodés aux eaux de surface alors que l'habitat des formes aplaties et carénées est supposé correspondre à une profondeur plus importante (SLITER, 1972 ; HART et BAILEY, 1979 ; HART, 1980 ; CARON et HOMEWOOD, 1982 ; LECKIE, 1987). Ce postulat a été notamment pris en compte afin d'évaluer la profondeur de la colonne d'eau de mers épicontinentales (HART, 1980) et, ainsi, d'estimer les changements du niveau marin relatif. Pour EICHER (1969), les morphotypes globuleux sont les premiers à apparaître durant les transgressions de mers épicontinentales, ce qui représenterait une conséquence de l'habitat des foraminifères planctoniques, différencié du point de vue bathymétrique.

En parallèle avec l'élévation généralisée du niveau marin, un approfondissement de l'habitat des planctoniques a pu effectivement se produire et leur colonisation du domaine pélagique induire leur spéciation (HART, 1980 ; CARON, 1983). Cependant, nos observations conduisent à relativiser cette interprétation, et les données acquises pour le bassin vocontien, de même que celles de la littérature récente, montrent que d'autres causes peuvent engendrer la réduction de l'épaisseur habitable de la tranche d'eau. A cet égard, comme nous allons le voir, la coïncidence des morphotypes globuleux de petite taille avec les CRMO (notamment au cours des transgressions) ne paraît pas fortuite et peut suggérer un lien avec le degré d'oxygénation des eaux.

3.2.4. Rapports entre les populations de foraminifères et les CRMO

Examinons, dans la série des marnes bleues, les rapports des fluctuations des populations de foraminifères avec les CRMO.

L'intervalle Aptien inférieur élevé, le niveau Goguel

A l'extrême base de la série, le niveau Goguel (fig. 181 et 182) est caractérisé par ses notables teneurs en carbone organique et, au contraire, par sa modeste composante carbonatée. Les foraminifères planctoniques et benthiques y sont diversement représentés, mais, dans l'ensemble, les faunes sont pauvres. De manière typique, les horizons laminés riches en M.O. sont complètement dépourvus de macro- et microfaune benthiques. Cette observation vient au crédit de l'hypothèse selon laquelle l'origine du niveau Goguel est due à des eaux de fond hostiles à la vie des métazoaires et protozoaires benthiques, ce qui peut s'expliquer par une très faible teneur en oxygène dissous. La structure laminée, l'abondance de matière organique et l'absence totale de microfaune benthique sont ainsi interprétées comme la conséquence d'une nette suboxie, voire d'une anoxie (cf. tabl. 6, p. 337). De plus, certains horizons laminés sont très sérieusement appauvris en planctoniques, qui peuvent même faire complètement défaut. Encore ceux-ci sont-ils de très petite taille : voisine de 50 μ m. Ces minuscules formes sont globuleuses et de type primitif : *Globuligerina* cf. *hoterivica*, *Hedbergella sigali* et *Guembellitria* sp. Cette observation, de même que la présence de nanofossiles calcaires, ne peuvent laisser attribuer cette pauvreté à la dissolution. Elle serait due à la faiblesse de la production du plancton calcaire.

Au-dessus du Goguel, la production carbonatée s'accroît nettement et le petit faisceau du Niveau blanc s'individualise, marqué par ses quelques bancs et délits calcaires bioturbés. Il coïncide à peu près avec l'extension verticale du foraminifère planctonique *Schackoina cabri*. Ces morphotypes à loges renflées en ampoules sont supposés (FRIES *et al.*, 1986) inféodés à des eaux relativement chaudes (tropicales à subtropicales) et à une large tranche d'eau (de 500 à 1000 m sous la surface), par comparaison avec les actuelles *Hastigerina*. Les associations benthiques sont riches et attestent un brassage normal des eaux de fond.

L'Aptien moyen et le niveau Fallot

Le second intervalle riche en matière organique, le niveau Fallot, localisé dans la partie moyenne de l'Aptien (fig. 181 et 183), fournit un exemple un peu similaire à celui du Goguel,

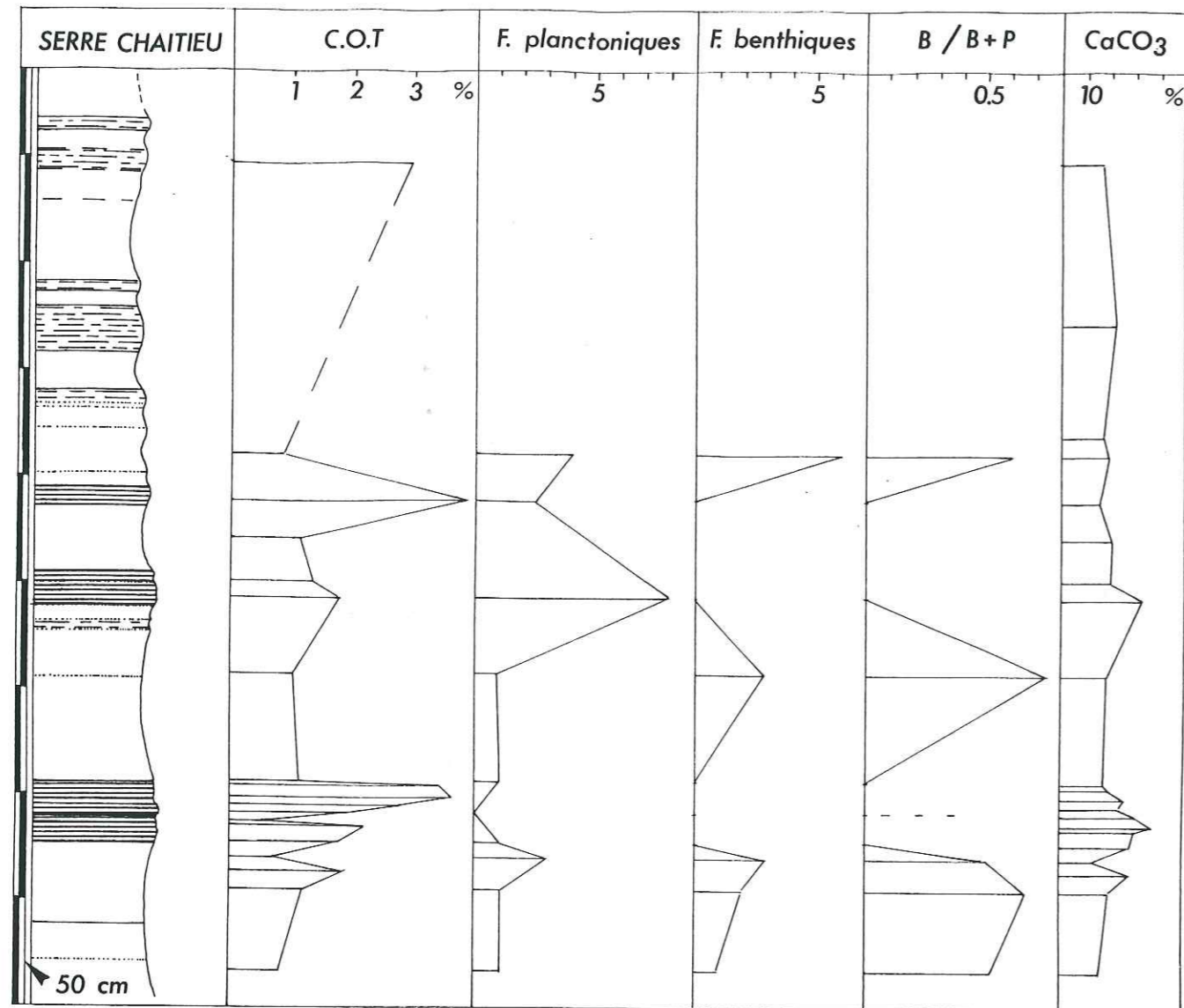


Fig. 182. Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; niveau Goguel ; Aptien inférieur : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. Les teneurs en carbone organique total (COT) et les teneurs en calcaire (CaCO₃), en colonnes de gauche et droite, permettent de préciser les relations avec le faciès sédimentaire.

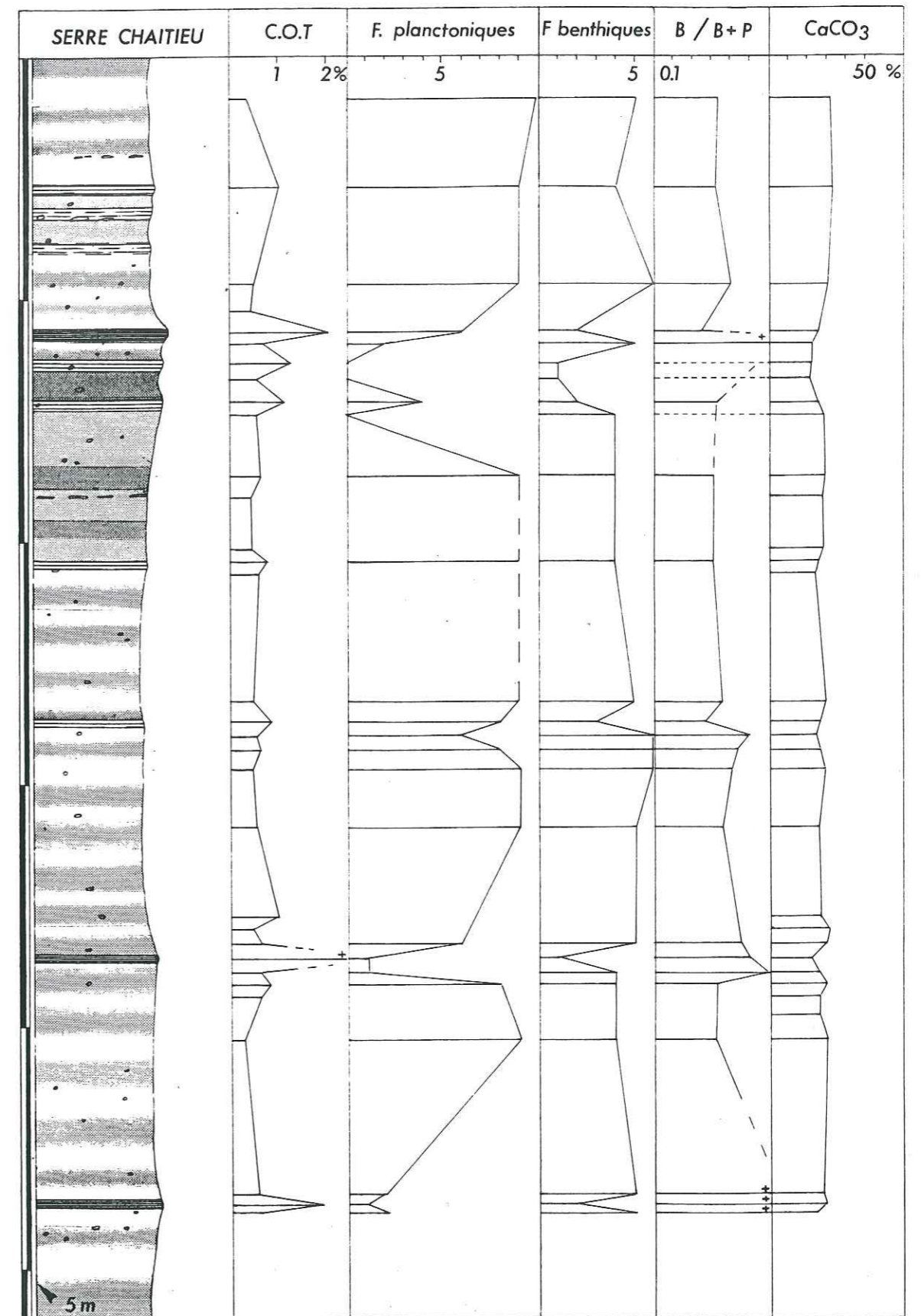


Fig. 183. Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; niveau Fallot ; Aptien moyen : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. Les teneurs en carbone organique total (COT) et les teneurs en calcaire (CaCO₃), en colonnes de gauche et droite, permettent de préciser les relations avec le faciès sédimentaire.

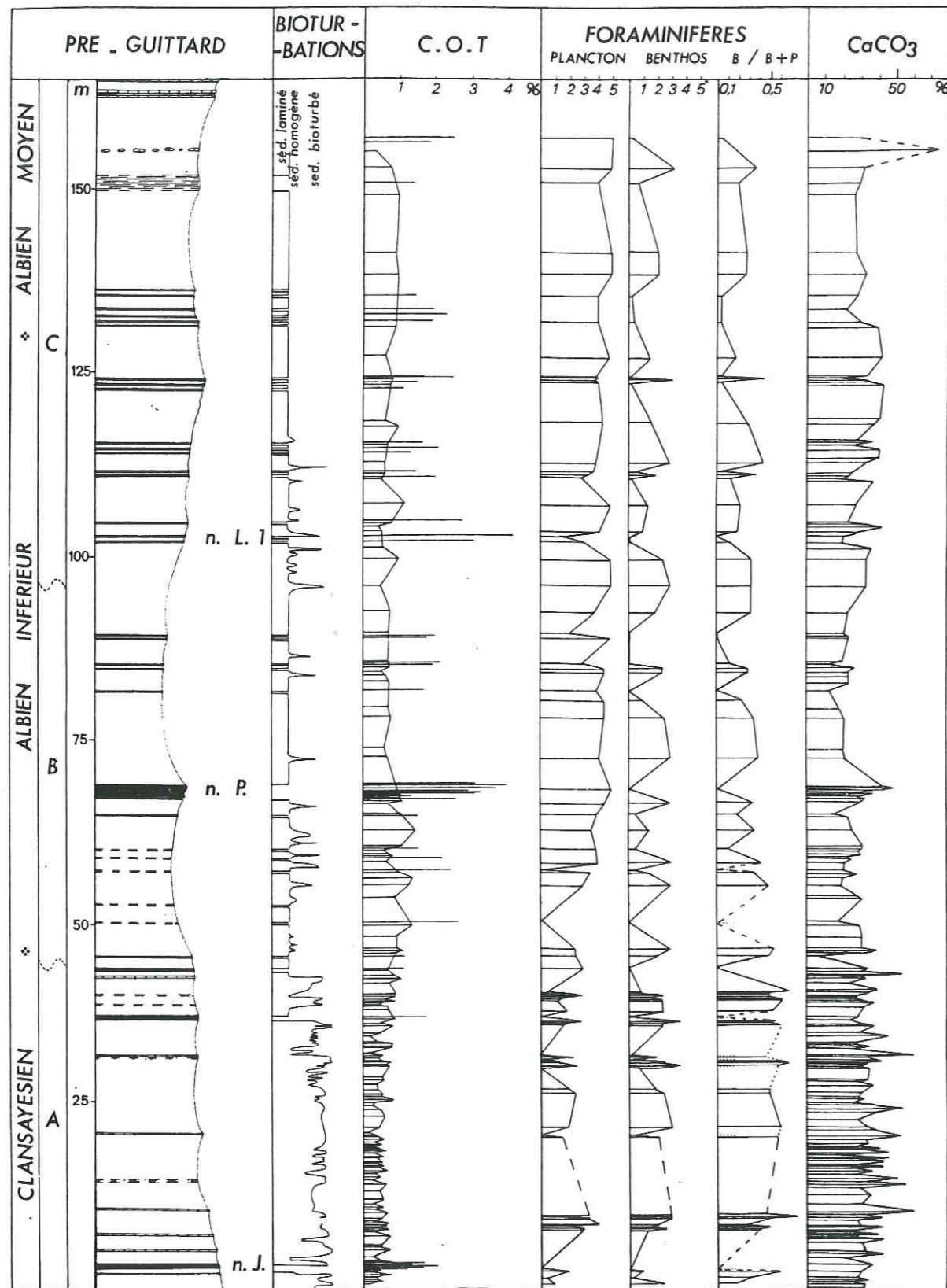


Fig. 184. Pré-Guittard (Arnayon) ; Aptien supérieur élevé - Albién inférieur et moyen : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. Les teneurs en carbone organique total (COT) et les teneurs en calcaire (CaCO₃), en colonnes de gauche et droite, permettent de préciser les relations avec le faciès sédimentaire.

quoique nettement moins contrasté. Les fluctuations fauniques se corrént exactement avec la lithologie. Les populations les plus pauvres en foraminifères benthiques correspondent aux couches laminées enrichies en M.O. mais, au moins à l'échelle des échantillons (globalisant des horizons de quelques millimètres à centimètres d'épaisseur), ces organismes ne disparaissent pas complètement. En revanche, la distribution des populations de foraminifères planctoniques n'est pas univoque. Les microfaunes sont très appauvries dans certaines CRMO (FA 1, FA 2) et peuvent être complètement éliminées (ex. FA 3, éch. 2865, Serre Chaitieu) ; au contraire, elles peuvent être abondantes en d'autres horizons (ex. FA 3, éch. 2867). Les laminites du niveau Fallot, modérément enrichies en matière organique et dont les microfaunes benthiques ne disparaissent pas complètement (à l'échelle de l'échantillonnage), constituent l'expression d'une hypoxie marquée, voire d'une suboxie, mais non d'une anoxie, du moins suffisamment pérenne. Le faciès peut être qualifié de dysaérobie, ou de quasi-anaérobie.

L'Aptien supérieur élevé et l'Albién inférieur - moyen

Cet intervalle, ayant fait l'objet d'une étude relativement détaillée par CARON et moi-même (cf. BREHERET *et al.*, 1986), constitue un bon exemple pour notre propos. Les microfaunes ont été étudiées sur la coupe - référence de Pré-Guittard (fig. 184).

L'unité 9 est caractérisée, à sa base, par la présence de *Ticinella bejaouaensis*, ainsi que *Hedbergella trocoidea* qui attestent l'Aptien supérieur. Pour ces faciès largement bioturbés, les assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques sont riches et diversifiés pour la plupart. On remarque cependant, dans le niveau Jacob, la disparition partielle à totale des foraminifères benthiques, de même qu'une grande rareté des foraminifères planctoniques. Ceci peut être interprété comme l'enregistrement d'une suboxie, voire d'une anoxie des eaux de fond. Quelques autres horizons accusent une raréfaction des foraminifères planctoniques et benthiques, mais ces événements sont mis en relation avec des faciès de calcaires délités. Il est probable que les radiolaires, qui y abondent, ont placé les foraminifères planctoniques en sévère compétition. La pauvreté en benthiques est moins explicable. Cependant, la préparation des échantillons a pâti de l'induration substantielle de ces horizons, ce qui engage à accueillir ces constatations avec prudence.

Les espèces marqueurs *T. bejaouaensis* et *H. trocoidea* disparaissent complètement sous le niveau Kilian (cf. fig. 189). La réapparition de marqueurs ne s'opère qu'à l'issue d'une longue éclipse correspondant au sommet de l'Aptien supérieur et à une grande partie de l'Albién inférieur. Cette éclipse, concomitante de l'instauration des faciès *black shales* de l'unité 10, correspond également à un appauvrissement marqué en espèces des genres *Hedbergella* et *Globigerinelloides*, et coïncide avec l'apparition des *Loeblichella*.

L'unité 10 montre, à sa base, une relative pauvreté en foraminifères planctoniques qui sont de minuscules formes globuleuses, à petit nombre de loges, du genre *Hedbergella*. Leur taille augmente progressivement vers le haut de cette unité, notamment au-dessus du niveau Paquier. *H. rischi*, *H. planispira*, *H. infracretacea* réapparaissent avec des tailles normales. *H. trocoidea* et *T. roberti* apparaissent, puis *T. primula*, attestant la base de l'Albién moyen. Ces formes de taille normale sont associées à de nombreux spécimens de petites *Hedbergella*. L'évolution des tailles des foraminifères a aussi été notée par BIZON et BIZON (*in* FRIES, 1986 et FRIES *et al.*, 1986).

A cette évolution à relativement long terme se surimposent les fluctuations à haute fréquence des assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques et qui sont calquées sur la lithologie. On remarque tout d'abord que tous les horizons de *black shales* laminés et riches en MO coïncident avec une raréfaction très marquée des foraminifères benthiques, voire leur disparition totale. Ceci dénote, là encore, des conditions défavorables à la vie benthique du fait d'une forte hypoxie, d'une suboxie ou d'une anoxie des eaux de fond. Ceci s'observe particulièrement pour le niveau Paquier et le niveau Léonhardt. En ce qui concerne les planctoniques, les mêmes remarques que celles formulées pour les précédentes CRMO peuvent être formulées. Certains horizons, comme HN 2 ou HN 4 sont dépourvus de planctoniques, d'autres sont simplement plus pauvres que l'encaissant bioturbé (ex. HN 14, HN 15 ou HN 17), mais, en revanche, le niveau Paquier est plutôt enrichi en foraminifères planctoniques. Par ailleurs, on peut noter que, si les premiers horizons noirs sont pauvres, ou dépourvus de foraminifères planctoniques, vers le sommet de l'unité, et pour des horizons laminés tout aussi riches en MO, les populations de foraminifères

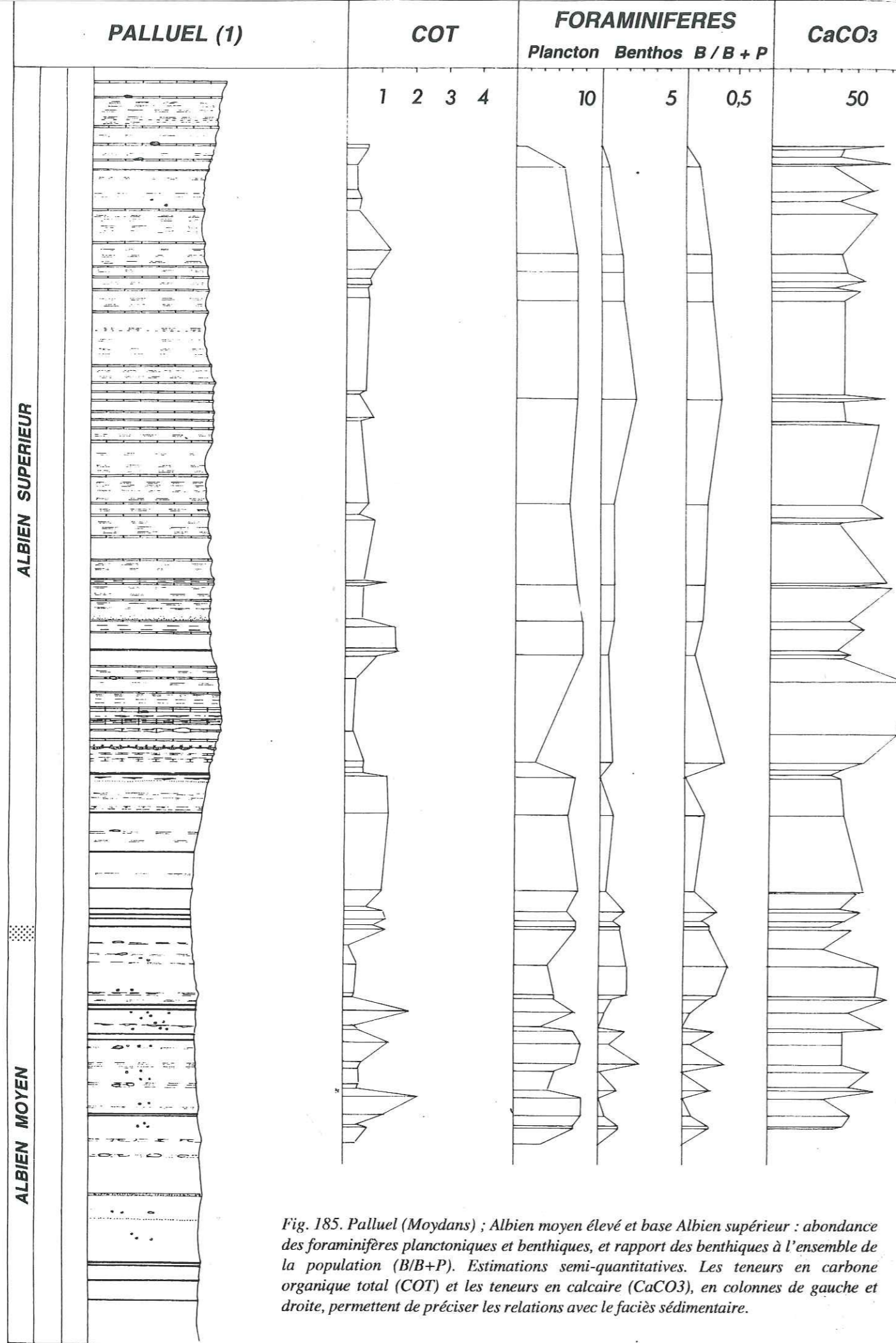


Fig. 185. Palluel (Moydans) ; Albien moyen élevé et base Albien supérieur : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. Les teneurs en carbone organique total (COT) et les teneurs en calcaire (CaCO₃), en colonnes de gauche et droite, permettent de préciser les relations avec le faciès sédimentaire.

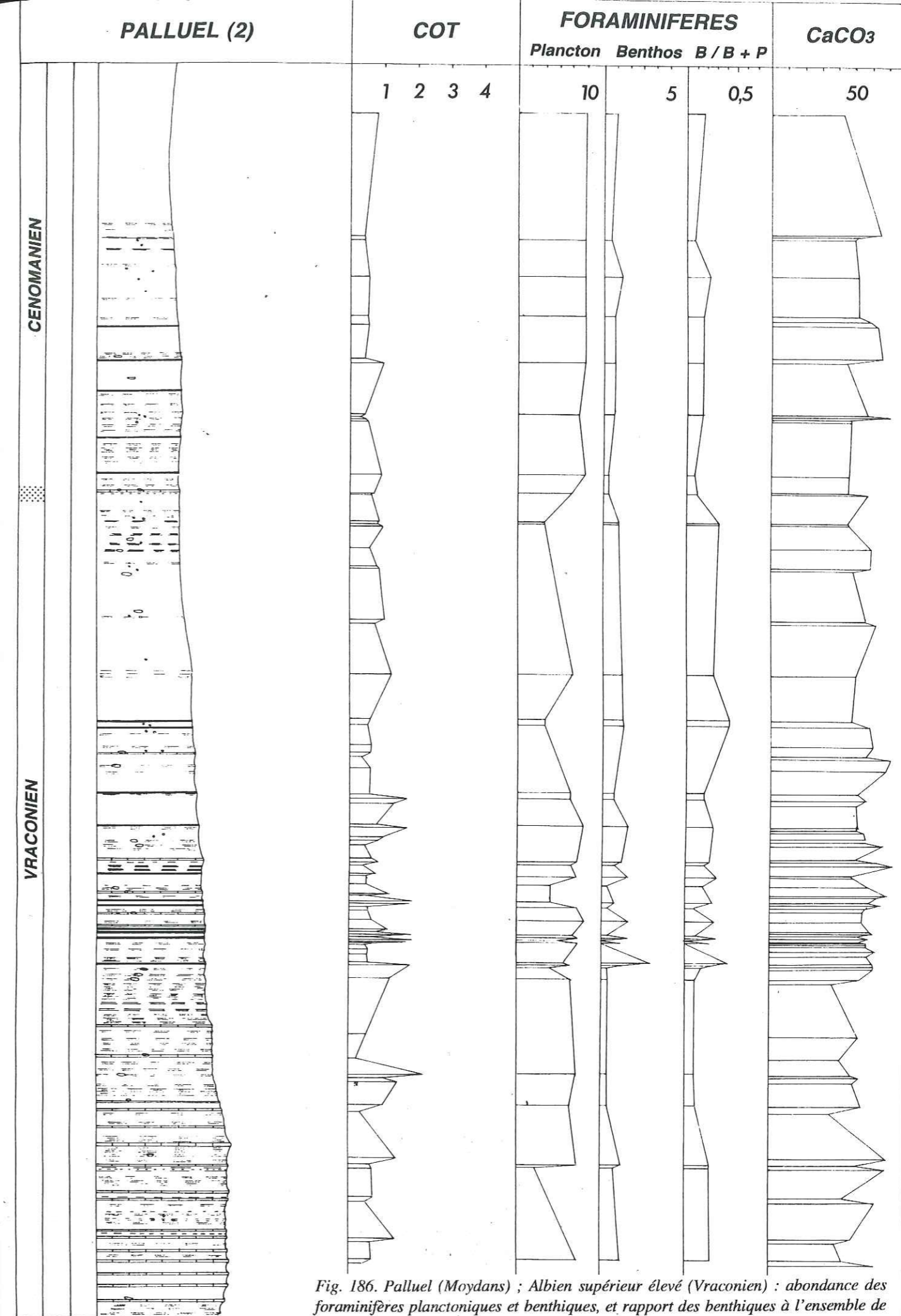


Fig. 186. Palluel (Moydans) ; Albien supérieur élevé (Vraconien) : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. Les teneurs en carbone organique total (COT) et les teneurs en calcaire (CaCO₃), en colonnes de gauche et droite, permettent de préciser les relations avec le faciès sédimentaire.

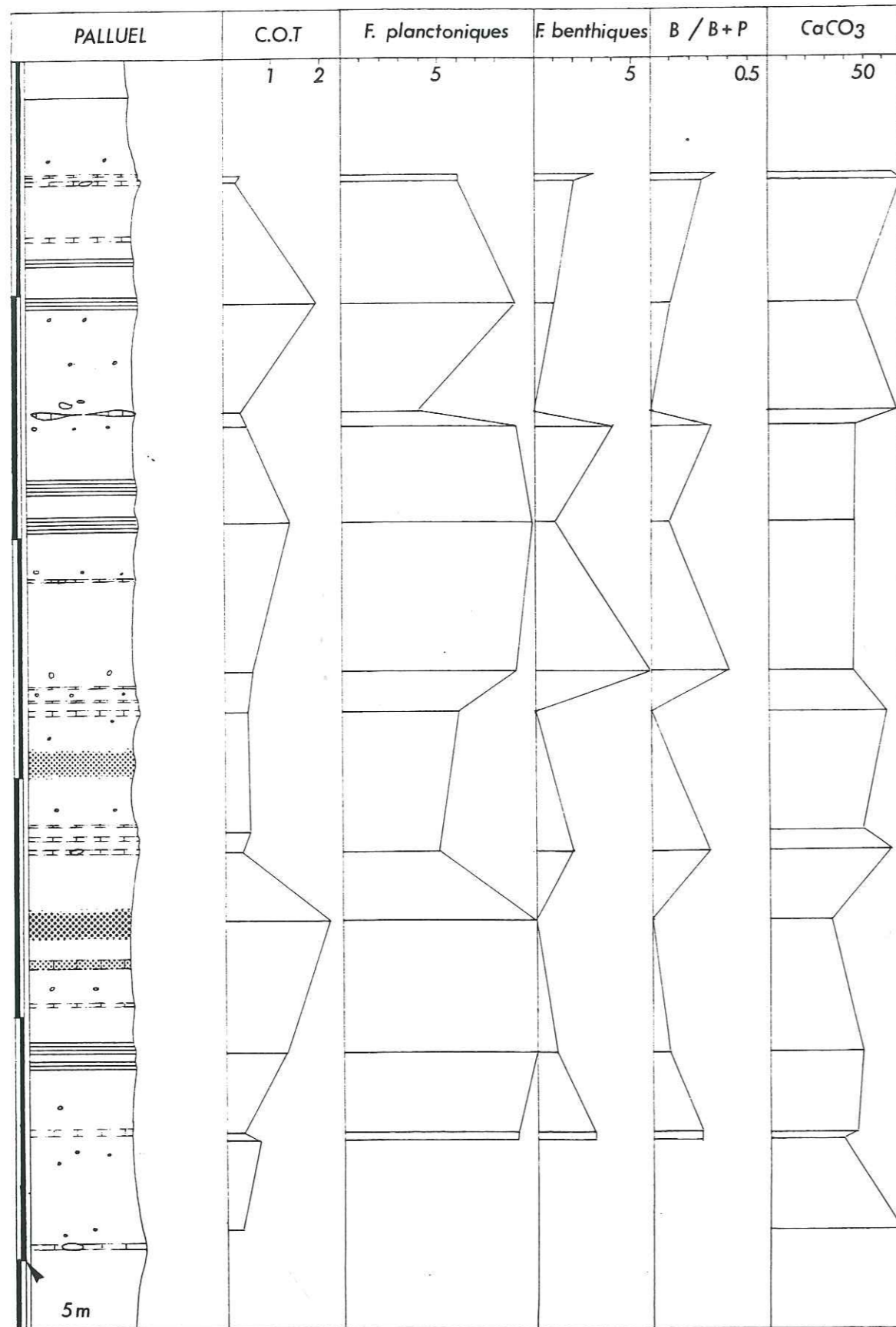


Fig. 187. Palluel (Moydans) ; Albien moyen élevé et base Albien supérieur (détail de la fig. 185) : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. Les teneurs en carbone organique total (COT) et les teneurs en calcaire (CaCO₃), en colonnes de gauche et droite, permettent de préciser les relations avec le faciès sédimentaire.

planctoniques ne fléchissent guère par rapport à celles de l'encaissant.

Dans ces CRMO, l'appauvrissement des populations de foraminifères planctoniques s'opère systématiquement aux dépens des grandes formes, comme on peut le remarquer au-dessus du niveau Paquier. Ainsi, par exemple, pour l'intervalle contenant le niveau Léonhardt (BREHERET *et al.*, 1986, fig. 12), seules subsistent de petites formes de *Hedbergella* et de *Loeblichella* dans les horizons riches en MO, alors que l'encaissant marneux plus ou moins bioturbé contient des assemblages à *Hedbergella*, *Globigerinelloides*, *Ticinella* de taille normale.

Le dépôt des couches riches en MO, laminées, dépourvues de microfaune benthique, s'explique bien par des conditions d'oxygénation déficiente des eaux de fond à l'Albien inférieur-moyen. Toutefois, dans leur ensemble, les observations ne permettent pas de considérer, *a priori*, des conditions identiques de genèse pour toutes ces couches. Elles conduisent à accueillir avec scepticisme d'éventuelles explications univoques.

L'impact d'une oxygénation déficiente des eaux sur le cycle vital des foraminifères planctoniques (leur reproduction est sexuée) a été abordé par CARON (*in* BREHERET, 1986). Chez ces protozoaires, le cycle vital s'opère selon des modalités variées. Les petites formes vivent en surface et leur cycle est de l'ordre de deux semaines ; les morphotypes de taille moyenne vivent jusqu'à 200 m de profondeur et se développent selon un cycle mensuel. Les morphotypes plus grands et plus complexes descendent à plusieurs centaines de mètres de profondeur et leur cycle est de l'ordre de l'année. Le déroulement normal du cycle peut être entravé par des eaux pauvres en oxygène en profondeur. Pour CARON, l'hypothèse la plus plausible pour la disparition des grands morphotypes est la suivante. Au cours du cycle, et du fait d'une oxygénation déficiente des eaux en profondeur, la calcification du test ne pourrait pas s'effectuer, les adultes ne seraient protégés que par une membrane organique, aux faibles potentialités de fossilisation.

La rupture micropaléontologique qui correspond à la disparition et la longue éclipse des *Ticinella* à l'Aptien supérieur-Albien inférieur, reconnue à l'échelle globale, paraît donc liée, dans le bassin vocontien, à l'instauration des faciès *black shales* qui constituent l'enregistrement local de l'événement AOE 1b (ARTHUR *et al.*, 1990 ; BRALOWER *et al.*, 1993). Il peut être comparé, dans une certaine mesure, à l'autre période d'accumulation majeure de matière organique, le CTBE (ou OAE 2 de SCHLANGER et JENKINS, 1976), qui a coïncidé avec la disparition d'autres formes profondes de foraminifères planctoniques, les *Rotalipora*. Cependant, la disparition de ce genre fut alors définitive, au contraire des *Ticinella* à l'Albien inférieur.

L'Albien supérieur et le niveau Breistroffer

À l'Albien moyen et à la base de l'Albien supérieur (fig. 185-187), les foraminifères planctoniques deviennent très abondants et, dans les horizons riches en matière organique, ils ne subissent pas de raréfaction comparable à celle des épisodes précédents ; les foraminifères benthiques sont rares ou absents dans ces horizons. Au Vraconien, les horizons laminés du niveau Breistroffer (fig. 188), situés pour la plupart dans la sous-zone à *P. buxtorfi*, ne montrent aucun appauvrissement, ou très limité, en carbonate (environ 50 %) alors que l'enrichissement en carbone organique est modéré (jusqu'à 2 %). Ils contiennent d'abondants foraminifères planctoniques de taille normale, mais de rarissimes foraminifères benthiques. Les formes carénées telles que les *Rotalipora* sont fréquentes. Les *Heterohelix* sont communs, mais leur abondance s'accroît nettement à partir de la base du Cénomani.

Les CRMO de l'Albien supérieur se sont sédimentées dans des conditions apparemment moins drastiques que celles de l'Albien inférieur. Avec une moindre richesse en matière organique, elles se traduisent par une raréfaction des foraminifères benthiques, mais rarement une disparition complète, ainsi que par un développement normal des foraminifères planctoniques. Les faciès correspondent plutôt à l'enregistrement d'événements de suboxie que d'anoxie.

Les faunes des foraminifères des Marnes bleues vocontiennes montrent donc des fluctuations à court terme en liaison directe avec les CRMO : appauvrissement, ou disparition totale des foraminifères benthiques et, dans beaucoup de cas, appauvrissement marqué en foraminifères planctoniques. Mais ces bouleversements ne sont pas définitifs et, après chaque épisode de courte durée, les faunes se réinstallent. Cependant, les assemblages de foraminifères témoignent également d'événements à plus long terme et, particulièrement, montrent une rupture drastique à l'Aptien supérieur élevé - Albien inférieur, avec la disparition des formes d'habitat profond.

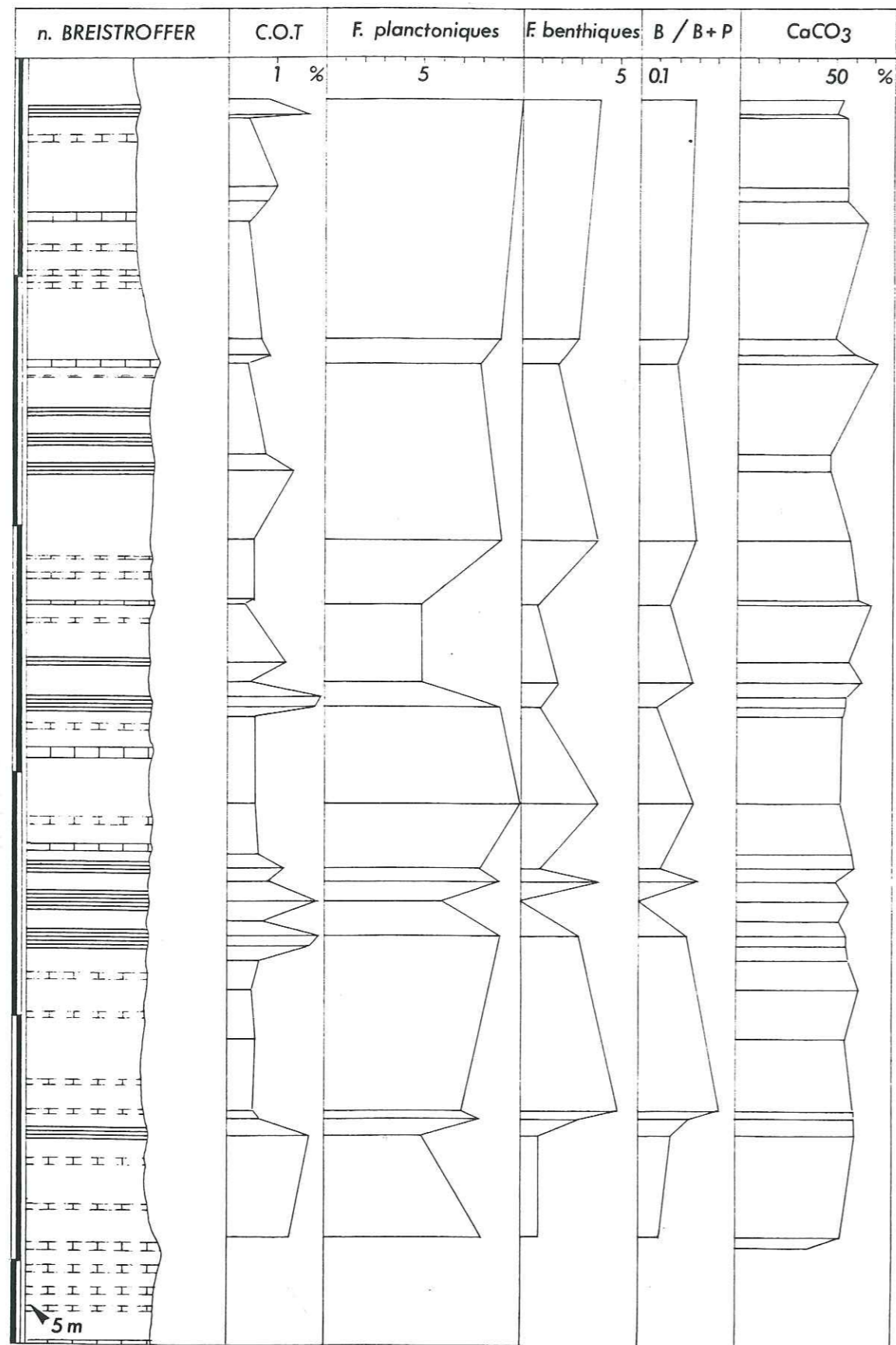


Fig. 188. Palluel (Moydans) ; niveau Breistroffer ; Albien supérieur élevé (Vraconien) (détail de la fig. 186) : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. Les teneurs en carbone organique total (COT) et les teneurs en calcaire (CaCO₃), en colonnes de gauche et droite, permettent de préciser les relations avec le faciès sédimentaire.

3.2.5. Remarques sur l'évolution des foraminifères dans le cadre général du Crétacé moyen

Le Crétacé moyen représente une période cruciale pour l'évolution des foraminifères planctoniques. Celle-ci a été étudiée en détail par LECKIE (1989) sur un ensemble de sites de nombreuses régions, et mise en rapport avec les événements océaniques. Il était intéressant de confronter nos données de caractère local avec celles esquissées dans la synthèse de cet auteur.

Au Jurassique et au Crétacé inférieur basal, les foraminifères planctoniques ne sont connus que par de petites formes globuleuses du type de simples globigérines. Très rares dans les sédiments océaniques, ils sont, ainsi que l'ont proposé MASTERS (1977) et CARON et HOMEWOOD (1982), restreints aux domaines peu profonds, épicontinentaux, probablement confinés à ce type de milieu par un mode de vie méroplanctonique (CARON, 1983). La conquête du biome pélagique est peut-être stimulée par le développement de conditions hypoxiques dans des océans stratifiés (TAPPAN & LOEBLICH, 1973).

Comme le souligne LECKIE (1989, p. 119 ; cf. aussi LECKIE in BRALOWER *et al.*, 1993), les foraminifères planctoniques subissent leur première radiation adaptative au Barrémien - Aptien. L'événement Aptien inférieur (noté OAE 1a) est survenu durant cette période de radiation. Une qualité délétère des eaux, en profondeur, n'a pu avoir d'effet drastique sur l'évolution des populations de foraminifères qui étaient alors seulement constituées de petites formes globuleuses de surface. Le genre *Schackoina* (ou *Leupoldina*) (à loges radiales allongées) apparaît après cet événement, et les formes considérées comme d'habitat profond, *Ticinella* (à ouvertures accessoires) et *Planomalina* (carénée) n'apparaissent qu'à l'Aptien supérieur. La diversité atteint un maximum à l'Aptien moyen - supérieur ; elle décline très nettement vers la fin de l'Aptien supérieur, au moment où débute l'événement noté OAE 1b. La quasi-totalité des morphotypes d'habitat profond disparaît à l'Albien inférieur ; les formes carénées sont, entre autres, éliminées, et la diversité est faible. Les microfaunes sont alors dans leur ensemble représentées par des morphotypes simples, essentiellement des *Hedbergella* et des *Globigerinelloides*, et pour LECKIE (1989) des formes primitives de *Ticinella*.

A titre d'explication, LECKIE émet l'hypothèse d'un affaiblissement du gradient de densité des eaux, consécutif à la formation d'eaux salées, denses. Pour BRALOWER *et al.* (1993) il pourrait s'agir de l'expansion d'une zone à minimum d'oxygène dissous entravant le cycle vital des espèces profondes. Une fertilité accrue à cette période aurait également pu faciliter la prolifération d'espèces opportunistes.

A l'Albien supérieur, selon le terme de LECKIE, survient une explosion dans la diversité des foraminifères planctoniques, et ceci en coïncidence avec l'événement Albien supérieur basal (noté OAE 1c). LECKIE (1989) et BRALOWER *et al.* (1993) évoquent à cet égard le développement de forts gradients de densité dans la zone photique, ou proches de cette zone. Du fait de l'élévation du niveau marin, de nouvelles masses d'eau provenant de latitude élevée (selon les auteurs) se seraient développées, alors que s'accroissait l'étendue des mers épicontinentales ; le tarissement de venues d'eaux salées des zones de basse latitude aurait permis le développement de tels gradients renforcés.

Dans la série vocontienne, une diversification faunique est mise en évidence dès 1966 par MOULLADE (p. 241, fig. 18), qui observe un "jaillissement continu d'espèces" vers la base de l'Albien supérieur (c'est-à-dire entre le "faisceau silteux" et le niveau "petite vérole"). Mais ces changements dans la microfaune ne coïncident pas avec un intervalle caractérisé par des CRMO, mis à part des alternances rédox peu contrastées (Bruis, la Folie et Palluel). Rappelons, à cet égard, que dans la plus grande partie du bassin, règne à cette époque la pénurie sédimentaire (cf. II.1.3.2), se traduisant par lacunes et condensations.

BRALOWER *et al.* (1993) remarquent que les modalités d'évolution des foraminifères planctoniques ont été différentes lors des trois événements distingués OAE 1a, 1b et 1c. J'avais également noté des différences (BREHERET et DELAMETTE, 1989) entre les deux premiers événements ainsi qu'avec le niveau Breistroffer rapporté à l'événement OAE 1d (l'OAE 1c n'étant pas vraiment caractérisé, cf. § précédent). Les observations qui précèdent me conduisent à comparer le niveau Goguel et l'Albien inférieur incluant le niveau Paquier : les foraminifères planctoniques subissent une crise, avec l'absence ou la disparition de marqueurs de grande taille, et dans certains horizons, une raréfaction voire la disparition du plancton de petite taille. L'événement

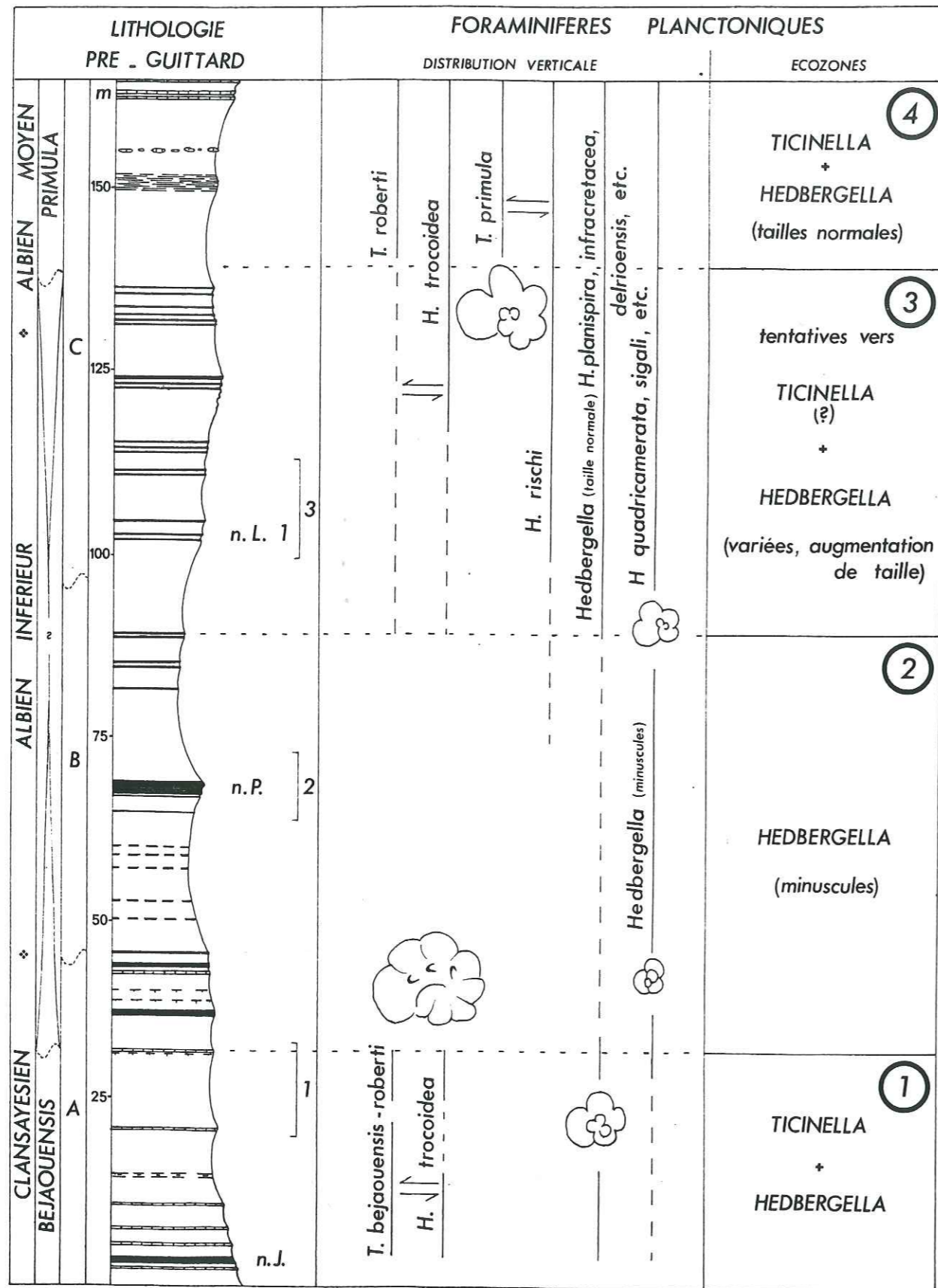


Fig. 189. Pré-Guitard (Arnayon) ; Aptien supérieur élevé - Albien inférieur et moyen. Les assemblages de foraminifères planctoniques (d'après CARON in BREHERET *et al.*, 1986).

Albien supérieur basal équivalant à l'OAE 1c et le niveau Breistroffer (l'OAE 1d) sont, au contraire, caractérisés par la présence de formes de grande taille et même le foisonnement d'espèces nouvelles. Il est difficile d'imaginer des conditions océanographiques complètement similaires pour ces événements.

Par ailleurs, nous pouvons remarquer que, s'agissant de l'événement Albien inférieur, la crise planctonique qui affecte les grandes formes, que l'on suppose d'habitat profond, se situe entre le banc DC 4 et le niveau Kilian (fig. 189) ; elle semblerait ainsi précéder immédiatement l'avènement des *black shales*. Cette configuration peut suggérer que l'interprétation formulée antérieurement (BREHERET *et al.*, 1986 ; et rappelée plus haut) concernant l'incidence d'eaux pauvres en oxygène sur ces organismes, n'est peut-être pas adéquate. L'origine de la disparition des grandes formes pourrait ne pas être l'influence d'une oxygénation déficiente en profondeur. De plus, les variations lithologiques évidentes (rubanement des marnes), résultant de fluctuations dans les paramètres océanographiques, montrent qu'après cette rupture microfaunique, des conditions normales d'oxygénation des eaux ont probablement régné périodiquement, alternant avec des phases d'oxygénation déficientes en profondeur. Il semble donc exister un découplage entre ce fait d'évolution et les pulsations de l'oxygénation telles que déduites des faciès. Cette constatation engage à en rechercher la cause dans d'autres caractéristiques des eaux marines. Ce peuvent être le développement d'une zone à minimum d'oxygène particulièrement marquée (mais il est difficile d'imaginer qu'elle ne touche pas le fond dans le contexte vocontien), une température et ou une salinité différente des eaux, notamment des eaux de surface, l'abondance d'éléments nutritifs. Dans ce dernier cas, on sait qu'une richesse en éléments nutritifs conduit à l'eutrophie qui se manifeste par le développement rapide de petites formes au cycle vital court. Dans l'optique écologique, ceux-ci sont considérés comme des opportunistes (ou stratèges r). Ils s'opposent aux organismes présentant un long cycle vital, adaptés à des conditions d'équilibre (stratèges K)⁹⁵. Une rupture (ou des ruptures) dans l'équilibre du milieu (en coïncidence possible avec le début de la transgression albienne) aurait pu entraîner l'élimination des communautés climaxiques (cf. notamment HOMEWOOD, 1995 ; et comm. orale). On peut constater que lorsque les *Ticinella* reviennent peupler les eaux, à l'Albien inférieur élevé, ils disparaissent temporairement du biotope planctonique lorsque se dépose le niveau Léonhardt, mais réapparaissent rapidement. Ceci montre qu'ils sont vulnérables à l'anoxie, ou bien encore à un facteur qui induit l'anoxie, ou l'accompagne (?).

Reconnaissons en fait, avec BRALOWER *et al.* (1993, p. 31), que l'événement micropaléontologique en coïncidence avec l'OAE 1b (et qui n'est pas restreint au bassin vocontien) paraît, à l'heure actuelle, difficile à attribuer à un paramètre particulier.

3.2.6. Conclusion

En résumé, les CRMO qui jalonnent la formation des Marnes bleues, coïncident systématiquement avec une raréfaction très sensible des microfaunes benthiques, et dans bien des cas leur totale élimination. Associé à la préservation de la lamination originelle et à la richesse en matière organique, ce facteur paraît accréditer l'hypothèse d'une grande pauvreté en oxygène dissous des eaux de fond qui sont suboxiques, voire anoxiques. Par ailleurs, nombre de ces CRMO coïncident également avec une diminution drastique des populations planctoniques. Ceci traduit probablement des caractéristiques particulières des eaux de surface dans lesquelles vivent ces formes (impliquant température, salinité, nutriments ?). Mais d'autres CRMO ne présentent aucune diminution des populations de foraminifères et certaines en sont particulièrement riches. On ne peut donc se résoudre à un seul modèle pour expliquer toutes les couches à matière organique. Par ailleurs, l'évolution à long terme des foraminifères planctoniques est émaillée de ruptures. La plus manifeste correspond à la disparition des grandes formes d'habitat profond (*Ticinella*) à l'orée de l'Albien inférieur. La longue éclipse de ces formes, sur plusieurs millions d'années, pourrait n'avoir qu'un rapport indirect avec les phénomènes d'anoxie. D'autres investigations sont nécessaires pour en découvrir les causes.

Enfin, la mise en évidence de ces couches à MO qui se traduisent assez systématiquement par des bouleversements complets et à court terme dans les associations de foraminifères, montre que les estimations de paléoprosfondeur proposées par les prédécesseurs doivent être pour le moins relativisées.

⁹⁵ Selon les concepts développés par McARTHUR et WILSON (1967) à partir des modèles de LOTKAS (1935) et LEVINS (1968).

3.3. Les lamellibranches

3.3. LES LAMELLIBRANCHES

3.3.1. Introduction

La littérature ne fournit que des données éparses sur les mollusques benthiques des Marnes bleues du domaine bassin et se résout pour l'essentiel aux moules pyriteux. Après les observations de la fin du siècle dernier et du début de ce siècle, quelques travaux seulement ont concerné les lamellibranches. Ainsi GILLET a consacré une monographie à cette classe pour le Néocomien en général (1924, 1925), mais l'auteur a surtout travaillé sur les collections de bivalves amassées par ses prédécesseurs et, pour ce qui concerne le bassin vocontien, spécifiquement sur les représentants pyriteux de ces mollusques dans les Marnes bleues. L'espoir de localisations précises doit être abandonné pour ce qui les concerne. SORNAY (1950) dans son étude stratigraphique de la vallée du Rhône⁹⁶ a considéré le Crétacé supérieur et, à ce titre, les évocations concernant les terrains sous-jacents albo-vraconiens sont très sporadiques et ne concernent que la bordure ouest du bassin. Quant à FROMAGET (1954), ses fouilles détaillées lui ont permis de mettre en évidence la faune d'aucellines du Clansayésien élevé (le "Vergonsien") dans le Sud-Est du bassin (*Aucellina* cf. *caucasica* et *A.* cf. *aptiensis*), la faune d'inocérames et de "*Pecten*" dans l'Albien inférieur élevé et de "*Inoceramus concentricus*" dans l'Albien moyen. On doit encore à COTILLON (1971) quelques observations sur la présence des inocérames dans l'Albien moyen. Les préoccupations des prédécesseurs étant essentiellement stratigraphiques, les travaux évoquant le rapport entre macrofaune benthique et milieu de vie sont nécessairement en faible nombre : GILLET (1919, 1924, 1925), GOGUEL (1954) ; et liées plutôt aux inventaires des formes pyriteuses. Les recherches menées par MACSOTAY (1980) sur le Crétacé inférieur dans le domaine paléocaraipe et ses observations sur plusieurs intervalles stratigraphiques du Néocomien du Sud-Est de la France (guidé par les chercheurs des universités de Lyon, Grenoble et Genève) permettent, au moins de manière indirecte, de se faire une idée des conditions océanographiques du bassin vocontien au Crétacé moyen.

Du point de vue taphonomie, de même que pour les ammonites, les lamellibranches sont fossilisés comme moules pyriteux, moules calcaréo-marneux et calcaréo-phosphatés, et peuvent se trouver en tant que fossiles corporels dans les marnes et calcaires, ou bien écrasés au sein des argilites, particulièrement dans les laminites. Ce dernier mode de gisement n'a guère été signalé, et de manière très accessoire, dans la littérature. De même que pour les ammonites, les prédécesseurs ont étudié les faunes de manière presque exclusive sur les moules pyriteux (manifestement plus aisés à récolter que les empreintes dans la roche).

Le présent paragraphe ne livre pas un inventaire exhaustif des bivalves des Marnes bleues. Seules, en effet, quelques formes-guides, du fait de leur abondance et/ou de leur position stratigraphique ou sédimentaire, ont été considérées. Une étude systématique des populations de certains intervalles (en particulier le Vraconien) demeure à effectuer. Les déterminations de nombreux spécimens sont dues à S. FREINEX et A. DHONDT.

Hormis l'aspect stratigraphique qui découle de l'évolution des formes, l'intérêt de l'étude des bivalves concerne plusieurs grands facteurs ou groupes de facteurs : bathymétrique, édaphiques, hydrologiques et hydrodynamiques, enfin paléogéographiques et paléoclimatiques. Sauf cas favorables, les données sur ces facteurs demeurent cependant nimbées d'un voile d'incertitudes, particulièrement en ce qui concerne la profondeur. Pour ce dernier paramètre, les informations basées sur les bivalves et fournies par la littérature pour le Crétacé moyen du bassin vocontien sont sporadiques et, à part les essais de GILLET (1924, 1925) et le travail de MACSOTAY (1980)⁹⁷, les indications bathymétriques concernant le bassin reposent sur des arguments amenés par d'autres groupes, comme les Foraminifères (GUERIN et MOULLADE, 1979 ; GUERIN, 1981) ou par des analyses sédimentologiques (COTILLON, 1971 ; FERRY, 1976). Soulignons que la paléoprosfondeur est particulièrement délicate à évaluer par l'utilisation seule des organismes fussent-ils benthiques, ou encore comparés aux nectoniques et planctoniques, essentiellement du fait des variations importantes dans l'oxygénation des fonds marins, des apports de nutriments et plus généralement de l'intensité et de la configuration des courants marins.

⁹⁶ Il a, par exemple, décelé "*Aucella coquandi* d'Orb." dans le Vraconien de Rochefort-en-Valdaine.

⁹⁷ La méthode de MACSOTAY est basée sur la considération d'un ensemble d'observations sur les faunes rencontrées et particulièrement sur les populations des mollusques benthiques, ainsi que sur le lithofaciès et l'ichnofaciès ; dans la mesure des possibilités l'auteur a recherché des analogies dans l'actuel.

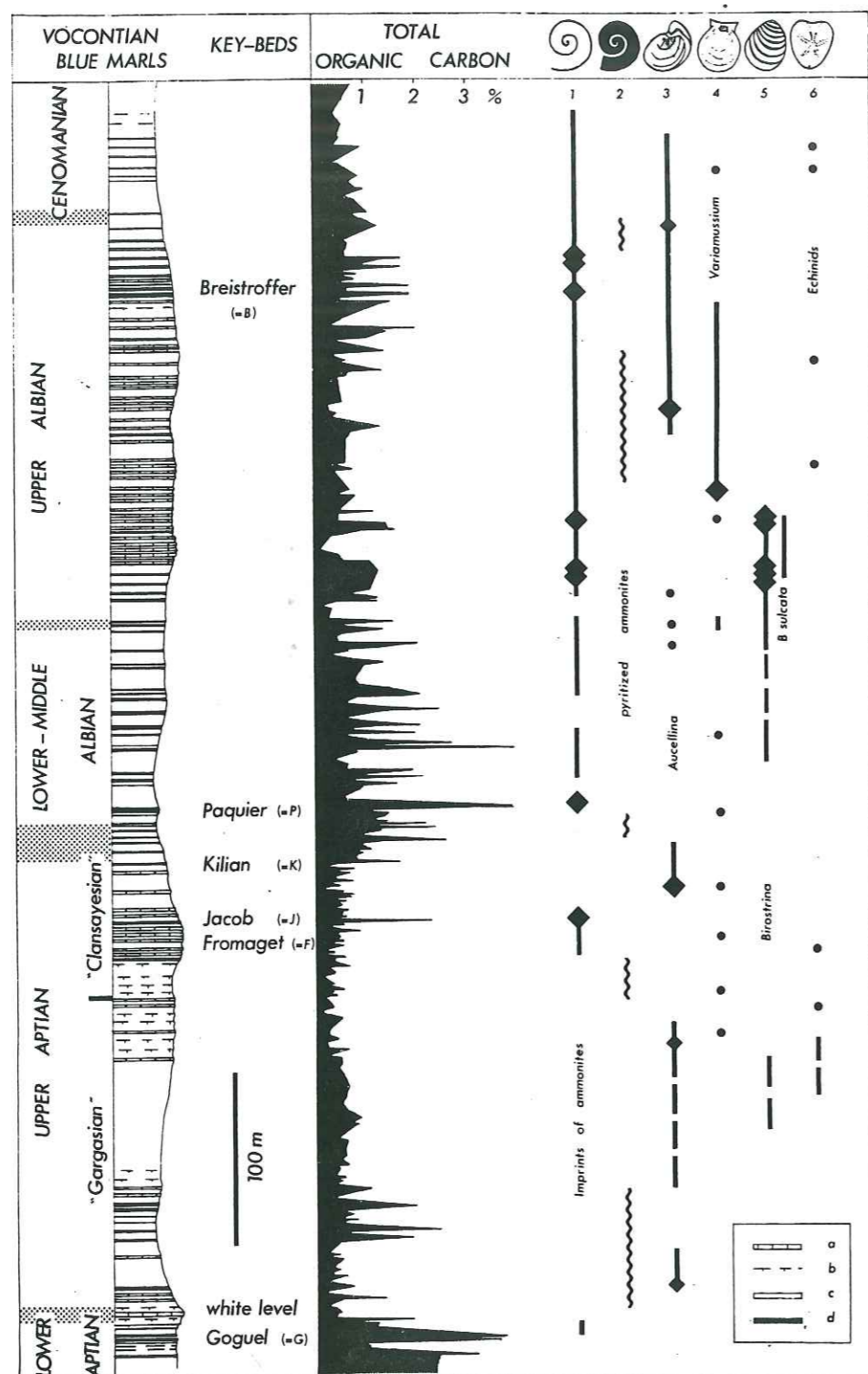


Fig. 190. Distribution des faunes dans la coupe synthétique des Marnes bleues. 1. Ammonites en empreintes ; 2. ammonites pyriteuses ; 3. aucellines ; 4. pectinacées ; 5. inocérames ; 6. échinides. a. calcaires ; b. calcaires délités ; c. marnes ; d. argilites et marnes laminées.

Dans la partie pélagique du bassin quelques groupes dominant largement la malacofaune, ce sont les aucellines, les inocérames (*s. lato*) et de petites pectinacées (fig. 190). Ces organismes, somme toute assez voisins, appartiennent à l'ordre des Dysodontes et sont caractérisés par un mode de vie épibenthique. A ces bivalves qui se trouvent parfois en grande abondance s'ajoutent des formes plus sporadiques telles qu'Ostréidés et Pinnidés (elles-mêmes épibenthiques, ainsi que Nuculidés, Lédidés, Astartidés, Carditidés (représentants de la faune pyriteuse citée par GILLET). Les plicatules ne sont connues que dans les gisements de bordure.

Excepté quelques exemplaires qui sont des moules pyriteux, ou calcaréo-phosphatés, les bivalves sont fossilisés en tant qu'empreintes ou moules marneux sur lesquels subsistent fréquemment des fragments de coquille. Cependant leur état de préservation est médiocre la plupart du temps, étant donné l'importance de la compaction. Un grand nombre d'horizons m'ont livré des bivalves sous cette forme au sein même du bassin pélagique vocontien. La plupart de ces gisements ayant échappé aux investigations des prédécesseurs, la malacofaune connue jusqu'à présent dans les Marnes bleues se réduisait pratiquement aux pyriteux, cela même si leur quantité est, semble-t-il, de loin inférieure à celle des moules et empreintes avec coquille. De plus, les lamellibranches étaient réputés par la petitesse de leur taille : les formes naines de GILLET (1919, p. 288). Ces faunules sont probablement liées d'une part au faciès (expression des conditions de milieu) et d'autre part à d'éventuels problèmes de taphonomie.

3.3.2. Les aucellines

Leur fréquence est remarquable en certains intervalles.

Au sommet de l'Aptien inférieur, entre le doublet du Niveau blanc et le Niveau noir (NN 1) et jusqu'au niveau Fallot, les aucellines se trouvent dans les marnes claires bioturbées en tant que moules marneux avec leur coquille plus ou moins préservée, mais aussi dans les marnes sombres homogènes sous forme de moules pyriteux. Les coquilles sont relativement petites (entre 0,5 et 1,5 cm), assez arrondies [crochet plus ou moins symétrique]. Elles se rapportent à *A. aptiensis*.

Au sommet de l'Aptien moyen et à la base de l'Aptien supérieur, elles apparaissent à la base de la zone à *Melchioris* dans l'intervalle à turbidites des G 1, elles sont relativement abondantes à l'extrême sommet de l'Aptien moyen et au passage au Clansayésien, elles se raréfient au sommet du faisceau Nolan. Au sommet de l'Aptien moyen et au Clansayésien basal, deux formes coexistent, une petite arrondie, probablement *A. aptiensis*, et une forme plus grande au contour plus allongé *A. caucasica*.

Au sommet de l'Aptien supérieur (Clansayésien élevé), particulièrement entre DC 2 et le niveau Kilian, seule se rencontre une forme ovale au crochet nettement déjeté. Il s'agirait de *A. caucasica* ou de l'espèce voisine *A. gryphaeoides*. Les fossiles sont relativement abondants dans les horizons calcaires clairs et bioturbés, comme le DC 3 (cf. fig. 6). Certaines couches d'argilites sombres en contiennent de délicates empreintes (sommet du niveau Jacob et sommet du Kilian). Les aucellines disparaissent complètement avec le début des *black shales* de l'unité 10, c'est à dire un peu sous HN 1.

Les bivalves mal préservés qui se rencontrent dans des horizons de l'Albien moyen (à Palluel entre les grès G 6 et G 8), de même que certaines mauvaises empreintes trouvées dans des couches sombres et fissiles de l'Albien moyen à Bert (Arnayon) (unité 11) pourraient se rapporter à des aucellines.

À l'Albien supérieur-Vraconien : les aucellines font leur réapparition au cours de l'Albien supérieur, dans la sous-zone à *Auritus*, où elles sont d'ailleurs abondantes ; leur fréquence reste assez grande dans le Vraconien, elles se raréfient au Cénomanién. Les formes, relativement petites et arrondies, paraissent se rattacher au groupe de *A. gryphaeoides* var. *cycloides*. Les bivalves, en empreintes et dont la coquille est souvent préservée, se trouvent dans les marnes bioturbées assez calcaires, mais aussi dans quelques horizons plus ou moins fissiles.

Deux éclipses sont assez remarquables dans cette répartition : celle du sommet de la zone à *Subnodosocostatum*, correspondant à l'intervalle du niveau Fallot, et celle de l'Albien inférieur-moyen, c'est-à-dire l'intervalle des *black shales*, et l'Albien supérieur basal. On doit y ajouter la partie moyenne du Clansayésien, avec le faisceau Fromaget.

Cette répartition peut être comparée à celles fournies dans la littérature, notamment pour l'Allemagne (KEMPER, 1982) et l'Angleterre (MORTER et WOOD, 1983). En Allemagne,

KEMPER signale l'apparition du genre à l'Aptien moyen basal, avec *A. aptiensis* ; cette forme, selon l'auteur, a essaimé depuis la zone nord-européenne vers le Caucase. Il ne fait pas état d'éclipse dans la partie moyenne de l'Aptien, mais évoque l'interruption des communications par la France au cours de la "régression clansayésienne" (voir aussi fig. 23, p. 91 in KEMPER, 1987), *A. nassibianzi*, forme plus grande que *A. aptiensis*, existerait en petit nombre au sommet du Gargasien germanique. Les schistes noirs de la base du Clansayésien de l'Allemagne du Nord-Ouest ne comportent que de sporadiques aucellines ; c'est dans la partie supérieure du Clansayésien qu'elles reviennent massivement avec *A. caucasica*, espèce qui se développe jusque dans l'Albien basal dans la sous-zone à *Schrammeni* ainsi que *Acuticostata* (ces sous-zones ne sont pas caractérisées dans le bassin vocontien). De petites formes rapportées à *A. pompeckji* coexistent avec *A. caucasica*. Les aucellines disparaissent complètement dans la sous-zone à *Regularis* (cette dernière sous-zone de la zone à *Tardefurcata* est la seule caractérisée dans le bassin vocontien, notamment par la faune du niveau Paquier) ; elles sont remplacées par les inocérames. De même que dans le bassin vocontien, les aucellines sont absentes à l'Albien moyen. KEMPER signale une nouvelle arrivée massive des aucellines à l'Albien supérieur élevé ; celles-ci, rapportées à *A. gryphaeoides*, sont de petite taille, et sont distribuées du domaine de l'Atlantique Nord (Groenland, Spitzberg) au Kazakstan. Aux imprécisions près des corrélations, et compte tenu des hiatus possibles (notamment pour le Gargasien allemand : nombreux horizons à concrétions...?), il semble bien que la répartition des aucellines offre un parallélisme remarquable entre Allemagne et bassin vocontien.

Dans l'Albien supérieur de l'Est de l'Angleterre, MORTER et WOOD (1983) montrent que les aucellines (*Aucellina* spp.) apparaissent de manière ponctuelle à la base de la sous-zone à *Auritus* (sommet de la zone à *Inflatum*), au-dessus du conglomérat phosphaté Barnwell, puis elles reviennent vers le sommet de cette sous-zone à *Auritus* et se développent jusque dans la zone à *Carsitanense* du Cénomaniens basal. Leur abondance est grande à la base du Vraconien (sous-zone à *Rostratum*). Le sommet de la sous-zone à *Auritus* et la base de la sous-zone à *Rostratum* font peut-être défaut ; par ailleurs, la base du Vraconien supérieur (sous-zone à *Perinflatum*) manque probablement. Compte tenu de ces accidents stratigraphiques l'avènement des petites aucellines apparaît synchrone dans les deux bassins, aux précisions stratigraphiques près : sommet de la sous-zone à *Auritus*. Le pic d'abondance dans le bassin vocontien semble plutôt caractéristique de cette sous-zone que du Vraconien, toutefois un deuxième pic se distingue au Vraconien supérieur.

Pour KEMPER (1982) les aucellines sont des organismes suspensivores sessiles de l'épibenthos (comme le montre cet auteur (p. 586) la possession d'un byssus était cependant l'apanage des juvéniles d'aucellines), qui se développent dans les milieux calmes sous influence pélagique ; elles sont exclues des milieux marginaux. Selon MACSOTAY (1980, p. 86 et tableau I) elles se répartissent entre 650 à 1700 m de profondeur. KEMPER (1982) pense que les aucellines (en général), dont l'aire d'origine se trouverait dans les hautes latitudes, sont des marqueurs d'eaux froides. Ainsi, la forme clansayésienne qu'il rapporte à *A. caucasica*, trouvée dans des argilites noirâtres, lui paraît caractéristique d'eaux froides (p. 584). Pourtant il suppose que *A. aptiensis*, caractéristique des marnes claires gargasiennes d'Allemagne, était adaptée à des eaux assez chaudes : "*Dieser Art wurde im Gargas zu einer Anpassungsform an wärmeres Wasser*"⁹⁸.

Dans le bassin vocontien, les aucellines gargasiennes et clansayésiennes sont plutôt fréquentes dans les horizons clairs et bioturbés. Par ailleurs, en ce qui concerne le Clansayésien, au moins son sommet (du toit du faisceau Fromaget au niveau Kilian), aucun indice ne permet de supposer un refroidissement, au contraire, la présence épisodique de rameaux de *Frenelopsis* (cf. BARALE et BREHERET, 1995) constitue un argument en faveur d'un climat chaud et sec.

On peut constater que les aucellines disparaissent du bassin au sommet de l'Aptien alors que s'instaure la sédimentation de type *black shale* (cette disparition coïncide à peu près avec la disparition des foraminifères planctoniques de grande taille (cf. § II.3.2.5) ; les foraminifères benthiques sont absents seulement dans les couches laminées). Les aucellines ne reviennent de façon massive qu'au sommet de la zone à *Inflatum* (sous-zone à *Auritus*) et au Vraconien. On les trouve alors autant dans les faciès clairs et bioturbés que dans des couches plus ou moins laminées (où elles sont alors mieux préservées) ; cependant les couches les plus riches en MO en sont dépourvues. Quant aux aucellines gargasiennes, rappelons qu'elles disparaissent lorsque débutent

⁹⁸ d'où son interprétation de ces faciès comme la conséquence d'upwelling. A moins que ce ne soit l'inverse : le postulat d'un upwelling conduirait à interpréter *A. caucasica* comme une forme froide (?)

les CRMO du niveau Fallois.

Étant donné ces constatations, on peut supposer que si les aucellines trouvaient des conditions favorables avec un substratum argileux, en milieu calme, relativement profond, elles ne devaient toutefois guère supporter des conditions d'oxygénation par trop déficientes.

Notons que MONGIN (1980) a remarqué l'absence des aucellines dans le bassin de Paris⁹⁹. Si l'on s'en tient au travail de MONGIN, cette absence peut éventuellement être imputable à : 1) une profondeur trop faible du bassin ; 2) à la rupture de communications avec les autres bassins. À cet égard, on peut observer que dans l'intervalle sommet de l'Albien inférieur et Albien moyen les aucellines ne sont pas davantage représentées dans le bassin vocontien que dans le bassin de Paris, alors que les communications sont établies entre les deux bassins.

3.3.3. Les Inocérames

Les inocérames sont rares à l'Aptien moyen (ex. *I. neocomiensis*), et leur distribution est pratiquement confinée à son sommet (zone à *Melchioris*) représenté à Gaubert (cf. fig. 20). Ils demeurent exceptionnels à l'Albien inférieur basal. On en trouve quelques exemplaires dans le niveau Paquier : *I. cf. anglicus* Woods, *I. ? salomoni* (d'Orbigny). Le développement de ces bivalves intervient dans la partie supérieure de l'Albien inférieur, dans la zone à *Mammillatum*. Leurs prismes dissociés sont fréquents dans les sédiments de nombreux horizons (cf. fig. 190). Certaines couches de l'Albien moyen (à *I. anglicus*) et de la base de l'Albien supérieur contenant des faunes très abondantes constituent des lumachelles. Les inocérames deviennent particulièrement rares au sommet de la zone à *Inflatum* (s.z. à *Varicosum*).

Le seul intervalle où les inocérames sont abondants se situe donc à l'Albien moyen et à la base de l'Albien supérieur. La faune est représentée par *Birostrina concentrica* à l'Albien moyen ; il s'y adjoint *B. subsulcata* à la base de l'Albien supérieur (correspondant au grès G 8 à Palluel) à laquelle se substitue *B. sulcata* après un court intervalle. *B. sulcata* et *B. concentrica* s'éteignent presque simultanément dans la zone à *Varicosum* (au-dessus de l'horizon "petite vérole" à Palluel). La présence des *Birostrina* est particulièrement remarquable dans les horizons noirs, plus ou moins laminés et fissiles, et enrichis en M.O. Leur coquille est préservée et parfois la fine couche nacréée interne produit une irisation. Par ailleurs, certaines couches renferment des populations de petits individus de taille centimétrique, ce qui semble surtout le cas de *B. concentrica*, notamment au sommet de l'Albien moyen. Remarquons que la présence de *B. sulcata* (et *B. subsulcata*) dans la partie orientale du bassin est rarissime. Un exemplaire a été trouvé dans le niveau condensé glauconieux de l'Albien supérieur basal près de Vergons.

Avant d'interpréter cette distribution et de discuter quelques hypothèses avancées dans la littérature, examinons la répartition des représentants d'un autre groupe de bivalves qui sont souvent associés aux inocérames.

3.3.4. Pectinacées (*Variamussium*, *Entolium* et *Syncyclonema*)

Le test des spécimens de pectinacées est très fin et a généralement subi un écrasement considérable consécutif à la compaction. Leur taille ne dépasse guère le centimètre.

Ces formes sont particulièrement rares de l'Aptien moyen à l'Albien moyen. Elles sont toutefois présentes dans le Clansayésien avec le genre *Variamussium*. On les rencontre de manière sporadique essentiellement à la base de l'Albien supérieur (s.z. à *Cristatum* et s.z. *Orbignyi*) et au sommet de l'Albien supérieur (s.z. à *Auritus* et base de la zone à *Dispar* : Vraconien) : *Entolium* (3828). Un pic d'abondance des pectinacées (g. *Syncyclonema*) se marque dans la sz à *Auritus*, juste avant l'apparition en masse des petites aucellines. Ceci paraît corrélable avec les observations de MORTER et WOOD (1983) en Angleterre.

La répartition des pectinacées est souvent caractérisée par des proliférations très éphémères dans les feuillettes de certaines couches laminées enrichies en MO. Hormis les problèmes de préservation, cette répartition suggère que ce sont des formes opportunistes qui conquièrent les fonds lorsque les conditions sont favorables. Cette disposition et le rapport avec les inocérames rappellent les observations de SAGEMAN (1989) sur le Cénomaniens de la *Greenhorn Formation* (représentée dans le *Western Interior*, aux États Unis).

⁹⁹ GILLET, 1919, cite toutefois "*A. gryphoides*".

3.3.5. Interprétation de la répartition des inocérames et des pectinacées.

Du point de vue bathymétrique, les inocérames sont signalés dans une variété de milieux répartis depuis des mers épicontinentales comme le bassin anglo-parisien (MONGIN, 1980 ; MORTER et WOOD, 1983) ou le *Western Interior* (SAGEMAN, 1989) jusqu'à des bassins profonds supposés de l'ordre de 4500 m (THIEDE et DUNKELMANN, 1977 ; SALTZMANN et BARRON, 1982 ; BARRON *et al.*, 1984). Pour MACSOTAY (1980, p. 89), les *Inoceramus* seraient répartis entre 150 et 1000 m, et les *Birostrina* vers le sommet de cet intervalle, c'est-à-dire en domaine de plate-forme¹⁰⁰. Les *Birostrina* paraissent donc plutôt inféodées à des milieux relativement peu profonds. On remarquera la présence de ce genre dans le bassin parisien, alors que les aucellines, comme on l'a vu en étaient, semble-t-il, exclues. Pour les pectinacées du genre *Entolium*, MACSOTAY (1980, p. 87) propose une répartition entre 250 et 1200 m, et pour *Synsyclonema* : 150 - 800 m.

Contrairement aux aucellines, les inocérames paraissent avoir pu aisément subsister pendant les périodes d'oxygénation réduite puisqu'ils se développent au cours même du dépôt des *black shales*, à l'Albien inférieur-moyen, et qu'on les trouve, parfois même en grande abondance, dans certaines couches laminées riches en MO A ces organismes s'ajoutent de manière épisodique de petites pectinacées, mais les foraminifères benthiques en sont absents. La présence de ces bivalves leur conférant un intérêt certain dans l'étude des conditions de genèse des CRMO, justifie qu'on s'y arrête un instant.

La caractérisation des milieux actuels à oxygénation déficiente établie sur la base des répartitions d'invertébrés (notamment des mollusques) a fait l'objet de nombreuses publications depuis une vingtaine d'années, depuis les travaux de RHOADS et MORSE (1971). Les recherches ont montré que les mollusques pourvus de coquilles pouvaient subsister et se développer dans des eaux admettant de très faibles teneurs en oxygène dissous ("*dysaerobic zone*" de RHOADS & MORSE). De plus, la découverte de la symbiose d'un certain nombre d'organismes avec les bactéries sulfo-oxydantes, auprès des événements hydrothermaux (ex. le pogonophore *Riftia*) (CAVANAUGH *et al.*, 1981), ou dans des milieux anoxiques comme le bassin de Santa Barbara (Californie) avec le bivalve *Lucinoma annulata* (FEDBECK *et al.*, 1981), a permis de concevoir l'existence d'une stratégie d'adaptation à ce type de milieu.

Par ailleurs, des études détaillées portant sur les milieux anciens ont montré que beaucoup de couches riches en MO, parfaitement laminées, contiennent, parfois même en abondance, des faunes benthiques non remaniées (par exemple : BYERS, 1977 ; KAUFFMAN, 1981 ; WIGNALL MEYERS, 1988 ; SAGEMAN, 1989). Enfin, comme l'ont signalé THIEDE et DUNKELMANN (1977), certaines formes telles que les inocérames se trouveraient précisément, et pour la plupart, dans des faciès laminés déposés dans des conditions réductrices.

Ainsi quelques formes paraissent ubiquistes dans certains intervalles de *black shales* et seraient adaptés à la suboxie. D'autres formes apparaissent opportunistes (LEVINTON, 1970) et, peuplant sporadiquement les fonds, subissent le cas échéant des mortalités massives (SAGEMAN, 1989, p.88). Le modèle de bassin à stratification stable des eaux pendant une longue période ne pourrait, de manière adéquate selon SAGEMAN, rendre compte de la présence de tels assemblages fauniques dans certains *black shales*. Plutôt que des conditions anoxiques pérennes, des changements fréquents entre conditions hypoxiques et anoxiques (par résorption de la stratification et son rétablissement) expliqueraient de façon plus appropriée une telle disposition. L'exemple du Dévonien de l'état de New York suggère à THOMPSON et NEWTON (1987) une autre hypothèse : les variations des communautés benthiques (brachiopodes) refléteraient les fluctuations de la pycnocline affrontant le fond marin en bordure de bassin. Par ailleurs, selon THIEDE et DUNKELMANN (1977) les inocérames pouvaient vivre à la surface du sédiment à la limite rédox, l'interface eau-sédiment coïncidant avec le passage des conditions aérobies aux conditions anaérobies. Semblable explication est proposée par KAUFFMANN (1978) pour expliquer la présence de "*Inoceramus*" (*Pseudomytiloides*) *dubius* dans les *Posidonienschiefer* du Toarcien allemand. Cet auteur (1981) a suggéré que la frontière entre milieu anoxique et milieu hypoxique a fluctué dans d'étroites limites juste au-dessus et au-dessous de l'interface eau-sédiment, contrainte par l'activité de voiles microbiens (algaires, fongiques ou bactériens).

¹⁰⁰ L'explication fournie par cet auteur, à savoir "habituellement dans les grès glauconieux" n'apparaît cependant pas complètement convaincante.

SAVRDA et BOTTJER (1987) ont montré, dans une coupe du Miocène supérieur de la *Monterey Formation*, que les coquilles du bivalve *Anadara montereyana* se trouvent en grand nombre à la limite entre faciès laminé et faciès bioturbé à *Chondrites* et *Planolites*. En revanche, les spécimens de cette espèce sont rares et de petite taille dans le faciès bioturbé. Le développement de *A. montereyana* dans les conditions limites entre dysaérobiose et anaérobiose et leur rareté dans des conditions de meilleure oxygénation suggèrent que des facteurs chimiques et biologiques en sont responsables. Il s'agit, selon les auteurs, d'une interface entre les eaux de fond légèrement oxygénées et les sulfures du milieu réducteur formant le substrat, interface particulièrement favorable au développement des bactéries sulfo-oxydantes. SAVRDA & BOTTJER établissent alors le parallèle avec les mollusques des venues hydrothermales qui admettent de grandes quantités de bactéries sulfo-oxydantes dans leurs branchies¹⁰¹.

SAGEMAN a développé, à propos de *black shales* cénomaniens de la *Greenhorn Formation* (*Hartland Shale Member*) du *Western Interior*, le "*benthic boundary biofacies model*" (*B.B.B.M.*) qui est basé sur la mise en évidence, à partir de l'étude des biofaciès, de transitions entre niveaux d'oxygénation déficiente. Cet auteur, reprenant l'hypothèse de KAUFFMAN, explique ainsi les nombreux horizons à *Inoceramus ginterensis* et *Entolium gregarium* (petite pectinacée comparable à celles du bassin vocontien) intercalés dans les schistes laminés riches en MO du *Hartland shale* (les foraminifères benthiques sont absents de ces schistes). Les Inocérames seraient des bivalves eurytopiques, tolérants à de faibles concentrations en oxygène dissous. Les *Entolium*, dont le nombre peut dépasser 200/10 cm² dans certains feuillets de la roche seraient opportunistes. Les communautés monospécifiques d'inocérames, organismes suspensivores non fixés, formeraient le niveau fondamental du stade écologique à "épifaune dominante". Ces bivalves sont, comme on l'a déjà évoqué (et cf. KAUFFMANN, 1978, 1981, 1988b), les principaux constituants de beaucoup de communautés caractérisant les *black shales*. Leur distribution relativement ubiquiste dans les faciès liés à une oxygénation déficiente indique une tolérance extrême à une faible oxygénation et/ou à un substrat toxique, suggérant la possibilité d'une adaptation : absorption intensifiée de l'oxygène ou stratégie adaptative chimiosymbiotique non obligée. Une meilleure oxygénation des eaux de fond se marquerait par 1) par l'adjonction d'autres taxons eurytopiques, tels que des épibiontes sur les coquilles d'inocérames ("*shell island epibionts*"), 2) le développement d'une structure écologique plus élevée (relations épibiontes et prédateurs), 3) un accroissement de la taille et une plus grande abondance des individus dans la communauté.

Pour SAGEMAN (p. 102), l'interface anoxie/hypoxie ("*anaerobic/dysaerobic interface*, or "*benthic boundary*") se trouve juste à la surface du substrat. D'épisodiques fluctuations de la B.B. surviennent en conséquence de changements dans les caractéristiques du substrat ou dans le degré d'oxygénation des eaux de fond. Ainsi, une B.B. peut être maintenue même sous des conditions d'oxygénation relativement élevée des eaux de fond. La chute brutale des teneurs en oxygène dissous, sur une épaisseur de l'ordre du millimètre (résultant de sa consommation par les bactéries lorsque le sédiment est riche en MO) est favorisée par la présence de voiles microbiens dont l'existence a été montrée en de multiples milieux benthiques depuis une douzaine d'années. A cet égard SAGEMAN cite les travaux de JORGENSEN et COHEN (1977), THOMPSON et FERRIS (1988). Ceux-ci concernent des milieux hypersalins, très peu profonds, en bordure de mer. On peut y ajouter GALLARDO (1977), SOUTAR et CRILL (1977), WILLIAMS et REIMERS (1983), JANNASCH et WIRSEN (1981), pour le domaine bathyal marin. LOH *et al.* (1986) et RIEGEL *et al.* (1986) présentent des indices possibles (alginite B en faisceaux de lamines) de tels voiles microbiens dans les *black shales* des *Posidonienschiefer* ; de même GLIKSON et TAYLOR (1985) pensent que des voiles cyanobactériens furent les principaux pourvoyeurs de MO dans les schistes bitumineux de la *Toolebuc Formation* (Albien moyen d'Australie). SAGEMAN évoque la possibilité, pour les voiles microbiens, de former un obstacle physique ou bien toxique pour les fouisseurs benthiques.

Aux inocérames, peuplant régulièrement les fonds, et adaptés à des conditions de faible oxygénation, se surimposent, dans les *Hartland shales* du *Western Interior*, des assemblages événementiels composés de populations monospécifiques d'*Entolium* qui sont des formes opportunistes. La colonisation qui peut être très importante prend fin brutalement avec une mortalité

¹⁰¹ A cet égard, ils proposent le terme de "*zone exaérobique*" ("*exaerobic zone*") pour désigner les milieux situés au voisinage de la limite dysaérobique/anaérobique (entre 0,1 et 0,2 ml/l d'oxygène dissous), caractérisés par le dépôt de couches laminées et contenant des faunes anormales de bivalves.

massive incluant de nombreux juvéniles. Une telle colonisation a pu être possible grâce à une réoxygénation fugace des eaux de fond, un rétablissement subséquent de la stratification des eaux provoquant la mort de la communauté. Une cause invoquée par SAGEMAN pour la déstabilisation de la colonne d'eau est l'intervention de tempêtes (le *Western Interior* constituait une mer épicontinentale où la profondeur maximale - atteinte au Cénomaniens supérieur - était de l'ordre de 200 m). Ces phénomènes climatiques ont, du reste, été évoqués à propos d'autres bassins : par AIGNER (1985) et par WIGNALL et MEYERS (1988) pour le Kimmeridgien d'Angleterre, par STEL (1975) pour l'Emsien des argilites de La Vid au NE de l'Espagne.

Une question relative à l'existence même des voiles benthiques paraît cependant devoir être posée. En effet, des conditions particulières ne constituent-elles pas un préalable pour leur extension sur les fonds ? Dans des conditions trophiques normales, la compétition est féroce avec d'autres organismes ; les brouteurs potentiels étant nombreux, les difficultés sont grandes à l'édification de tels voiles. Ainsi dans la nature actuelle, l'extension des tapis microbiens est confinée à certains milieux (de basse énergie) soumis à des conditions écologiques singulières (GERDES et KRUMBEIN, 1987, p. 11) : anoxies ou suboxies, présence de H₂S, en milieux aquatiques profonds ; hypersalinité, forte intensité lumineuse, température élevée en milieux peu profonds, lacustres ou lagunaires (cf. CORNEE, 1988). Dans le cas des milieux soustraits à l'activité photosynthétique (malgré sa relative faible profondeur, les fonds du *Western Interior* ne devaient guère être propices à ce type d'activité), la pauvreté des eaux de fond en oxygène dissous, voire la présence de H₂S, semblent bien constituer un préalable au développement des voiles microbiens. Ainsi, ces structures microphytobenthiques, même si elles engendrent des limites physicochimiques, ne seraient pas à l'origine de l'anoxie sédimentaire, mais représenteraient plutôt la conséquence d'une anoxie préalable. De ce fait, l'existence de niveaux élevés d'oxygénation au-dessus de fonds tapissés de voiles microbiens paraît douteuse.

Dans le bassin vocontien, du fait des conditions de genèse des *black shales*, les fossiles d'organismes benthiques sont rares dans la plupart des couches laminées. Les plus fréquents sont des bivalves qui, à quelques exceptions près, sont des inocérames (*Inoceramus* spp., ou *Birostrina* spp. et des Pectinacées. On observera particulièrement que les CRMO de l'Aptien et de la plus grande partie de l'Albien inférieur sont dépourvues de macrofaune benthique, ou à tout le moins qu'elle y est fort rare. C'est du sommet de l'Albien inférieur à l'Albien supérieur basal qu'un certain nombre de CRMO comportent une macrofaune benthique appréciable. Ceci découle probablement de conditions de genèse un peu différentes.

Par rapport à l'*Hartland Shale* du *Western Interior*, la bathymétrie apparaît plus importante, au moins à certaines époques, comme à l'Albien inférieur. Ainsi, pour la partie bassinale considérée ici, le milieu serait bathyal compte tenu des faunes rencontrées et selon les éléments de la littérature (GILLET, 1919, 1924-1925 = subbathyal, cf. p. 265 ; GOGUEL, 1954 ; MACSOTAY, 1980...), en tout état de cause un peu plus profond que le *Western Interior*. Cette considération apparaît importante, car les fonds vocontiens distaux (région de Palluel) ne peuvent être soumis à des régimes hydrologiques aussi contrastés, par exemple sous l'influence de fortes tempêtes ; en deuxième lieu, le développement de voiles algaires capables de photosynthétiser paraît improbable (voiles bactériens ou fongiques peuvent toutefois s'y former). Etant donné cette relative homogénéité du milieu à court terme, de forts contrastes faciologiques ne sont guère décelables dans l'épaisseur des CRMO.

Cependant des changements se manifestent vers la fin de l'Albien inférieur puisque des faunes benthiques (Inocérames) conquièrent les fonds et sont capables de s'installer même lors d'épisodes suboxiques, voire anoxiques, selon les apparences (notamment absence de foraminifères benthiques). Ce fait pourrait s'expliquer par une symbiose avec des bactéries chimio-autotrophes, comme je l'avais antérieurement suggéré (BREHERET et DELAMETTE, 1989), ainsi que par l'association éventuelle avec des voiles benthiques microbiens (la présence de fréquentes lentilles phosphatées associées à l'activité microphytobenthique en constituerait un témoignage indirect). Un contraste plus accusé entre phases anoxiques et réoxygénations sporadiques pourrait constituer une explication alternative ou complémentaire. Cette évolution pourrait résulter d'une diminution de la profondeur consécutive à un comblement du bassin du fait d'un blocage de la subsidence (cf. II.1.3.2) : passage de la zone aphotique à la zone photique (?), autorisant peut-être de ce fait un développement algaire.

3.3.6. L'horizon à *Pinna* de l'Albien supérieur

Un ensemble de sites (Palluel, Monument Bicais, La Folie, Bert, Meffre, La Farette, Ravin des Baumettes, Haute-Luce), situés dans la partie occidentale du bassin (bordures et centre), livre de grandes coquilles (jusqu'à plus de 30 cm) de *Pinna* au sein d'un horizon marneux un peu glauconieux, situé à la base de la s.z. à *Varicosum* (zone à *Inflatum*), en coïncidence avec la disparition des inocérames (*B. sulcata* et *B. concentrica*). Je n'ai découvert que quelques pièces susceptibles d'être rapportées à ces bivalves dans la partie orientale du bassin (au sein du niveau condensé glauconieux de la base de l'Albien supérieur, dans la région de Vergons). Ces coquilles sont toujours brisées en de multiples morceaux du fait de la faible épaisseur des valves et de leur structure finement prismée (perpendiculairement à la surface, à la manière des inocérames) qui leur confère une grande fragilité. Il est probable que dans les sites marginaux, ou ceux de la partie orientale du bassin, la condensation trop forte et les multiples remaniements n'ont pas été propices à la conservation des tests. La présence d'ostréidés encroûtants (*Amphidonte obliquatum*) sur les deux valves atteste la position redressée de ces organismes par rapport au fond. Du point de vue du mode de vie de ces organismes, GILLET (1924, p. 28) précise seulement que "les Pinnes vivent, comme les Moules, fixées à un byssus, mais dans le sable ou la vase des régions méditerranéennes." Mais ces coquilles ne sont jamais en position de vie (elles sont disposées parallèlement au litage), ce qui résulte d'un faible taux de sédimentation. MACSOTAY (1980, tableau II) suggère pour ce genre une répartition bathymétrique entre 30 (?) et 200 m. Il concède pour les *Amphidonte* (huîtres épizoaires) une profondeur entre 50 et 170 m environ.

Les observations de terrain montrent que ces *Pinna* se trouvent au sein d'un intervalle condensé qui fait en quelque sorte transition entre la fin des faciès *black shales* riches en inocérames (*Birostrina*), et les marnes ou marno-calcaires de l'Albien supérieur, à faune dominée par les ammonites. L'horizon à *Pinna* paraît occuper une position clef dans l'enchaînement des faciès. Dans les dépôts-centre, à l'Ouest du bassin, il se situe au sommet de l'intervalle de marnes silteuses à *Birostrina* abondantes, où des traces de *Zoophycos* sont reconnaissables. Ces dépôts correspondraient à un hydrodynamisme assez important dû à des courants amenant en plein bassin des pollutions silteuses depuis la plate-forme où s'édifiaient alors des dunes hydrauliques. A Palluel et au monument Bicais, la couche de marne silto-glauconieuse à *Pinna* recouvre la surface d'arrêt de sédimentation "petite vérole". Au-dessus, les sédiments sont nettement moins silteux et les bivalves y sont rares. Le faciès paraît l'expression d'une moindre énergie, peut-être liée à un approfondissement. A la Folie (Bruis), le contraste est plus accusé, la différence est perceptible en panorama entre le faciès de marno-calcaires silteux à *Zoophycos*, grandes *Puzosia* et inocérames, dont l'altération se marque par une couleur légèrement rousseâtre, et le faciès de marnes à rares délités calcaires sus-jacentes dont la couleur à l'affleurement est vaguement bleutée. Après cet événement à *Pinna*, une légère résorption de la condensation se marque sur les bordures dans le sous-bassin occidental. La disposition un peu plus proximale des zones condensées laisse penser à un balayage par les courants resserrés vers la plate-forme. Le niveau à *Pinna* paraît matérialiser la reprise de la subsidence dans l'Ouest du bassin (la condensation demeure effective dans toute la partie orientale du bassin).

3.3.7. En résumé.

Dans la série des Marnes bleues, trois groupes de bivalves sont particulièrement bien représentés : les aucellines, les inocérames et les pectinidés ; mais leur répartition est hétérogène. Les aucellines sont distribuées au sommet de l'Aptien inférieur, au sommet de l'Aptien moyen - base de l'Aptien supérieur, au sommet de l'Aptien supérieur et dans l'Albien supérieur. Les inocérames sont bien représentés surtout entre le sommet de l'Albien inférieur et la base de l'Albien supérieur. Les pectinidés sont abondants seulement dans l'Albien supérieur.

Les aucellines correspondraient à des faunes relativement profondes ; par ailleurs, leur distribution assez systématique dans des horizons clairs et largement bioturbés et leur raréfaction, (sinon disparition) dans les intervalles à CRMO témoigneraient de leur sensibilité à une oxygénation déficiente des eaux de fond.

Les inocérames seraient adaptés à une large gamme bathymétrique ; mais les représentants du genre *Birostrina* semblent correspondre à une moindre profondeur. Leur abondance dans les

faciès *black shales* du sommet de l'Albien inférieur à la base de l'Albien supérieur traduisent une adaptation à ce type de milieu (d'où la microfaune benthique a disparu), et dont les modalités ne sont pas clairement élucidées. L'hypothèse proposée est celle d'une symbiose avec des bactéries chimio-autotrophes, et d'une éventuelle association avec des voiles benthiques microbiens.

Les pectinidés seraient des organismes opportunistes colonisant brutalement les fonds lorsqu'adviennent des conditions favorables.

La présence de *Pinna* dans l'Albien supérieur de la zone à *Inflatum* au centre du bassin suggère une profondeur ne dépassant guère les 200 m. Cette estimation est nettement en-deçà de celles proposées par les prédécesseurs. Nous avons vu dans la section II.1.3.2 qu'elle s'accorde avec l'interprétation sédimentologique.

3.4. *Les ammonites*

3.4. AMMONITES

Les ammonites ont été étudiées dès le 19^{ème} siècle dans le bassin vocontien. L'objectif principal a toujours été, mis à part l'aspect paléontologique, l'établissement d'un cadre biostratigraphique permettant d'effectuer des corrélations. Après les travaux des pionniers comme LORY, FALLLOT et KILIAN, des synthèses remarquables ont été proposées par PAQUIER (1900) et JACOB (1907). Quelques travaux menés depuis ont permis surtout de préciser la stratigraphie (notamment THOMEL, 1964 ; MOULLADE, 1966 qui s'est appuyé sur les déterminations de THIEULOY, BUSNARDO et THOMEL ; LE GOC, 1977 qui s'est appuyé sur les déterminations de SORNAY).

Dans le présent travail, le recensement des représentants de ce groupe fossile a été abordé de manière différente de celle des prédécesseurs. En premier lieu, en plus des spécimens pyriteux, et des moules calcaires, les marnes, et notamment les CRMO intercalées, se sont révélées contenir des "empreintes", parfois sporadiques, comme dans l'Aptien moyen, ou particulièrement abondantes, comme dans l'Albien supérieur. De nombreuses couches ont constitué ainsi autant de nouveaux gisements qui ont été échantillonnés. Précisons qu'en certains niveaux, beaucoup d'empreintes ne sont pas déterminables étant donné leur médiocre préservation. En deuxième lieu, les gisements ont été localisés le plus précisément possible sur les coupes. Cette façon de procéder diffère de l'échantillonnage pratiqué par certains auteurs dans les marnes bleues, dont les récoltes de seuls moules pyriteux (en grande quantité) ne sont pas positionnées sur des coupes lithologiques. Précisons également que de tels fossiles, qui sont dégagés sur les affleurements, peuvent subir des déplacements par rapport à leur couche d'origine.

Toutes les ammonites échantillonnées dans la formation des Marnes bleues ont été confiées à DELAMETTE qui procède à leur étude. Elles sont déposées au Muséum d'Histoire Naturelle de Genève (Suisse).

3.4.1. Distribution verticale et taphonomie des ammonites

La diversité des modes de préservation des ammonites est remarquable dans la série des Marnes bleues. Mais la représentation de ces fossiles est variable des points de vue de la qualité et de la quantité au sein de la série (verticalement et latéralement). Cette variabilité induit inévitablement un biais dans les populations recensées, fait souligné par DELAMETTE (*in* BREHERET et DELAMETTE, 1989), ne serait-ce que par la minéralisation sélective selon l'architecture et l'épaisseur des tests.

Les ammonites en "empreintes"

Dans les études antérieures, le mode de gisement des ammonites "en empreinte" n'avait été décelé que pour une passée de schistes carton, le niveau Paquier (cf. PAQUIER, 1900 ; JACOB, 1907, BREISTROFFER, 1939 ; MOULLADE, 1966). La fouille systématique, en continu, sur un certain nombre de coupes m'a permis d'en découvrir en fait bien d'autres gisements. Cette manière d'être des fossiles d'ammonites apparaît une caractéristique des sédiments laminés, riches en matière organique. Plus précisément, ce sont les niveaux relativement riches en calcaire (> 30 %), avec un débit de schistes carton, qui constituent les sites les plus favorables à ce mode de fossilisation. Les niveaux plus argileux peuvent renfermer des empreintes, mais de manière générale, elles sont rares et leur préservation est médiocre, ce qui rend le plus souvent leur identification problématique.

Disposition stratigraphique des gisements d'ammonites en empreintes

Le niveau Goguel, bien que présentant quelques horizons laminés assez calcaires au faciès de schistes carton, ne livre qu'exceptionnellement des ammonites. Quelques exemplaires seulement ont été récoltés qui sont des *Procheloniceras* sp., notamment à l'Ermitage (Glaise, Nord du bassin), à l'Entane (Saint-Auban-sur-Ouvèze, centre), et au Ravin du Terrois (Tarendol, Ouest du bassin). Le niveau Fallot (FA 2), relativement peu carbonaté, ne m'a fourni qu'un seul exemplaire d'ammonite mal préservé (les Briers, Sud-Est du bassin). Le niveau Flandrin, localisé à la base de

l'Aptien supérieur (observable notamment à Saint-Jaume, au centre du bassin, et à Châteauneuf-de-Bordette, Ouest) livre de nombreux *Acanthohoplites*. Un autre horizon laminé, correspondant à l'horizon de Clansayes, situé sous le Fromaget, est observé au Col de la Chaudière ; il contient une faune assez riche à *D. nodosocostatum*, ? *Hypacanthoplites*, faune de "l'horizon de Clansayes" (base de la zone à *Jacobi*). Cet horizon ne constitue quasiment qu'un plan (épaisseur millimétrique). Juste au-dessus du Fromaget, le niveau Jacob fournit d'abondantes empreintes d'ammonites bien préservées dont *Hypacanthoplites jacobi*. Corrélaté dans tout le bassin, il constitue un excellent niveau repère.

Dans la série des *black shales* de l'Albien inférieur - moyen, un seul horizon est riche en faune, le niveau Paquier déjà présenté. Les empreintes d'ammonites sont sporadiques dans le reste de l'unité ; leur fréquence est toutefois plus élevée vers le haut. Deux niveaux cependant livrent d'assez fréquentes empreintes au sein de la série : le niveau Léonhardt, une trentaine de mètres au-dessus du niveau Paquier, et un niveau repéré au sommet de la série au col de Pré-Guittard (appelé niveau Lory in BREHERET, 1983, mais non retrouvé avec ses ammonites en d'autres sites).

Les laminites de l'Albien moyen et de la base de l'Albien supérieur (unité 11) sont généralement riches en empreintes d'ammonites voisinant avec des coquilles de bivalves (notamment inocérames : *B. concentrica* et *B. sulcata*). L'ensemble de ces couches n'est cependant observable que dans le synclinal de Rosans (Serre des Castêts et Col de Palluel) et aux environs de Bévons (Sud du bassin). Les horizons laminés du sommet de l'Albien supérieur (unités 12, 13 et 14) renferment fréquemment des ammonites. Leur richesse, leur diversité et leur préservation atteignent un maximum dans les laminites du Breistroffer (Vraconien supérieur).

En résumé, les empreintes d'ammonites sont très rares et sporadiques dans l'Aptien, où l'on n'observe en vérité que deux niveaux riches, le niveau Flandrin, à la transition entre le Gargasien et le Clansayésien et le niveau Jacob, au-dessus du Fromaget. Dans les *black shales* de l'Albien inférieur et moyen, seul le Paquier est vraiment riche et caractéristique. Enfin les empreintes deviennent abondantes à partir du sommet de l'Albien moyen et le demeurent pratiquement jusqu'à la base du Cénomaniens, avec le remarquable Breistroffer au Vraconien.

Manière d'être de ces empreintes

Trois remarques peuvent être formulées.

- 1) Dans les horizons assez riches en calcaire (> 40 %), les empreintes sont tapissées d'une pellicule dorée, jaunâtre, parfois irisée, parfois blanchâtre.
- 2) Dans les horizons plus argileux, cette pellicule est le plus souvent inexistante.
- 3) Les niveaux riches en matière organique, laminés, sont le plus souvent intercalés d'horizons homogènes ou bioturbés, d'épaisseur centimétrique à pluri-centimétrique. Le niveau Paquier constitue certainement le meilleur exemple à cet égard. Contrairement aux épaisseurs laminées, ces horizons ne renferment pas d'empreintes d'ammonites.

Une première condition nécessaire à la fossilisation des ammonites sous forme d'empreintes pourrait être l'absence de bioturbation en conséquence d'un milieu défavorable à toute macrofaune benthique.

Nature de la pellicule recouvrant les empreintes

L'examen des "empreintes" montre que la pellicule qui les recouvre présente parfois une certaine épaisseur. L'analyse de cette pellicule, par diffractométrie des rayons X, sur un certain nombre d'échantillons (particulièrement à Arnayon sur des exemplaires de *L. tardefurcata* du niveau Paquier et des *Hypacanthoplites* sp. du niveau Jacob) a permis de montrer sa nature aragonitique. Dans les gisements du niveau Paquier situés sur la bordure Sud (région de Sisteron), la richesse en grains de glauconie qui a induit une moindre compaction, a permis la préservation en épaisseur de cette "pellicule". Les lames minces pratiquées dans ces horizons laminés (le Coulet près de Châteauneuf-Val-Saint-Donat, et les Coignets près de Salignac) laissent percevoir une couche aragonitique microstratifiée. Enfin, plusieurs fragments de ces pellicules aragonitiques d'ammonites du niveau Paquier (Arnayon, Le Coulet, l'Adrech près Sisteron, ainsi que les échantillons provenant de In der Höll', près de Hohenschwangau, en Bavière, ainsi que de Losenstein, en Autriche) étudiés en M.E.B. ont révélé une structuration en minces colonnettes plus ou moins coalescentes, composées de cristallites en plaquettes. Cette structure est typique de la couche nacré

du phragmocône des Céphalopodes (cf. MUTVEI, 1967, et WISE, 1970), et qui est donc préservée.

Plusieurs facteurs paraissent rendre compte des différences de couleurs observées pour la pellicule aragonitique : l'écrasement des tests lors de la compaction, la dissolution de l'aragonite et la précipitation de calcite diagénétique, ainsi que la précipitation de sulfures. Lorsque la pellicule est très mince, sa couleur est jaunâtre ou dorée, voire irisée ; la teinte blanche parfois un peu irisée n'est observable que pour une épaisseur appréciable. Ces faits peuvent être mis en relation avec l'écrasement variable des coquilles d'ammonites sous l'effet de la compaction. La déformation (l'étirement latéral), parallèlement au litage joue également dans ce sens. La dissolution, au cours de la diagenèse précoce, est susceptible de renforcer cet effet d'écrasement. Cependant, l'altération superficielle y rajoute ses effets du fait de la corrosion par les eaux de pluie légèrement acides, et par l'attaque des eaux chargées d'acides humiques. L'irisation représente une conséquence des interférences lumineuses produites dans les couches à colonnettes aragonitiques. L'aspect doré de certains tests peut résulter du même phénomène, cependant la présence de sulfures de fer qu'on sait ubiquistes dans ces niveaux, ne peut être écartée, mais il s'agit de toute manière d'un phénomène tout-à-fait subsidiaire.

Une des conditions, ou un ensemble de conditions, responsables de la préservation de la lamination sédimentaire, ont également permis la préservation des empreintes d'ammonites. Les facteurs qu'on peut invoquer sont :

- 1) l'absence de vie sur le fond ou dans le sédiment, d'où l'absence de bioturbation ;
- 2) la bioérosion des coquilles est limitée aux effets des parasites ou épifaune qui se développent du vivant de l'animal dans les couches biotiques de la colonne d'eau. Les fins phragmocônes ne sont pas détruits par les fousseurs ;
- 3) la préservation des coquilles aragonitiques tiendrait essentiellement à la préservation *post-mortem* et pendant l'enfouissement de la matière organique qui inclut entièrement l'architecture cristalline du vivant de l'organisme.

On sait qu'en présence d'eau, et sous température et pression normales, la conversion aragonite - calcite est relativement rapide, de l'ordre du million d'années à 10°C (cf. BROWN *et al.*, 1962). Dans les conditions habituelles régnant sur le fond, l'ambiance oxydante, en conjonction avec l'action microbienne, entraîne la disparition de la matière organique matricielle, laissant alors les cristallites d'aragonite en contact direct avec l'eau de mer, puis avec l'eau interstitielle, dans le sédiment. Le test est alors voué à une disparition à plus ou moins long terme. Comme l'ont constaté KENNEDY et HALL (1967), la distribution des fossiles en aragonite est étroitement liée à un milieu réducteur inhibant l'oxydation de la matière organique. De multiples témoignages géologiques le confirment effectivement. Les auteurs illustrent leur propos par deux exemples. La craie du Crétacé supérieur du Sud-Est de l'Angleterre au contenu organique négligeable ne contient aucun fossile préservé en aragonite. A l'opposé, les argiles du Gault, au substantiel contenu organique, riches en pyrite, contiennent beaucoup de fossiles aragonitiques.

A côté de ce phénomène, pour KEMPER et KOCH (1982), l'importance de la phase argileuse conditionne la perméabilité et les échanges d'eau interstitielle et favorise la préservation de l'aragonite. D'après KOCH (*in* KEMPER et KOCH, 1982), la transformation des carbonates métastables est accélérée, renforcée dans les argilites sableuses et au voisinage des couches sableuses.

Cette dernière observation ne paraît pas vérifiée pour les gisements vocontiens. Ainsi une turbidite interstratifiée dans le niveau Paquier à Bruis (cf. chapitre) renferme de fort nombreuses coquilles d'ammonites dont l'aragonite est préservée. L'ambiance réductrice serait un facteur déterminant. Il est certain, également, qu'une teneur notable en carbonate dans les eaux interstitielles, ne peut qu'être un facteur favorable à cette préservation.

Les ammonites pyriteuses

Les ammonites pyriteuses sont beaucoup mieux connues du fait qu'elles sont aisément trouvées sur les affleurements.

moles pyriteux	coquilles aragonitiques écrasées
Conditions de gisement : encaissant	
marne sombre homogène ou bioturbée	marne laminée, schiste carton
modeste contenu en M.O. (0,5 - 1,5 %)	riche en M.O. (généralement > 2 %)
pyrite en framboïdes disséminés dans le sédiment	pyrite en framboïdes disséminés dans le sédiment
<hr/>	
Fossilisation	
généralement faible fréquence	peuvent être très abondantes
coquille habituellement non conservée	coquille aragonitique préservée
nucleus (tours jeunes de l'ammonite)	ensemble du test souvent mal préservé, mais parfois avec une grande finesse de préservation
moule interne : remplissage pyriteux des chambres des tours jeunes généralement incomplet, des vides au centre emplis de calcite ou de barytine	pas de remplissage des tours jeunes, ou remplissage éventuel par le sédiment
chambre d'habitation et éventuellement dernières loges emplies de sédiment	chambre d'habitation et éventuellement dernières loges emplies de sédiment
<hr/>	
Hypothèses sur les conditions de genèse	
taux moyen de sédimentation : moyen	taux moyen de sédimentation : faible
vie benthique normale ou plus ou moins entravée	vie impossible pour la macro-méiofaune benthique
eaux de fond normales à hypoxiques (0.2 - 2.0 ml/l O ₂ probable)	eaux de fond suboxiques, voire anoxiques (0 - 0.2 ml/l probable)
dissolution nulle (ou très faible) de la coquille sur le fond	coquille non dissoute sur le fond
zonation diagénétique "normale" : zone d'oxydation d'épaisseur très réduite réduction des sulfates sous l'interface eau - sédiment	zone diagénétique d'oxydation de la M.O. absente réduction des sulfates au moins au niveau de l'interface eau - sédiment, voire dans la colonne d'eau (euxinisme)
enfouissement progressif des ammonites zone d'oxydation de la M.O. puis zone de sulfato-réduction puis précipitation de la pyrite intrathalame dans la zone d'oxydation anaérobie du méthane favorisée par un arrêt de sédimentation ; ultérieurement, la coquille est éventuellement dissoute	enfouissement progressif des ammonites : traversée de l'ensemble des zones de diagenèse précoce sans altération majeure des coquilles (sinon disparition du fossile potentiel)
résistance à l'écrasement acquise par l'armature pyriteuse le sédiment qui remplit la chambre d'habitation se compacte comme l'encaissant	écrasement des phragmocônes lors de la compaction : les tours internes sont "vides" le sédiment qui remplit la chambre d'habitation se compacte fortement comme l'encaissant

Tableau 7.

Disposition stratigraphique des ammonites pyriteuses

Comme pour les ammonites en empreintes, les ammonites pyriteuses sont inégalement réparties au sein de la série. Ainsi, les terrains du sommet de l'Aptien inférieur, et de l'Aptien moyen, qui correspondent aux "marnes gargasiennes", contiennent plusieurs niveaux, parfois riches, qui ont été activement échantillonnés par les amateurs et certains stratigraphes. Ces ammonites sont ensuite particulièrement rares (en exceptant des gisements isolés, tels que sommet de l'Aptien supérieur, aux Ferriers, à Merdaric, et sous le niveau Paquier à Tartonne) jusqu'à l'Albien supérieur, où elles sont réparties en quelques horizons.

Manière d'être des ammonites pyriteuses

Les ammonites pyriteuses des Marnes bleues correspondent systématiquement à des moules internes minéralisés. La pyrite remplit les chambres des tours internes des ammonites. Le phragmocône aragonitique n'est généralement pas conservé, ou bien il est recristallisé. La minéralisation a procédé depuis les parois internes de la spire et des cloisons, de manière centripète ; elle peut être complète, mais ménage souvent une cavité centrale, parfois vide, parfois envahie par de la calcite ou de la barytine. La formation de ces fossiles relève de la diagenèse précoce et se déroule probablement dans la zone d'oxydation anaérobie du méthane, selon la zonation présentée par RAISWELL (1976, 1987).

On remarquera l'absence totale d'ammonites pyriteuses dans les horizons de *black shales* laminés ; on les observe essentiellement dans les marnes relativement calcaires, sombres, homogènes ou peu bioturbées.

Le tableau 7 présente une comparaison entre les conditions de gisement et de fossilisation des ammonites pyriteuses et des ammonites en empreintes.

Autres types de fossilisation des ammonites

Ammonites phosphatées

Leur présence dans les séries de bordure est attestée depuis le siècle dernier. En revanche, elles n'étaient pas connues dans la série pélagique avant le présent travail. Leurs gisements correspondent généralement à des marnes sombres modérément enrichies en matière organique. Elles ne sont jamais abondantes et sont dispersées dans quelques horizons, notamment au sommet de l'Aptien supérieur, sous le niveau Kilian (notamment à Tartonne, Merdaric), sous le niveau Paquier en plusieurs sites. Leur abondance s'accroît vers les bordures.

Il s'agit de moules internes des chambres. La nature du remplissage varie. Il s'agit souvent d'un mélange de carbonate et de francolite en cristaux très fins (environ 20 % P₂O₅). Dans le cas de matériaux remaniés, plusieurs phases de phosphatisation peuvent entraîner une plus grande richesse en P₂O₅ (30 %). Leur formation tient ici également à la diagenèse précoce. Ce type de minéralisation intervient juste sous l'interface, dans la zone de réduction des sulfates, et représente lui-même un sous-produit de l'activité microbienne.

Moules marneux et calcaires

Les ammonites peuvent se présenter sous forme de moules marneux relativement carbonatés dans les marnes, ou de moules calcaires dans les bancs calcaires indurés. La nature de ces moules atteste généralement un remplissage par le sédiment encaissant, par exemple dans le faisceau Nolan ou dans le faisceau Fromaget. A côté de ce type de gisement, on rencontre également des ammonites ou des nautilus très calcaires dans des encaissants marneux, parfois un peu enrichis en MO. Mais, ces fossiles sont alors très généralement associés à de nombreux nodules de même composition, établis principalement sur des terriers. Il s'agit de l'expression de processus diagénétiques précoces engendrés sous l'interface (probablement à la base de la zone de réduction des sulfates, selon le modèle de RAISWELL, 1976, 1987) et consécutifs à des arrêts de sédimentation. Certaines des concrétions du faisceau michoïde de l'Albien supérieur (Vraconien) représentent en fait des moulages de céphalopodes (souvent des nautilus).

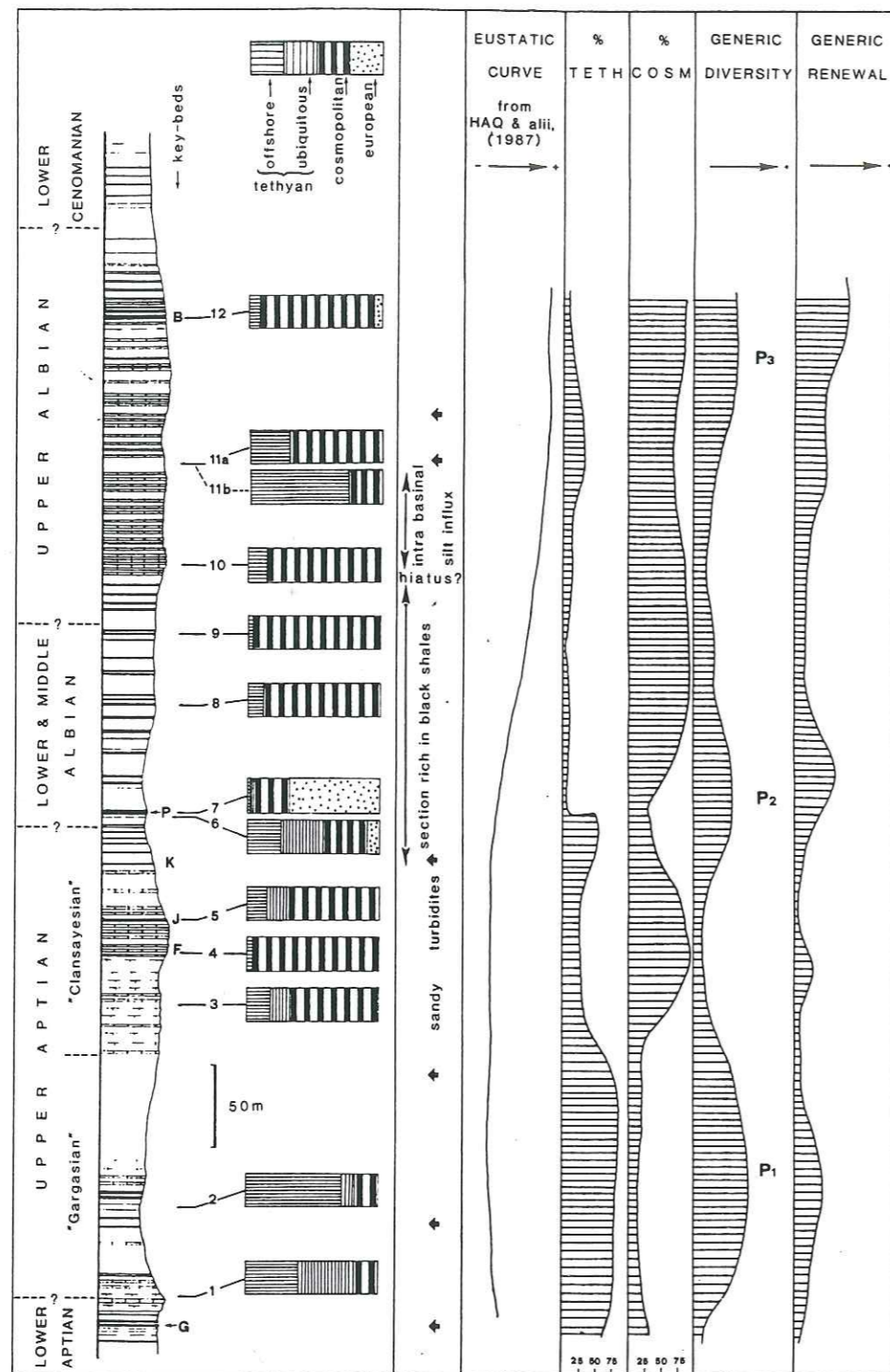


Fig. 191 Evolution de la composition de l'ammonitifaune dans les Marnes bleues vocontiennes. 1. ammonites téthysiennes hauturières ; 2. formes téthysiennes ubiquistes ; 3. formes cosmopolites ; 4. formes européennes. Selon BREHERET et DELAMETTE (1989).

Ammonites barytiques

La découverte de tels fossiles est anecdotique. Deux exemplaires ont été trouvés : l'un dans l'encaissant du niveau "petite vérole" à Palluel, l'autre au sommet de l'Aptien moyen à Bévons. Dans ce deuxième cas, le fossile, indéterminable au niveau générique, était associé à de nombreux nodules barytiques. Il est très probable qu'une bonne partie d'entre eux correspondent à des ammonites sur lesquelles le sulfate de baryum a bourgeonné, au cours de la diagenèse précoce.

3.4.2. Implication de la présence des fossiles d'ammonites sur la profondeur de dépôt des Marnes bleues.

Même si, en certains intervalles, la présence de fossiles d'ammonites est sporadique, elle n'en est pas moins avérée. Et, de ce point de vue, il s'agit d'une observation susceptible de fournir une indication sur la profondeur maximum de dépôt des marnes bleues. En effet, une pression excessive provoque l'implosion des coquilles des céphalopodes. Les recherches menées sur les coquilles de *Nautilus* actuel montrent une profondeur d'implosion moyenne entre 500 et 700 m (WESTERMANN, 1973 ; HEWITT et WESTERMANN, 1990). Il est probable que les caractéristiques des plus robustes des ammonites ne les ont pas amenées à des profondeurs considérablement plus élevées. Il est alors difficile d'imaginer des profondeurs au-delà du millier de mètres pour le centre du bassin, notamment lorsque des coquilles d'organismes adaptés à des eaux de surface sont préservées (ex. *Leymeriella* du niveau Paquier).

3.4.3. L'évolution des populations d'ammonites ; le lien avec les caractéristiques du milieu

DELAMETTE (in BREHERET et DELAMETTE, 1989, p. 273), étudiant la composition des peuplements sous un angle semi-quantitatif, reconnaît trois grands groupes de signification biogéographique :

(1) des formes téthysiennes, qui comprennent des formes hauturières telles que les *Phylloceratidae*, les *Tetragonitidae*, le *Gaudryceratidae* et les *Lytoceratidae* et des formes ubiquistes comme les *Desmoceratidae* (avec les genres *Melchiorites*, *Pseudohaploceras* et les *Silesitidae*) ;

(2) des formes européennes, dont certaines sont ubiquistes (*Leymeriellidae*) et d'autres néritiques (*Hoplitidae*) ;

(3) des formes cosmopolites qui sont presque toutes ubiquistes (*Turrilitidae*, *Anisoceratidae*, *Douvilleiceratidae*), mais dont certaines présentent de fortes affinités néritiques (*Stoliczkaianae*).

Bien que limitée par les conditions de fossilisation, la démarche suivie a permis à DELAMETTE de retracer de manière pratique l'évolution des faunes en considérant douze horizons principaux, répartis sur l'ensemble des Marnes bleues. Une estimation du nombre d'individus pour chaque genre a été effectuée pour chacun de ces horizons (fig. 191).

Des diagrammes fauniques illustrent les horizons fossilifères considérés ici, le long de la coupe synthétique des Marnes bleues. Dans le but de mieux rendre compte de l'évolution des populations, quatre courbes sont figurées en parallèle : 1) les proportions de formes téthysiennes ; 2) les proportions de formes cosmopolites ; 3) la diversité générique ; 4) le renouvellement générique. La figure permet de constater les faits suivants.

De la base de l'Aptien supérieur à l'Albien terminal, le cosmopolitisme est de plus en plus marqué, les formes téthysiennes ubiquistes sont progressivement remplacées par des faunes cosmopolites ubiquistes. Il s'ensuit une homogénéisation des peuplements susceptible d'être mise en rapport avec l'élévation généralisée du niveau marin. D'autre part l'évolution de la diversité et le renouvellement faunique offrent un certain parallélisme ; leurs fluctuations constitueraient les conséquences des variations relatives du niveau marin. Ainsi, aux trois principales périodes d'envoyage des plates-formes environnantes des cycles aptien, albien et vraconien, correspondent trois maxima dans la diversité faunique (P1 à P3). Ces trois maxima correspondent aussi à des renouvellements des genres (les apparitions sont plus fréquentes que les extinctions), de même qu'à

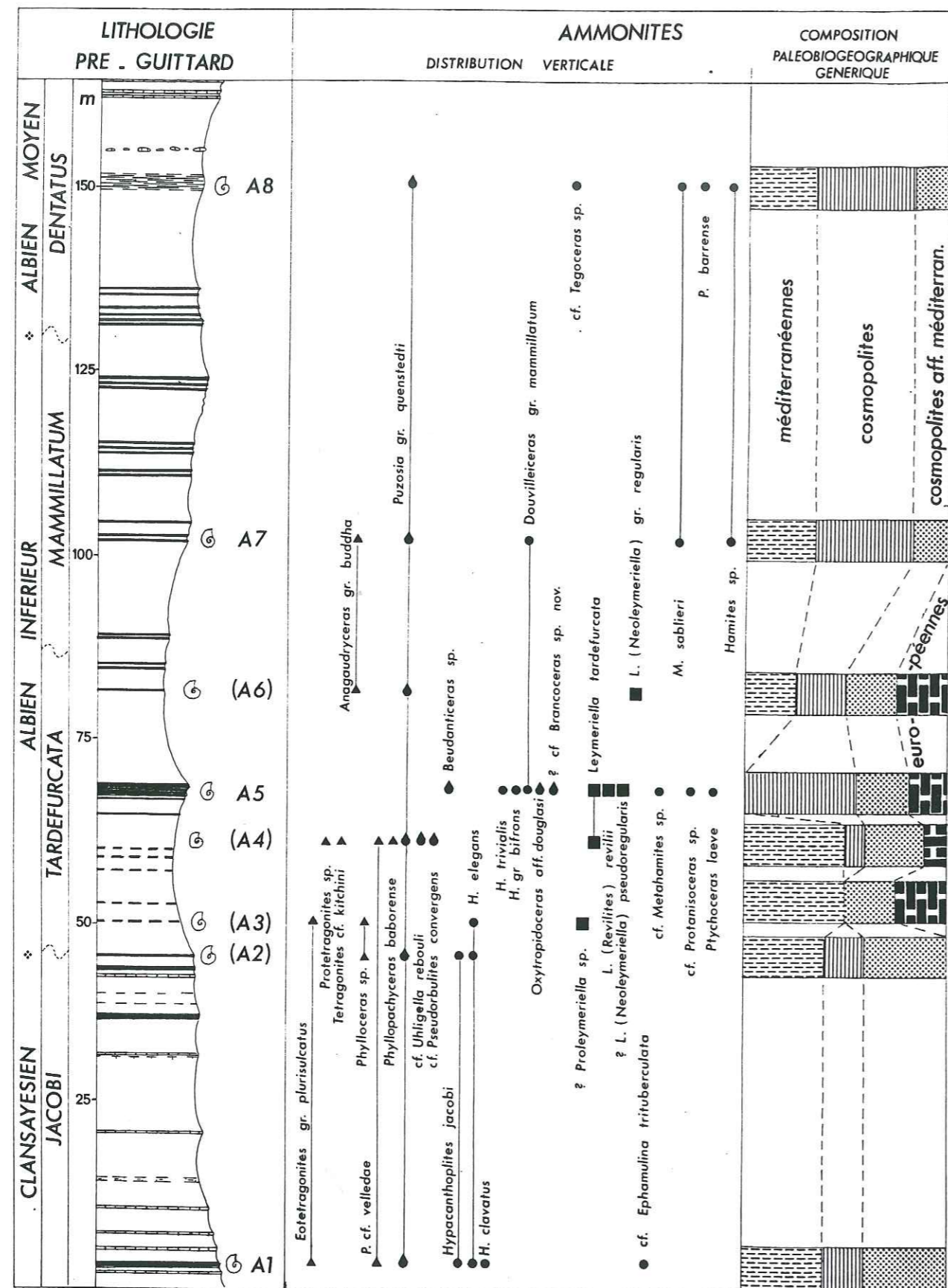


Fig. 192. Distribution verticale des ammonites, et composition générique de signification paléogéographique. ▲ méditerranéennes ; ● cosmopolites ; ■ cosmopolites à affinités méditerranéennes ; ■ européennes.

une importance accrue de formes téthysiennes. Inversement, lors des périodes d'influx détritique dans le bassin (marnes silteuses), les populations subissent une évolution opposée : les formes téthysiennes enregistrent un recul au profit des formes cosmopolites. Ceci est bien marqué pour deux périodes : vers la fin de l'Aptien moyen et vers la fin de l'Albien moyen - début de l'Albien supérieur. Ces deux périodes sont caractérisées par une certaine stabilité des peuplements (équilibre relatif entre apparitions et disparitions), et correspondent également à un développement remarquable du macrobenthos (oursins et bivalves, dont les inocérames). Cette évolution peut aussi être mise en parallèle avec le développement très marqué des foraminifères planctoniques (comme les *Ticinella*).

L'évolution générale vers le cosmopolitisme est marquée par deux arrivées de formes européennes dans le bassin vocontien : la première à la base de l'Albien (diagrammes 6,7) et la seconde à la fin de l'Albien (Vraconien) (diagramme 12). La première arrivée correspond à l'apparition des *Leymeriellidae*. Elle culmine avec "l'événement Paquier", caractérisé par une domination des formes européennes, corrélativement à une éclipse presque totale des formes téthysiennes hauturières (diagramme 7). Cette anomalie faunique, observée aussi dans la microfaune, est mise en relation avec le développement d'un corps d'eau anoxique dont l'épaisseur fut défavorable aux espèces du biome pélagique (BREHERET, *et al.* 1986). Cette anomalie ne correspond pas à un isolement faunique du bassin vocontien puisque le renouvellement faunique est important.

La seconde arrivée de formes européennes, correspondant aux laminites du niveau Breistroffer, est plus discrète que celle de l'Albien inférieur. Elle est cependant associée à une diminution sensible des formes appartenant au biome pélagique : disparition des *Tetragonitidae* et des *Gaudryceratidae*, et à une arrivée de formes cosmopolites à fortes affinités néritiques (genre *Stoliczkaia*). Cette évolution fini-albienne peut s'interpréter comme traduisant la rétraction du biotope des formes les plus pélagiques, suite à un comblement progressif du bassin vocontien comme en atteste le développement des faciès hémipélagiques (siltos-micacés) sur les bordures. Ce biome pélagique ne se maintiendra guère au-delà de l'Albien que dans la partie orientale du bassin (région de Saint-André-les-Alpes au Nord de Castellane) où persisteront jusqu'au Cénomaniens moyen des formes téthysiennes hauturières (aire pérenne à *Leiostraca* de THOMEL, 1965 et de THOMEL *et al.*, 1973).

Une assez bonne corrélation existe entre la position des CRMO et les périodes de renouvellement faunique. Que la formation de ces horizons coïncide avec des élévations relatives du niveau marin peut alors être suggéré. Ceci implique que les faciès riches en matière organique eux-mêmes sont génétiquement liés à ces pulsations. On peut à cet égard évoquer le fait que ces couches laminées sont contemporaines des niveaux condensés à glauconie et phosphate transgressifs sur les plates-formes environnantes. Cependant, toutes les CRMO ne sont pas marquées par une forte anomalie dans les populations d'ammonites comme c'est le cas pour le niveau Paquier. Ainsi la faune du niveau Jacob (diagramme 5) est comparable à celle des marnes encaissantes à faibles teneurs en MO (comparer avec le diagramme 3). Dans le cas du Breistroffer, l'arrivée de formes européennes constitue un stade logique dans l'évolution des populations, stade lié aux conditions écologiques induites par le remplissage du bassin.

Les trois exemples que constituent le niveau Jacob, le niveau Paquier et le niveau Breistroffer illustrent la diversité des conditions océanographiques dans lesquelles se sont formées les CRMO. Ceci conduit à supposer qu'un seul modèle ne peut expliquer de manière satisfaisante leur formation.

Remarques sur le niveau Paquier

Ce niveau constitue un horizon fossilifère particulièrement remarquable dans la série des Marnes bleues. L'excellente fissilité de la roche permet la récolte d'un grand nombre de spécimens. L'écrasante majorité des individus appartient au genre *Leymeriella* composant plus de 80 % de l'ammonitofaune ; la plupart appartiennent au groupe *tardefurcata*. Le deuxième groupe en importance est constitué par les *Desmoceratidae*, avec les genres *Beudanticeras* et *Puzosia*. Les *Hyacanthophlites*, très nombreux dans le niveau Jacob, sont nettement moins fréquents. Les *Douvilleiceratidae* sont représentés par quelques formes déjà évoluées du groupe de *D.*

mammillatum. Les hétéromorphes sont nombreux dans le niveau Paquier, et sont notamment représentés par *Ptychoceras laeve*, dont les petits individus peuvent être très abondants. La faune étudiée par KENNEDY et KOLLMANN (1979) dans le niveau Paquier localisé à Losenstein, en Autriche, est tout-à-fait comparable.

L'ammonitifaune du niveau Paquier se singularise par rapport aux autres CRMO (ce qui est aussi le cas pour ses caractéristiques pétrographiques et géochimiques) par la disparition quasi-totale des espèces méditerranéennes telles que celles appartenant aux *Phylloceratidae* et *Tetragonitidae*, tandis que pullulent les *Leymeriellidae* réputés comme étant un groupe caractéristique de la province européenne (OWEN, 1971 ; CASEY, 1978). Cette évolution ne peut être reliée à un isolement faunique du bassin vocontien puisqu'apparaissent, pour la première fois, des formes cosmopolites d'affinités méditerranéennes (*Brancoeratidae*). Grâce aux données complémentaires fournies par les gisements encadrant le niveau Paquier, nous constatons que cette anomalie faunique est, du point de vue stratigraphique, un phénomène relativement bref puisqu'aussi bien avant qu'après l'événement Paquier, l'ammonitifaune présente une composition normale pour le Crétacé inférieur vocontien avec la présence de nombreuses formes méditerranéennes appartenant au biome pélagique.

L'apparition, en-dessous du niveau Paquier, des premières formes strictement européennes peut être reliée à l'atténuation (d'origine tectonique ou eustatique) de barrières physiques qui, jusque là, isolaient plus ou moins l'océan téthysien des mers épicontinentales de l'Europe occidentale.

La considération de la distribution des *Leymeriellidae* et du groupe des *Phylloceratidae-Tetragonitidae* permet de supposer que les premières étaient des espèces épipélagiques, tandis que les secondes étaient plutôt mésopélagiques. L'anomalie faunique du niveau Paquier peut alors s'interpréter comme traduisant un développement très substantiel de l'épaisseur du corps d'eau anoxique dans le bassin vocontien durant l'Albien précoce. Ce phénomène aurait ainsi fait disparaître momentanément les formes profondes, tandis que les formes de subsurface pullulaient.

L'invasion du bassin vocontien par des formes européennes d'ammonites atteste l'ouverture du seuil bourguignon, en rapport avec une élévation du niveau marin relatif. Grâce à la configuration des courants (LLOYD, 1982), les eaux du bassin de Paris pénétrant dans le bassin vocontien auraient provoqué une perturbation dans la circulation, du fait de densités différentes des masses d'eaux mises en présence, d'où l'instauration d'une stratification stable des eaux et l'anoxie en profondeur (cf. BREHERET *et al.*, 1986 ; DELAMETTE *et al.*, 1986).

3.5. Les causes des CRMO

3.5. LES CAUSES DES CRMO

3.5.1. Introduction

Nous avons abordé l'étude des CRMO à l'échelle de l'affleurement et du bassin, ensuite nous avons tenté de caractériser ces couches grâce à différents paramètres minéralogiques, géochimiques et fauniques. Ces paramètres ont permis de proposer l'hypothèse que le dépôt de ces couches s'est effectué sous l'influence d'eaux de fond déficientes en oxygène, voire anoxiques pour certaines. Cette condition explique effectivement au mieux la préservation de la matière organique, la concentration de certains métaux en traces et la raréfaction, sinon l'absence totale de benthos, à l'exception d'organismes ayant développé des stratégies d'adaptation. Toutefois, la compréhension des mécanismes à l'origine de ces phénomènes océanographiques et leur manière d'être (ou leur évolution) nécessitent des investigations complémentaires que nous situons à deux échelles différentes : la distribution spatiale de ces phénomènes, par l'établissement de corrélations inter-bassinales ; l'étude à fine échelle de l'évolution de la sédimentation au cours des épisodes d'oxygénation déficiente.

3.5.2. Distribution spatiale des CRMO

Tout d'abord, comme nous l'évoquions dans l'introduction II.2.1, la connaissance de l'extension géographique des CRMO conditionne les interprétations possibles des phénomènes qui les engendrent. Cette extension géographique est envisageable seulement grâce aux corrélations entre bassins. Mais, à cet égard, les outils de corrélations doivent être suffisamment affûtés pour permettre d'établir avec certitude la coïncidence temporelle entre couches unitaires, voire des horizons qui les composent. Or, nous avons vu que les CRMO sont réparties de manière cyclique selon des séquences haute fréquence qui se situeraient dans la gamme des fluctuations climatiques, elles-mêmes reliées aux paramètres astronomiques. Pour la plupart des couches noires rencontrées, cela correspond à une durée de dépôt évaluée au maximum à quelques dizaines de milliers d'années, c'est-à-dire bien en deçà du pouvoir de résolution actuel des zones (ou sous-zones) d'ammonites qui correspondent, au bas mot, à plusieurs centaines de milliers d'années. Qui plus est, et ceci pour diverses raisons, les ammonites ne sont pas toujours représentées dans les séries. Par ailleurs, les autres groupes, plus largement utilisables, dans la plupart des cas, comme les foraminifères et les nannofossiles calcaires, présentent un pouvoir de résolution plutôt inférieur (d'après les connaissances actuelles). Enfin, le paléomagnétisme n'est d'aucun secours car, comme nous l'avions précisé dans le chapitre introductif, le Crétacé moyen, à partir de *M 0* (qui correspond à la limite Barrémien - Aptien), est caractérisé par l'absence d'anomalies magnétiques ("*Long Cretaceous Normal*") à l'exception de l'ISEA, à la base de l'Aptien supérieur, et du faisceau Albien supérieur basal. La possibilité est, en se basant sur des événements d'apparition ou de disparition de taxons, d'établir des enveloppes de temps pour les intervalles à *black shales*. Toutefois, comme on l'a vu, certaines couches noires, particulièrement riches en MO, présentent des caractères de niveaux repères. Divers arguments permettent de penser qu'ils correspondent à l'enregistrement d'événements de plus longue durée, comme on l'a vu pour le Paquier (de l'ordre de plusieurs centaines de milliers d'années) et, dès lors, mieux susceptibles d'être discriminés.

La figure suivante (fig. 193) permet de positionner les principaux événements d'accumulation de matière organique dans le bassin vocontien, au Crétacé moyen. Une présentation plus détaillée est donnée dans BRÉHERET (1994).

Le niveau Goguel. Il se situe dans la zone d'ammonites à *Deshayesi* (mal caractérisée dans le bassin vocontien), et dans la zone de foraminifère à *G. blowi*. Le foraminifère *S. cabri* apparaît immédiatement au-dessus de ce niveau. Du point de vue des nannofossiles calcaires, il se situe dans la zone à *Chiastozygus litterarius*, juste au-dessus d'une disparition massive (et temporaire) des *Nannoconus* (*N. steinmannii*) ; *R. angustus* ainsi que *E. floralis* apparaissent à son toit. Rappelons que ce niveau de *black shales*, constitué de six horizons (GO 1 à GO 6) offre une épaisseur de 4 m au site le moins troublé par les phénomènes de résédimentation (mais il peut s'épaissir considérablement par l'interstratification de turbidites et de coulées boueuses). Il est étendu à la plus grande partie du domaine pélagique du bassin vocontien.

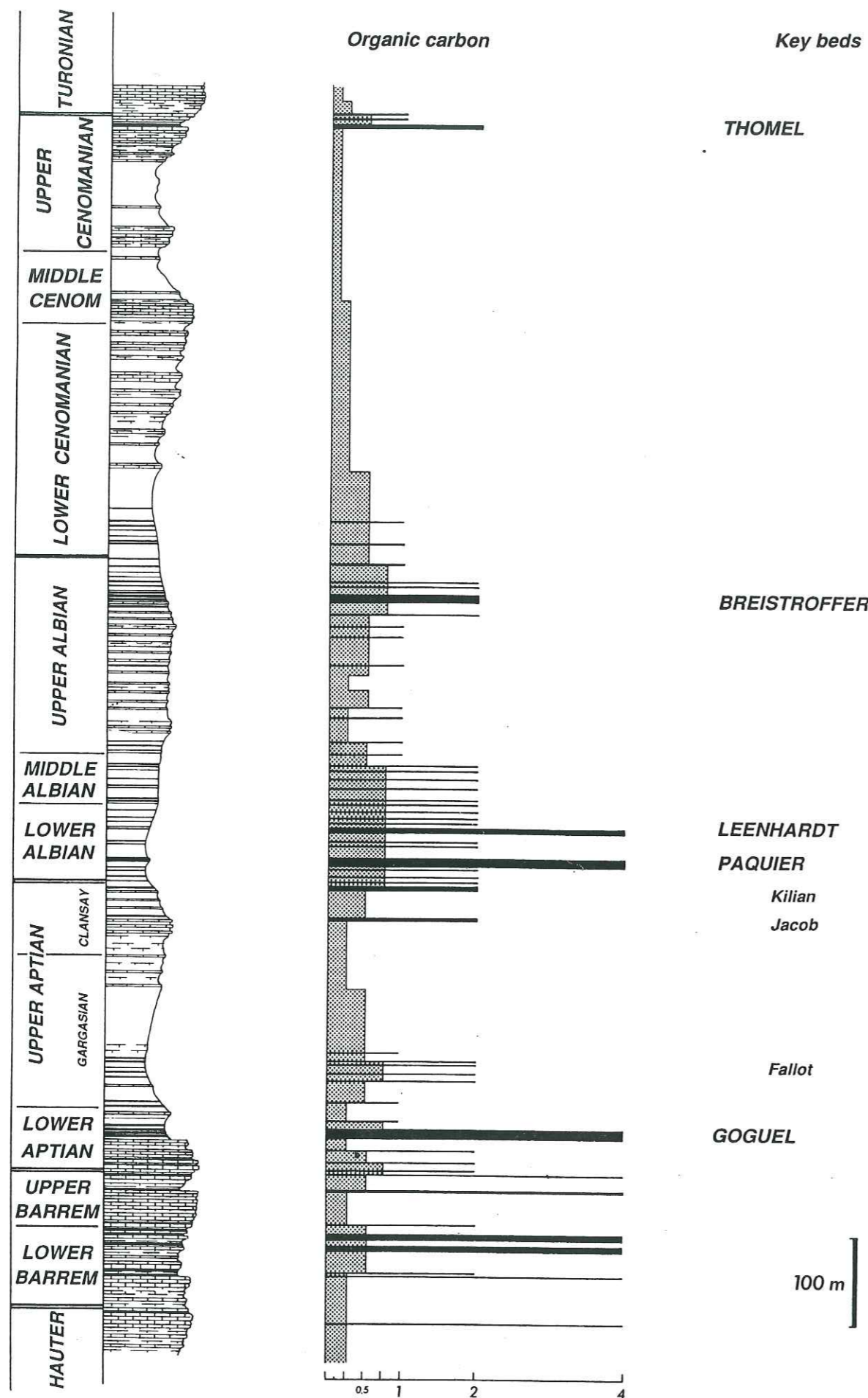


Fig. 193. Coupe synthétique de la série pélagique du Crétacé moyen (de l'Hauterivien au Turonien) du bassin vocontien montrant les événements d'accumulation de la matière organique. Les barres horizontales représentent la teneur en COT; barres courtes: environ 1%; barres moyennes: environ 2%; barres longues: 3-4%. L'épaisseur de la zone pointillée représente le TOC moyen des marnes de l'encaissant.

Il a été rapidement corrélé avec le *Livello Selli* décrit par WETZEL (1985) et COCCIONI *et al.*, 1987) dans l'Italie centrale (cf. BREHERET, 1988; ARTHUR *et al.*, 1990; ROBASZYNSKY, 1989) (fig. 194, 195). Il lui correspond également le niveau des *Fischschiefer* caractérisé dans le bassin de Basse Saxe (KEMPER et ZIMMERLE, 1978, GAIDA *et al.*, 1981; MUTTERLOSE, 1992). Par ailleurs, il a été mis en évidence sur un certain nombre de puits DSDP/ODP, répartis dans l'Atlantique Nord, l'Atlantique Sud, l'Océan Indien et le Pacifique, et dont les corrélations ont été particulièrement détaillées par BRALOWER *et al.* (1994). La conclusion de ces auteurs est que l'Aptien inférieur est marqué par un bref intervalle de conditions hypoxiques/anoxiques à une échelle globale, et qu'ils nomment *Early Aptian Oceanic Anoxic Sub Event (OASE)*, noté **OAE 1a**. La plupart des coupes montrent que ce court intervalle, d'une durée estimée inférieure au million d'années, s'inscrit en fait dans un intervalle de temps de 2 à 3 millions d'années, caractérisé par des conditions intermittentes d'oxygénation déficiente.

Le niveau **Fallot** se situe dans la zone d'ammonites à *Subnodosocostatum*. Il correspond à la zone de foraminifères à *G. ferreolensis* et se trouve au milieu de la nannozone à *P. angustus*. Il est mis en évidence à l'échelle du bassin vocontien. Il s'agit d'une alternance rédox, développée sur une vingtaine de mètres, où plusieurs horizons sont un peu enrichis en MO. D'éventuelles corrélations avec d'autres bassins européens ne sont pas encore établies. En particulier, aucune couche de *black shale* n'a été détectée en Italie centrale dans cet intervalle stratigraphique.

Le niveau **Jacob**, est situé dans la zone d'ammonites à *Jacobi*, la zone de foraminifères à *T. bejaouaensis*, et le sommet de la nannozone à *P. angustus*. Il est reconnu à l'échelle du bassin vocontien. Un niveau de *black shales* détecté dans les *Scisti a Fucoidi* de l'Italie centrale, le niveau "113", est placé en corrélation (ERBA, comm. pers.). Le puits DSDP 402 A (Atlantique Nord) contient une couche noire à ammonites susceptible de représenter un équivalent du niveau Jacob¹⁰². En dehors du bassin vocontien, les témoignages de ce petit épisode sont particulièrement rares, et, de plus, ne sont pas complètement assurés.

Le niveau **Paquier**. Ce niveau de schistes carton, d'une épaisseur variant entre quelques décimètres et cinq mètres, se situe dans l'Albien inférieur, et plus précisément dans la sous-zone à *Regularis* de la zone à *Tardefurcata* (BREHERET *et al.*, 1986). Il s'inscrit dans la zone de foraminifères à *H. planispira* ("intervalle à petites hedbergelles").

Il est étendu à toute la partie pélagique du bassin vocontien, et seules de rares ammonites phosphatées remaniées témoignent de cet événement sédimentaire sur les plates-formes adjacentes (BREHERET, 1985). Son extension (les corrélations exactes étant établies sur la base des ammonites, des foraminifères et des nannofossiles calcaires) dépasse en fait largement le Sud-Est de la France, puisque je l'ai retrouvé au site de *In der Höll*, près de Hohenschwangau, en Bavière, et à Losenstein, en Autriche (BREHERET, 1985), c'est-à-dire sur une grande partie de la mer alpine. Mais, d'après la bibliographie, il est probable que son dépôt soit enregistré jusqu'en Iran (ALAVI-NAINI, 1972) où l'on trouve des *black shales* à *Leymeriella*.

Les corrélations effectuées (par les nannoflores calcaires) avec les *Dalmiarupam Shales* du bassin de Cauvery, en Inde par KALE et PHANSALKAR (1992) ne paraissent pas complètement assurées selon (BRALOWER *et al.*, 1993). De même, pour ces auteurs (et pour moi-même) la corrélation proposée avec le *Livello Urbino*, en Italie centrale, ne paraît pas tout-à-fait certaine (BRALOWER *et al.*, *ibid.*). Par ailleurs, selon les mêmes auteurs, des sédiments d'âge Albien inférieur, riches en MO, sont détectés dans quelques forages de l'Atlantique: le site 545 DSDP, au large de Mazagan, le site 641 ODP, sur le Banc de Galice (dont les teneurs en COT s'élèvent jusqu'à 27%), le site 511 DSDP, sur le plateau des Falkland, et le site 386 DSDP, sur la ride des Bermudes (COT jusqu'à 14%). Les corrélations exactes ne peuvent être actuellement établies entre ces sites du fait de la résolution biostratigraphique atteinte (foraminifères planctoniques et nannofossiles calcaires; la magnétostratigraphie étant inapplicable dans l'intervalle concerné); de ce fait, la détection d'un léger diachronisme éventuel n'est guère possible. On doit donc considérer, pour le moment, qu'une fréquence élevée de couches riches en matière organique, sédimentées en différents bassins, se situe dans une petite enveloppe de temps au cours de l'Albien inférieur. Cet événement prend place, au sein d'un intervalle couvrant l'Albien inférieur et une partie de l'Albien moyen, et caractérisé par des *black shales* intermittents. Pour BRALOWER *et al.*, il représente

¹⁰² Où RENZ a diagnostiqué des *Leymeriella*. Pour DELAMETTE (comm. pers.), il s'agirait de *Neosilesites*. D'autres spécimens rapportés au genre *Epicheloniceras* seraient en fait des *Diadochoceras*.

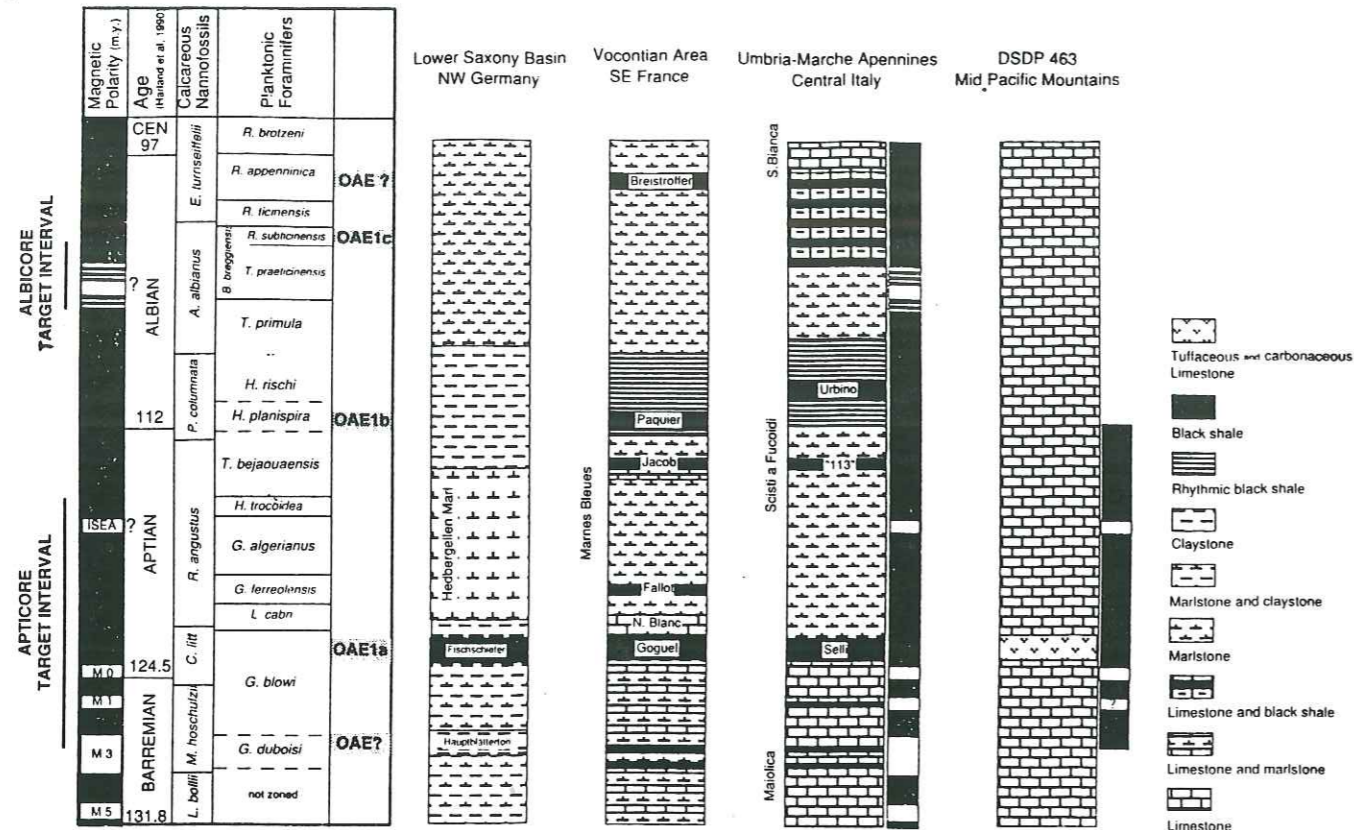
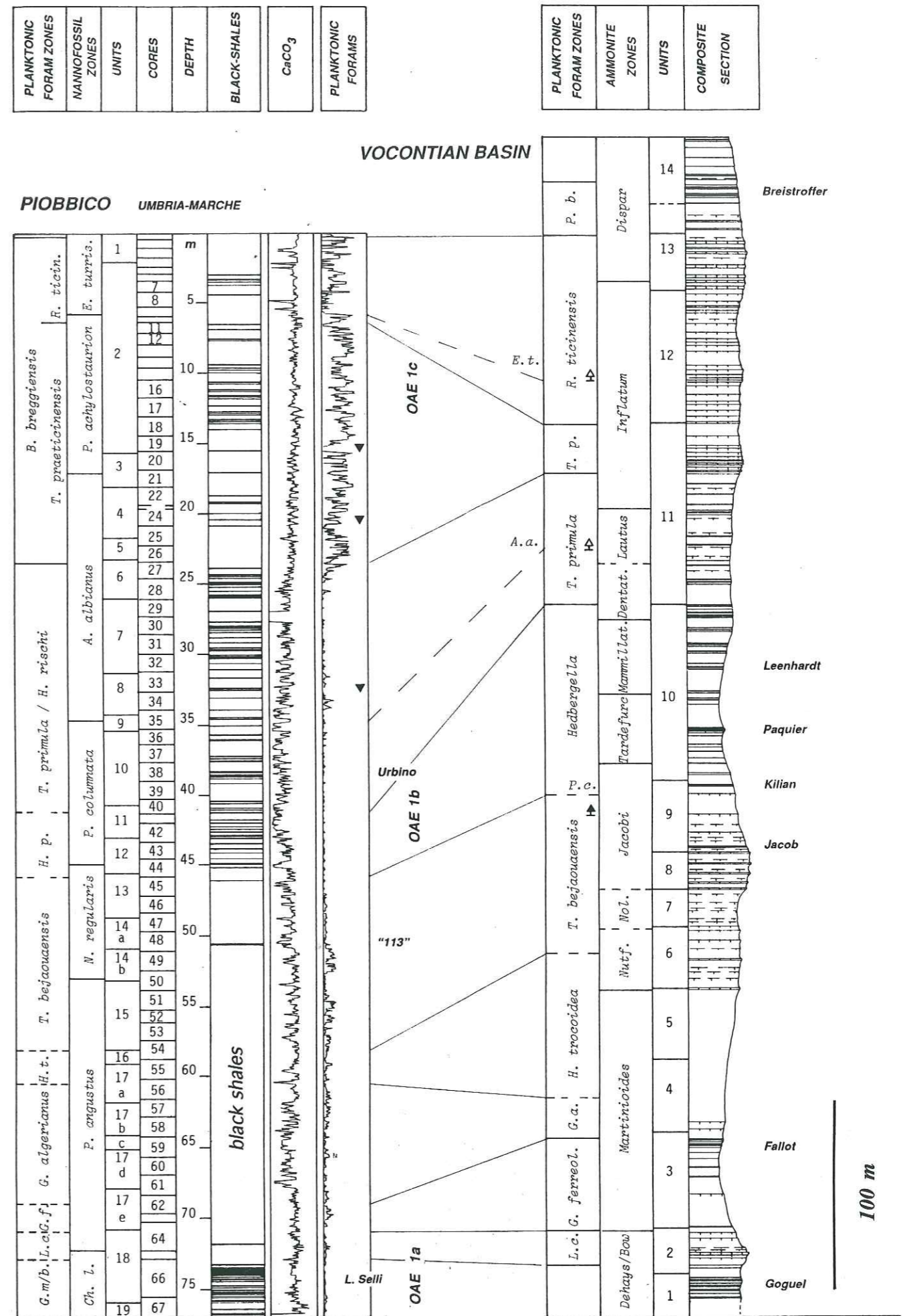


Fig. 194. Correlations des OAE avec la magnétostratigraphie et la biostratigraphie des nannofossiles calcaires et des foraminifères planctoniques. Sont mises en parallèle chronostratigraphique les coupes de trois séries européennes : bassin de Basse Saxe (Allemagne), bassin vocontien (France) et bassin d'Ombrie-Marches (Italie), ainsi qu'une coupe du site 463 DSDP du Pacifique ; selon ERBA in LARSON et al. (1993).

Fig. 195. Correlations lithostratigraphiques entre la série d'Ombrie, représentée par le forage de Piobbico (selon TORNAGHI et al., 1989) et la série synthétique de l'Aptien-Albien du bassin vocontien. Les barres qui figurent les corrélations sont basées sur la biostratigraphie des foraminifères planctoniques. Pour les nannofossiles calcaires : P.c. = *Prediscosphaera columnata* ; A.a. = *Axopodohabdu albianus* ; E.t. = *Eiffellithus turriseiffeli*. On remarque particulièrement la faible représentation de l'Albien inférieur en Ombrie. Au contraire, la base de l'Albien supérieur est plutôt dilatée. Il faut toutefois tenir compte de l'épaisseur relative entre les deux séries : la série vocontienne représente en effet près de dix fois l'épaisseur de la série d'Ombrie.



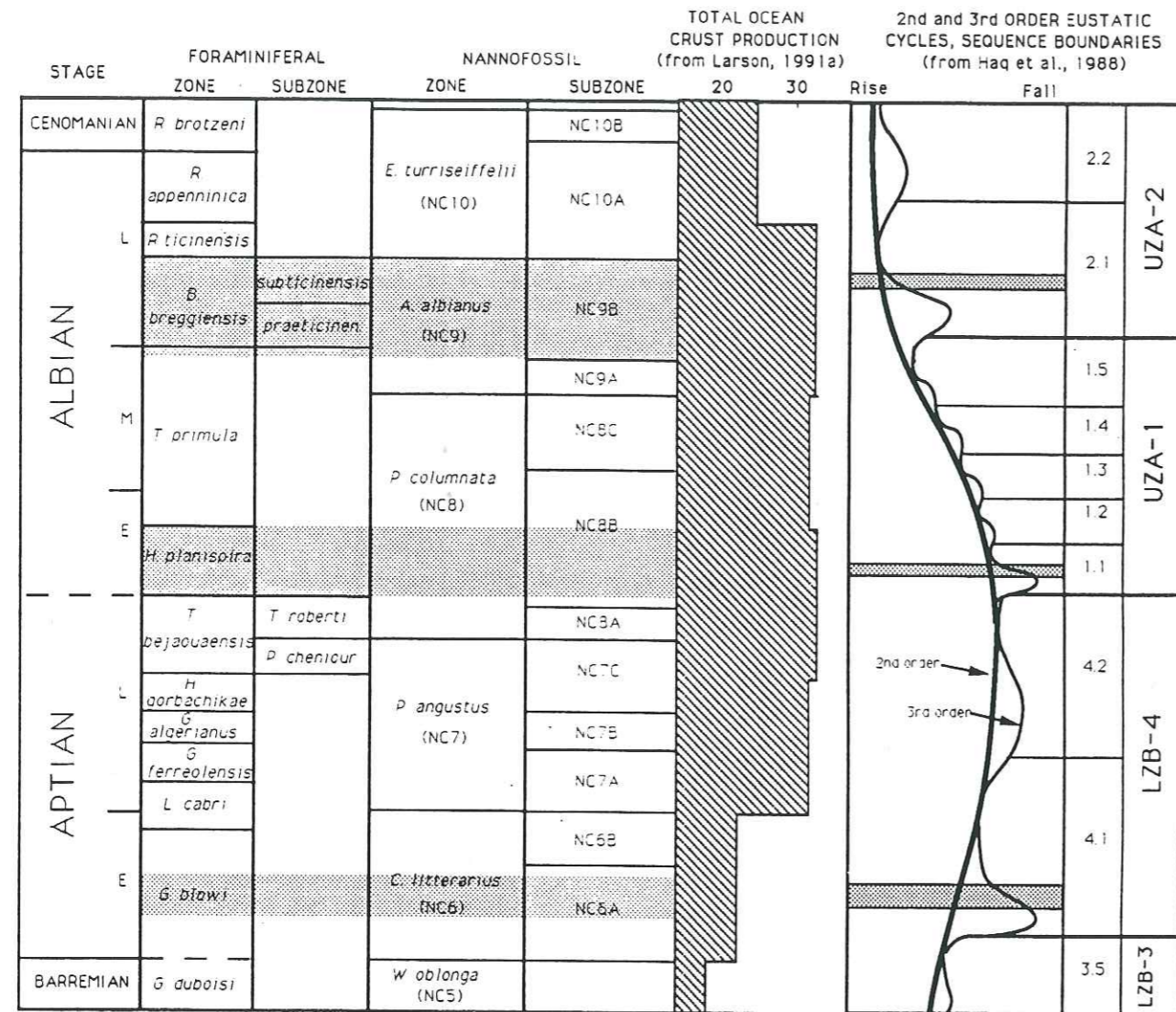


Fig. 196. Corrélations établies par BRALOWER et al. (1994) entre les épisodes de déficience généralisée en oxygène dissous, les cycles de deuxième ordre et troisième ordre selon Haq et al. (1988) et la courbe de production totale de croûte océanique selon Larson (1991). La terminologie des cycles est celle de Haq et al. BRALOWER et al. ont modifié les âges des cycles eustatiques de Haq et al. du fait de disparités entre la zonation de ces auteurs et celle de leur propre étude. Les zones gris pâles correspondent à l'enregistrement stratigraphique d'épisodes "dysoxiques/anoxiques"; les zones gris foncé positionnent les intervalles condensés selon les concepts de la stratigraphie séquentielle. Le taux de production de la croûte est exprimé en $10^6 \text{ km}^3/\text{M.A.}$

l'événement OAE 1b.

L'Albien moyen élevé et l'Albien supérieur basal contiennent quelques CRMO aux teneurs modestes en COT. Ces couches un peu silteuses, à nombreux inocérames, ne sont bien attestées, notamment pour l'Albien supérieur basal, que dans le centre du bassin (région de Rosans); la condensation est observée ailleurs. Il est fait peu de cas de telles CRMO de cet intervalle dans la littérature. Il semblerait pourtant y avoir des *black shales* modérément enrichis en MO en beaucoup de bassins.

L'Albien supérieur non basal ne comporte, dans le bassin vocontien, que quelques mètres d'alternances redox très peu marquées, et restreintes à la partie centrale (Palluel; la Folie); en position non centrale, la condensation est de mise. En revanche, dans cet intervalle, la littérature fait état d'un épisode assez généralisé d'accumulation de MO: dans la zone de foraminifère à *R. subticinensis* (deuxième sous-zone de la zone à *B. breggiensis*), ou sommet de la nannozone à *A. albianus*; c'est-à-dire dans la zone d'ammonites à *Inflatum* (sous-zone à *Varicosum*). Cet événement paraît attesté à l'échelle globale (voir synthèse in ARTHUR et al., 1990, et BRALOWER et al. 1993); on en trouve des témoins non seulement en Europe, en Italie centrale et en Allemagne, mais aussi aux USA, (*Mowri Shales* et *Skull Creek Shales* du *Western Interior*, ainsi qu'en Australie, où les *Julia Creek Oil Shales* de la *Toolebuc Formation* (bassin d'Eromanga) sont bien connus. Ces sédiments à MO ont aussi été rencontrés en forages océaniques (DSDP/ODP), dans l'Atlantique et le Pacifique. Il s'agit donc d'un événement à l'échelle globale. Mais son témoignage est *a priori* négligeable dans le bassin vocontien. Il représente l'OAE 1c, selon la nomenclature de BRALOWER et al. (1993).

Le niveau Breistroffer, est situé dans la zone d'ammonite à *Dispar*; il appartient à la zone de foraminifère à *R. appenninica* (il correspond à l'extension de *P. buxtorfi*); il se localise dans la nannozone à *E. turriseiffelii*. Il est formé d'horizons distribués sur plus de vingt mètres d'épaisseur, et reconnu à l'échelle du bassin vocontien. Ailleurs que dans le Sud-Est de la France, ses témoignages sont sporadiques. Notamment, on identifie un intervalle d'excellentes roches mères (la Mouelha) en Tunisie (TALBI, 1986). Le site DSDP 465, sur la ride de Hess dans le Pacifique, présente des calcaires laminés riches en MO dans la zone à *E. turriseiffelii* (BRALOWER et al., 1993). Cet épisode paraît peu représenté à l'échelle globale; dans certains documents, il est distingué comme l'OAE 1d.

Ces considérations montrent que, dans certains intervalles de temps, les *black shales* sont particulièrement bien représentés en différents bassins, à l'échelle globale. C'est surtout vrai pour les trois événements: Aptien inférieur, Albien inférieur et base Albien supérieur, qui sont notés OAE 1a, OAE 1b et OAE 1c, les deux premiers correspondant aux niveaux Goguel et Paquier du bassin vocontien, mais le troisième n'est pas exprimé de manière tangible.

Mais, comme le soulignent bien BRALOWER et al. (1993), on ne peut être assuré, actuellement, de l'absolu synchronisme de ces événements qui pourraient éventuellement se révéler légèrement diachrones pour les différents sites. En contrepartie, on peut être assuré que certaines périodes furent particulièrement favorables au dépôt de CRMO à l'échelle globale. Parmi ces événements, l'Aptien inférieur apparaît le mieux focalisé du point de vue temporel, et le mieux représenté géographiquement (cf. BRALOWER et al., 1993).

Des causes générales sont à rechercher pour expliquer cette répartition.

Le réchauffement d'eaux profondes du fait d'un flux thermique consécutif à l'activité volcanique est évoqué par VOGT (1989). La productivité élevée du fait de l'advection de nutriments serait alors à l'origine de la déficience en oxygène dissous des eaux profondes.

L'immense plateau volcanique sous-marin d'Ontong Java se serait formé du Barrémien supérieur à l'Aptien inférieur (cf. TARDUNO et al., 1991). Cette activité marquerait le début d'une période de rapide expansion océanique (au début de la *Cretaceous Long Normal zone*). L'accroissement de la pression en CO_2 (dégagé par cette activité), et, par voie de conséquence, le réchauffement global et l'affaiblissement de la solubilité de l'oxygène dans les eaux, constituent des facteurs supplémentaires favorables à la sédimentation des *black shales*.

BRALOWER et al. (1993) constatent que les trois "sous-événements" sont également, en première approximation, en coïncidence avec les bases de séquence de second ordre (ou supercycles) reconnus par HAQ et al. (1988). Plus exactement, ils voient dans les OAE l'expression de

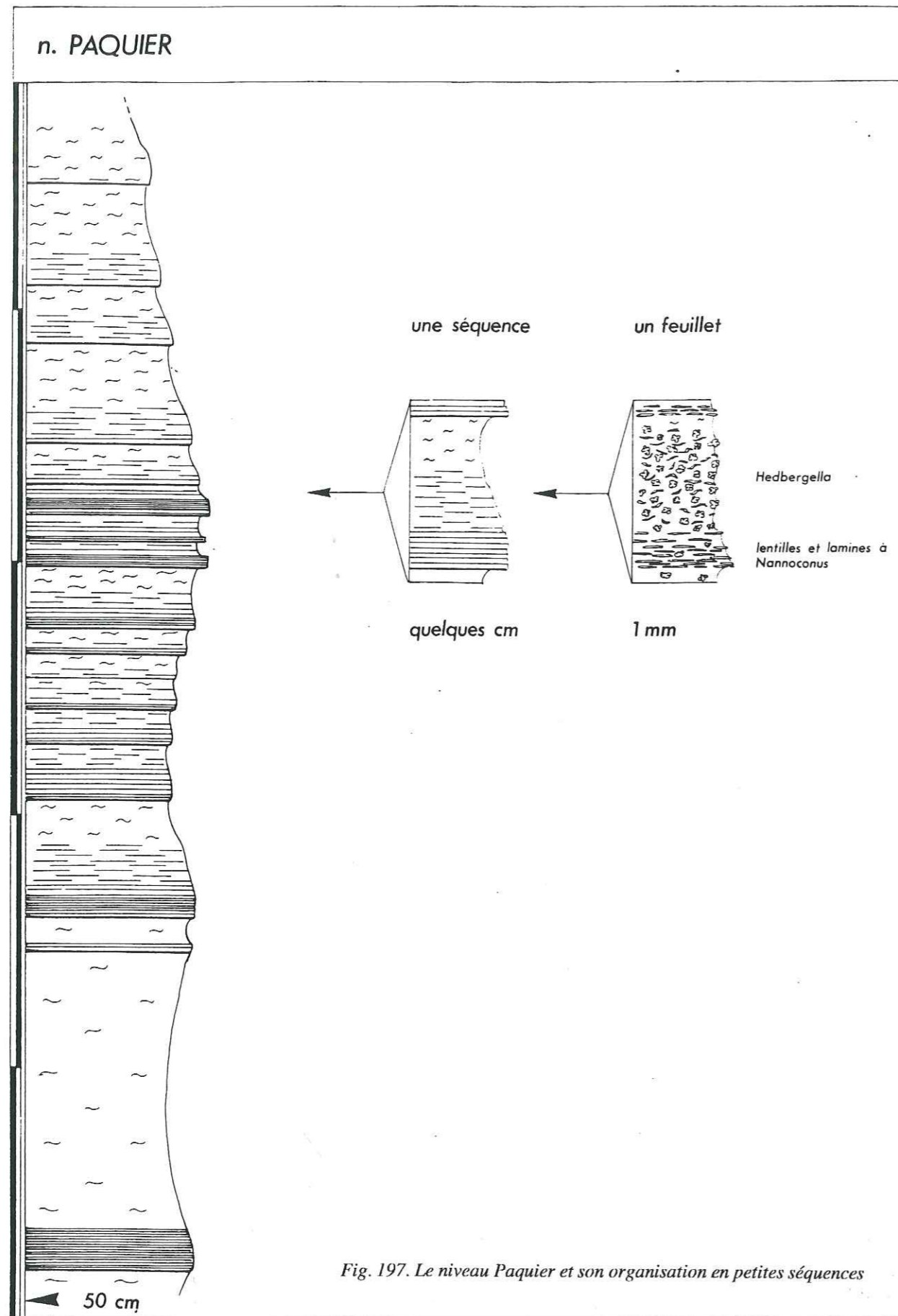


Fig. 197. Le niveau Paquier et son organisation en petites séquences

condensations lors de montées importantes du niveau marin, par suite d'une réduction de la dilution par le détritisme terrigène (fig. 196).

Ainsi qu'on l'a évoqué, il n'est pas possible d'assurer qu'il y a eu, de manière synchrone, anoxie, ou forte déficience en oxygène dissous à l'échelle globale. Néanmoins, il apparaît certain que des conditions propices à une telle déficience furent largement réunies à cette échelle. De la sorte, au niveau régional (ou local), une simple élévation de la production organique ou un léger confinement hydrologique (pour des raisons diverses) entraîna inéluctablement suboxie ou anoxie. Hormis un ensemble de causes amonts, dont l'origine géodynamique interne est probable, il semble donc difficile de proposer un modèle unique pour la formation des CRMO dans les contextes très variés où ils sont signalés pour les OAE du Crétacé moyen. Les caractéristiques des différentes CRMO du bassin vocontien nous en offrent des exemples.

3.5.3. Etude de l'évolution d'une CRMO à l'échelle microscopique ; l'exemple particulier du niveau Paquier (pl. 10 - 15)

Le niveau Paquier, tel qu'il apparaît à l'affleurement, et comme nous l'avons décrit en I.1.1.3 (p. 27) et I.1.2.6 (p. 83 - 89), présente une hétérogénéité aisément perceptible. Il s'y individualise notamment des passées plus ou moins calcaires, plus ou moins fissiles, riches ou pauvres en ammonites (cf. fig. 33). Nous avons également vu qu'il peut se décomposer en 18 petites séquences dont l'épaisseur varie du centimètre à plusieurs décimètres. Macroscopiquement, ces séquences montrent : (1) un premier terme plutôt calcaire, caractérisé par des lamines assez régulières et continues ; il offre un parfait débit de schiste carton. A l'extrême base de ce terme les ammonites sont sporadiques, mais elles deviennent abondantes vers le haut. (2) Dans le terme sus-jacent, le caractère laminé s'estompe un peu ; la fissilité est moins fine et moins régulière et les ammonites se raréfient. (3) Enfin le terme supérieur est constitué de marne homogène, au débit irrégulier, et les ammonites y sont très sporadiques ; de rares bioturbations peuvent y être détectées. Un certain nombre de ces petites séquences présentent des distorsions par rapport à cette succession idéale, par disparition de l'un ou l'autre des termes.

On remarquera que, dans la partie moyenne des séquences du niveau Paquier, les populations d'ammonites sont variables d'une lamine à l'autre, certaines sont très riches en *Leymeriella*, d'autres en *Puzosia*, et dans certaines les *Ptychoceras* sont particulièrement fréquents ; l'abondance et la taille moyenne des ammonites est variable d'une lamine à l'autre, certaines lamines comportent une faune qui semble normale, d'autres livrent une faune composée de nombreuses petites formes. Enfin, au sommet du niveau, les *Leymeriella*, dans leur ensemble, paraissent nettement plus grandes que dans les séquences sous-jacentes.

L'examen de ces sédiments en microscopie optique, et complété d'observations en microscopie électronique, permet d'observer les faits suivants.

Dans les petites séquences (fig. 197), le terme basal est constitué de l'empilement de lamines carbonatées de quelques dizaines, à centaines de micromètres d'épaisseur ; elles sont homogènes ou constituées de l'agglomération de lentilles calcaires (de quelques dizaines de micromètres d'épaisseur et étendues sur quelques centaines de micromètres). Les foraminifères planctoniques (*Hedbergella*) sont sporadiques. Vers le haut, la proportion d'argiles devient plus importante et les lamines continues font place à un fond constitué de lentilles calcaires aplaties selon le litage. Les foraminifères planctoniques sont plus abondants. Ces foraminifères peuvent être disposés selon des lamines, où ils sont extrêmement abondants. Du reste, de tels plans à foraminifères sont détectables à l'échelle de l'échantillon macroscopique. En effet, la roche a tendance à se déliter selon de telles surfaces qui apparaissent un peu grumeleuses à la loupe. Dans cette partie des petites séquences on peut ainsi trouver une alternance de passées plutôt riches en lentilles calcaires et de lamines à foraminifères.

L'examen des lamines continues et des lentilles calcitiques à fort grossissement (x 1.250), à l'objectif à immersion, montre qu'elles sont constituées de nannofossiles calcaires. Il n'est pas possible de les discriminer puisqu'il s'agit d'un enchevêtrement tridimensionnel de ces corpuscules. Toutefois, il est possible de distinguer que certaines d'entre ces lamines et lentilles sont constituées

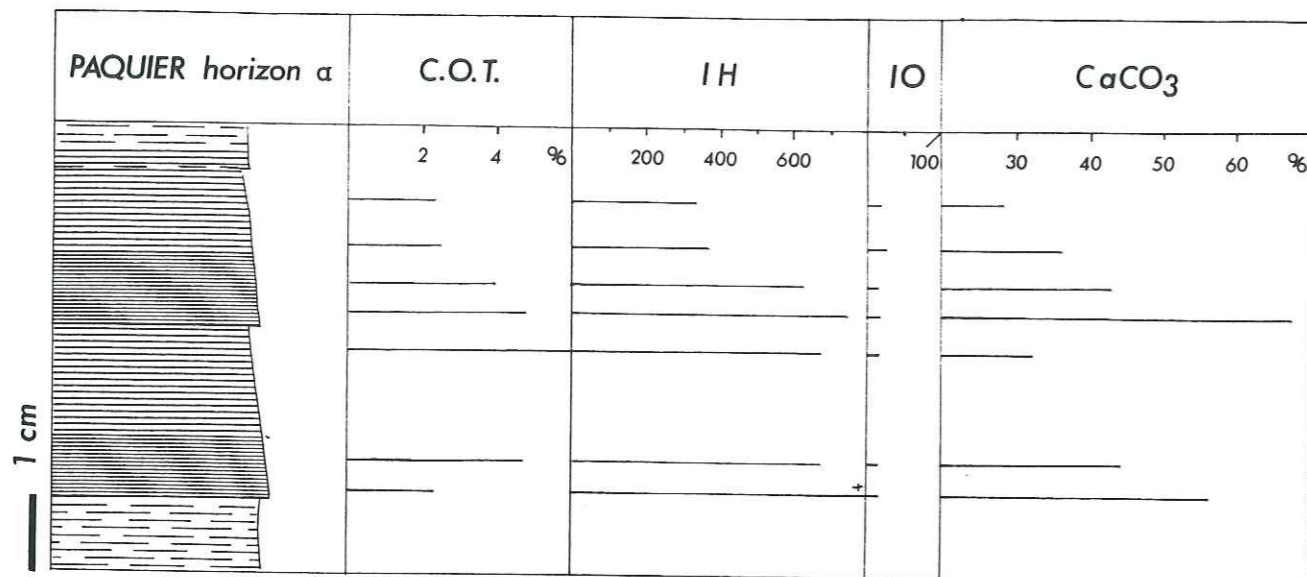


Fig. 198. Le niveau Paquier. Hyèges, les Ravel. L'horizon α , composé des deux petites séquences PA 12 et PA 13, à l'échelle 1. Caractérisation de la matière organique par pyrolyse Rock-Eval, et teneurs en calcaire. Les différences de composition sont substantielles à l'échelle millimétrique.

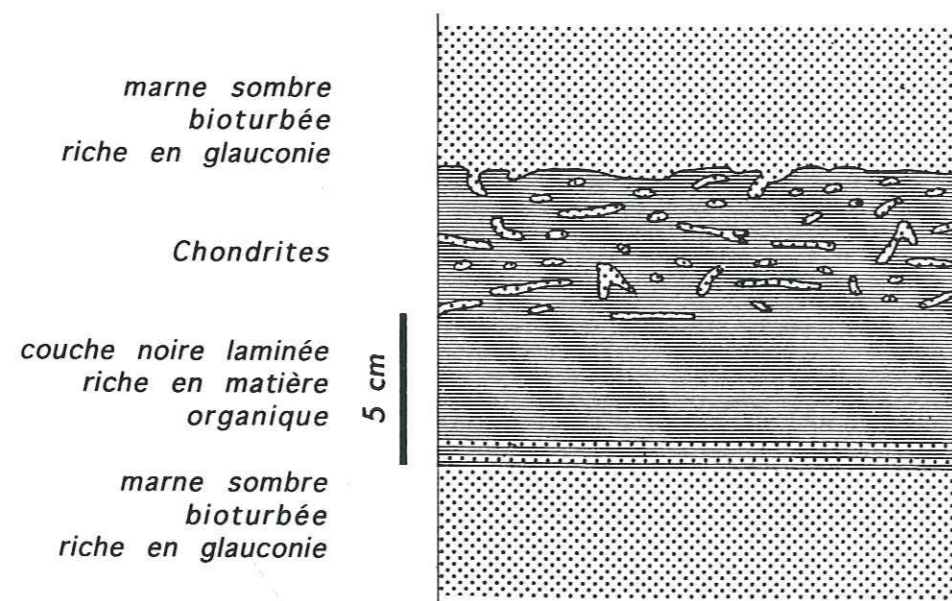


Fig. 199. Aspect de l'alternance entre couches noires laminées riches en MO et couches de marnes silteuses et très glauconieuses. Le sommet de la couche noire est envahi par les réseaux de Chondrites subséquentement remplis par le matériel glauconieux susjacent. Albi inférieur ; le Jas de Coeur. Selon BREHERET (1991a).

d'une accumulation de *Nannoconus*, ce qui est d'ailleurs surtout le cas des lamines continues. Il est même possible d'observer que certaines lamines sont formées de plaquettes désolidarisées de *Nannoconus* qui ont glissé les unes sur les autres. Certaines lentilles calcitiques sont peu aplaties dans le litage et sont manifestement recristallisées, ce qui a permis qu'elles encaissent la compaction. Les observations effectuées en microscopie électronique à balayage montrent bien que ces amas carbonatés sont constitués de *Nannoconus* ou de coccolithes (cf. BREHERET, 1983 ; BREHERET *et al.*, 1986). Certaines lentilles sont purement constituées de *Nannoconus*, d'autres de coccolithes, enfin d'autres encore sont mixtes. Les lentilles calcaires sont interprétées comme les pelotes fécales de broûteurs planctoniques de nanoplankton, qui peuvent être des petits crustacés ; les lamines plus ou moins continues constitueraient les lambeaux de voiles de floraisons phytoplanctoniques (cf. NOEL *et al.*, 1987). Ces amas ne comportent que peu de coccosphères non disloquées comme il est particulièrement fréquent d'en trouver dans les faciès confinés (cf. par exemple NOEL et MELGUEN, 1978) ; ceci est attribué aux effets de l'importante compaction. Les observations effectuées sur les concrétions phosphatées (issues de la diagenèse très précoce, § suivant) trouvées dans les CRMO du sommet de l'Albien inférieur ont montré que les coccosphères sont préservées lorsque la minéralisation a joué de le rôle de bouclier face à la compaction. On remarque la présence de petites lentilles de quartz dont l'origine est incertaine ; une partie pourrait être diagenétique.

Au microscope optique, la teinte de la roche est jaunâtre à brunâtre ; l'ensemble est riche en matière organique intimement mêlée à la matrice fine argilo-carbonatée. Les lentilles calcaires sont largement imbibées de matière organique amorphe qui les rend jaunes à rougeâtres. Les loges des foraminifères planctoniques sont le plus souvent emplies de calcite sparitique diagenétique, mais la matière organique amorphe qui les imbibe peut occuper la totalité de l'espace. Ces cavités peuvent également être pyritisées. Mais la pyrite est disséminée sous forme de framboïdes de quelques microns qui sont autant de petits points noirs sur les préparations. Quelques grains glauconieux se rencontrent.

Le second terme de cette séquence est constitué d'un sédiment homogène où l'on ne discerne plus de lentilles calcaires. Les foraminifères planctoniques sont fréquents, mais disséminés. Cette structure semble pouvoir s'expliquer par la microbioturbation résultant de l'action d'une méiofaune.

Le troisième terme est caractérisé par une hétérogénéité dans la répartition des particules ; la ségrégation de grains de tailles différentes correspond à des bioturbations qui peuvent être plus ou moins clairement visibles. Il pourrait s'agir de *Chondrites* dont les réseaux ont été écrasés lors de la compaction.

Ces observations montrent premièrement qu'à une échelle centimétrique (ou pluricentimétrique), au sein d'une couche de *black shale*, le faciès sédimentaire peut être différent, matérialisant ainsi des conditions de sédimentation variées. D'un faciès parfaitement laminé, enregistrement d'un milieu suboxique, voire anoxique, on passe à un faciès microbioturbé et à un faciès bioturbé (à *Chondrites*), dénotant des conditions suboxiques à hypoxiques. Cette variation du microfaciès peut être aussi notée sur les teneurs en calcaire et sur la qualité de la matière organique contenue dans la roche (fig. 198). Ainsi, sur l'horizon α , on observe à la base de PA 13 une teneur en calcaire de près de 70 %, cette teneur s'amenuise vers le haut, en l'espace de deux centimètres à 28 %. Corrélativement, on passe d'un COT de 4,5 % à un peu plus de 2%, cependant que l'IH chute de 750 à 350 mg HC/g COT. Dans la séquence PA 12, l'échantillon de la base, dont le COT est modeste par suite d'une dilution par la phase calcaire (de l'ordre de 55 %), présente un IH très élevé, dépassant 1100 mg HC/g COT et qui peut être interprété comme caractéristique d'une matière organique purement algale.

Plusieurs phénomènes sont certainement télescopés dans ces différences des paramètres ; on peut voir, au sein des petites séquences, une chute dans la production primaire, une moins bonne préservation de la matière organique ainsi qu'une dilution de plus en plus grande par le détritisme terrigène.

Une remarque s'impose ici, et qu'il me paraît important de souligner. Les faciès laminés riches en MO, tels que ceux du niveau Paquier, sont susceptibles de présenter une hétérogénéité très importante aux différentes échelles d'observation. Cette hétérogénéité est décelable depuis l'échelle de l'affleurement à celle du microscope. Les analyses minéralogiques, géochimiques et micropaléontologiques classiques, qui sont globalisantes, ne permettent pas de répondre de manière

complètement adéquate aux questions relatives à la genèse de telles couches. Du reste, les données livrées ci-dessus pour l'horizon α globalisent elles-mêmes, d'une certaine façon, les paramètres au sein d'un faciès donné. Elles permettent de caractériser le faciès ; ces analyses complètent de manière incontournable les observations microscopiques mais ne sauraient les remplacer.

La conformation des microfaciès laisse penser que les caractéristiques des eaux de fond ont fluctué à fine échelle au cours du temps, passant de l'anoxie à la suboxie, voire à l'hypoxie. Mais elles suggèrent également que l'évolution des caractéristiques des eaux de surface (température, chimisme, profondeur des eaux oxygénées, nutriments, turbidité...) a largement influé sur les faunes pélagiques (ce qui a joué également sur leurs potentialités de préservation intra-sédimentaire).

La signification des petites séquences qui composent le Paquier, de même que les fluctuations des phases sédimentaires à l'échelle des microfaciès ne sont pas clairement élucidées. Une étude très détaillée de l'évolution verticale des divers paramètres lithologiques, fauniques, géochimiques demeure à mener. Au stade des investigations actuelles, toutefois, le schéma suivant peut être proposé.

La base d'une séquence, avec ses lamines plus ou moins continues riches en *Nannoconus*, correspondrait à une phase d'apports détritiques terrigènes minimums. Les organismes planctoniques pourvoyeurs de ces corpuscules sont interprétés comme adaptés à des eaux limpides (BUSSON et NOEL, 1991)¹⁰³ ; ce seraient des stratèges K adaptés à des milieux oligotrophes (COCCIONI *et al.*, 1992). Cette disposition traduirait un milieu marin nettement stratifié, dont le corps d'eau inférieur, stagnant, serait enclin à l'anoxie. Une légère augmentation des apports détritiques terrigènes et des nutriments pourrait ensuite favoriser les coccolithophoridées par rapport aux nannoconidés, et permettre le développement de foraminifères planctoniques. Ces derniers, qui sont de petites hedbergelles, peuvent apparaître en faible nombre dans le sédiment, dénotant des conditions peu propices à leur développement, mais aussi, elles peuvent constituer des lamines où elles sont très abondantes. Cette disposition traduirait, au contraire, le profit tiré d'une production primaire plus substantielle, et un emballement sporadique de la vie planctonique. Ces petits foraminifères dont le cycle vital est court, sont interprétés comme des opportunistes, des stratèges de mode r (CARON et HOMEWOOD, 1983 ; COCCIONI *et al.*, 1992). Leur présence en quantité pourrait correspondre au passage à des conditions eutrophiques. Toutefois, il est peu probable que de telles conditions se soient maintenues sur un temps très long, et les observations suggèrent plutôt que de telles phases de production élevée alternent rapidement avec des phases oligotrophiques. Par ailleurs, l'instabilité dans les conditions physicochimiques des eaux de surface se traduit également, et de manière spectaculaire, par les couches à ammonites. Rappelons que dans certains plans des feuilletés du *black shale*, les populations d'ammonites montrent une proportion élevée de petits individus, interprétés comme des juvéniles. Cette observation n'est pas sans évoquer des phénomènes de mortalité massive. On peut aussi remarquer, comme cela a été observé à la Farete (centre Sud du bassin), que certaines couches sont tellement riches en ammonites que leurs phragmocônes écrasés se chevauchent. Si l'on ne peut écarter la possibilité d'une concentration par transport *post mortem* par les courants, cette autre observation est néanmoins à prendre également en considération. La fréquence temporelle de ces successions de phases doit être relativisée ; il est peu probable qu'elle coïncide simplement avec des cycles annuels.

Les phases eutrophiques peuvent être attribuées soit à des apports de détritiques et de nutriments plus substantiels, soit à des réactivations sporadiques de la circulation, permettant l'advection d'eaux profondes vers la surface. Les intervalles homogènes, voire bioturbés, situés vers le haut des séquences, correspondraient à un relatif déconfinement permettant une remontée limitée du taux d'oxygène dissous dans les eaux de fond. Si l'on excepte le sommet de la séquence PA 1 (intervalle un peu bioturbé, généralement développé sur quelques décimètres), les foraminifères benthiques sont totalement absents du niveau Paquier, à l'exception des séquences PA 6 et PA 7, où une forme de foraminifère benthique minuscule apparaît en de très rares exemplaires. Cette forme ne semble pas décrite dans la littérature d'après MAGNIEZ-JANNIN (comm. pers.)

Sur les sites de bordure, au Sud, les conditions semblent avoir fluctué de manière plus

¹⁰³ Les *Nannoconus* sont interprétés par BUSSON et NOEL (1991) comme des parties minéralisées de kystes d'organismes méroplanctoniques voisins des dinoflagellés. Ils pensent que ce mode de vie explique la relative rareté de ces corpuscules dans les CRMO.

contrastée. Des horizons parfaitement laminés et riches en MO alternent avec des horizons bioturbés, dont on a vu qu'ils sont envahis par la glauconie (§ II.2.3.2, p. 362-365) (cf. fig. 199). La faune de foraminifères benthiques, sans être riche, présente toutefois une certaine diversité, et les formes diagnostiquées par MAGNIEZ seraient plutôt typiques de la bordure de plate-forme, et témoigneraient d'une oxygénation déficiente, mais non de l'anoxie (g. *Ammobaculoides* (?) *Cassidella* (?), *Coronalites*, *Falsogaudryinella* (?), *Gavelinella*, *Lenticulina*, *Marsonella*, *Praebulimina* (?), *Vaginulina*, *Valvulineria*). Le développement de la glauconie a été favorisé par ces conditions de relative oxygénation influençant le substratum vaseux riche en matière organique (cf. § *ibid*). Par ailleurs, l'analyse de microfaciès de miches calcaires disposées au sein du niveau Paquier aux Coignets (Salignac) a révélé la présence de protoconches d'ammonites disposées en certains lits. Cette disposition est analogue à celle montrée par HANZO (1978, 1979) dans les miches calcaires des Schistes carton du bassin de Paris ; je l'ai aussi observée sur du matériel des roches mères cénomaniennes du Vénézuéla (étudiées par IATZOURA, 1993). L'interprétation qui peut-être proposée (BREHERET *et al.*, en préparation) pour ces juvéniles d'ammonites est celle de pontes de ces Céphalopodes dont le développement a été interrompu par des conditions d'oxygénation défavorables.

La colonisation de ces faunes benthiques sur les bordures dénote des conditions d'oxygénation plus largement fluctuantes que sur les fonds du bassin distal au cours de l'événement Paquier. Cette disposition pourrait s'expliquer par des abaissements périodiques de la picnocline.

L'hétérogénéité verticale, que nous venons de souligner quant au faciès du niveau Paquier, contraste, en quelque sorte, avec l'extension latérale considérable des petites séquences qui le compose. En effet, les petites séquences PA 12 et PA 13, qui forment "l'horizon α " aisément repérable, se retrouvent jusqu'en Bavière et en Autriche (Losenstein) (cf. pl. 10, fig. 1-2), c'est-à-dire à plus de 800 km du bassin vocontien, dans la configuration géographique actuelle (BREHERET, 1985a). HACZEWSKI (1989) établit une corrélation comparable à l'échelle de lamines, pour des sites distants de 750 km, dans les calcaires à coccolithes de Tilawa de l'Oligocène des Carpathes. Ces laminites se sont également déposées dans des conditions de confinement par stratification stable des eaux de la Paratéthys.

3.5.4. Les autres CRMO

Dans les autres CRMO, les caractéristiques microfaciologiques se comparent dans une certaine mesure à celles évoquées pour le niveau Paquier. Les horizons au débit plan-parallèle de schiste carton présentent un fond argilo-carbonaté et bitumineux constellé de pelotes fécales de brouteurs planctoniques dont le contenu est formé de nannoplancton calcaire et qui sont écrasées par la compaction (ex. niveau Goguel, niveau Breistroffer). Cette fabrique à pellets, pour reprendre le terme de CUOMO et BARTHOLOMEW (1991) ("*pelletal fabric*"), dénote l'absence de vie métazoaire benthique et peut s'interpréter comme la conséquence de phases anoxiques à suboxiques. Des lamines continues à nannofossiles n'ont pas été décelées dans ces couches. D'autre part, aucune monospécificité ou dominance d'espèces n'y a été mise en évidence à présent. Rappelons, comme je l'ai signalé dans le § I.1.2.1 (p. 45) que les passées GO 5 et GO 6 du niveau Goguel, présentent des petites déjections cylindriques (écrasées dans le litage), issues de l'activité probable d'Euphausiacées, et constituées uniquement de nannofossiles calcaires. Les observations n'ont pas permis de détecter, pour ces niveaux, des fluctuations dans la production planctonique aussi marquées que celles du niveau Paquier, notamment quant aux proliférations de foraminifères planctoniques. Toutefois, de telles fluctuations sont loin d'être l'apanage de ce niveau Paquier, elles sont observables pour bien d'autres contextes. Elles ont, par exemple, été notées dans la formation Querecual du CénoManien du Vénézuéla (IATZOURA, 1994) et dans le niveau Bahloul (CTBE) en Tunisie (ROBASZYNSKY *et al.*, 1993).

Les microfaciès de couches noires dont la lamination est plus discrète et la fissilité moins régulière, ne présentent pas, ou pas nettement, de pelotes fécales (de brouteurs planctoniques) individualisées dans le fond argilo-carbonaté. Les microfaciès de ces couches sont comparables à ceux des termes homogènes décrits dans les petites séquences du Paquier. Ceci suggère une microbioturbation. Du reste, quelques foraminifères benthiques peuvent s'y rencontrer, et enfin, le contenu en MO est comparable avec des teneurs aux alentours de 2 % en COT pour des IH variant entre 100 et 300 mg HC/g COT. Ces derniers paramètres indiquent une certaine altération de la

matière organique lors du dépôt. Dans ces cas, l'influence d'anoxies n'est pas avérée, et les caractéristiques dénotent plutôt des conditions suboxiques ou hypoxiques. Remarquons que cela ne signifie pas que des phases d'anoxie véritable n'ont pas existé, mais que les traces de ces éventuels événements (alors de faible durée) ont été anéanties du fait de l'homogénéisation par les petits organismes benthiques.

3.5.5. En conclusion

Bien que des pistes nous aient été fournies par les diverses données analytiques, les causes exactes ayant présidé à la formation de chaque passée de *black shales* demeurent à élucider. Les indices les plus précis ont été recueillis pour le niveau Paquier. Cette couche-repère témoigne, pour le domaine bassin, de conditions oscillant entre anoxie et suboxie, et parfois d'hypoxie. Elle enregistre des pulsations de la production dans les eaux de surface, variant probablement entre oligotrophie et eutrophie. Se situant dans le contexte d'une poussée transgressive importante dont on trouve des témoins dispersés dans diverses régions du globe, elle est caractérisée, dans le bassin vocontien, par l'invasion de faunes d'ammonites provenant de l'Europe du Nord. Ces organismes ont bénéficié de l'ouverture des seuils Londres-Brabant et bourguignon. Cette ouverture de seuils aurait permis, comme nous l'avons proposé antérieurement (BREHERET *et al.*, 1986 ; DELAMETTE *et al.*, 1986), la pénétration d'eaux depuis le bassin de Paris dans le bassin vocontien. Les conséquences hydrologiques de ce déversement sont encore conjecturales, mais se relient certainement à l'établissement d'une stratification de densité des eaux. Compte tenu des estimations permises par divers paramètres (concernant la glauconie, la biostratigraphie), une telle situation aurait persisté durant quelques centaines de milliers d'années. La stabilité de cette situation était nécessairement sous l'influence de l'évolution des échanges entre les bassins (liée à la géodynamique) ainsi que des variations climatiques. Cette délicate balance a fini par se rompre par suite de changements dans le niveau marin relatif, favorisant alors des échanges importants entre les bassins¹⁰⁴.

¹⁰⁴ Du reste, un lien entre la configuration des bassins et l'ouverture et la fermeture de seuils en conséquence de mouvements tectoniques, et ceci dans le contexte de début du serrage alpin, a été évoqué par RICOU (1987) pour la genèse des CRMO du Crétacé moyen.

Les concrétions phosphatées, calcaires & barytiques

4.1. Introduction

4.2. Les concrétions phosphatées

LES CONCRETIONS

4.1. INTRODUCTION

Un travail particulier sur les nodules ou concrétions diverses n'était pas envisagé lorsque cette étude des Marnes bleues vocontiennes a été entreprise. Toutefois, leur importance en tant que témoins diagénétiques et sédimentologiques s'est peu à peu imposée, et c'est la raison qui a poussé à leur accorder de l'attention. De plus, il faut ajouter que, dans bien des cas, la ténuité des repères lithologiques au sein de la série dont on peut convenir de la monotonie, a conduit à leur utilisation.

Parmi les corps diagénétiques différenciables au sein des Marnes bleues, on compte : (1) les nodules calcaires, dont on connaissait essentiellement les bancs noduleux, ou miches, avant le début de ce travail ; (2) les nodules pyriteux (et de marcassite) ; (3) les nodules barytiques signalés à plusieurs reprises dans la littérature, et connus particulièrement de collectionneurs de minéraux ; et (4) les nodules et concrétions phosphatées, inconnues dans la série avant le présent travail¹⁰⁵.

Les observations de terrain, et les enseignements tirés de la littérature montrent à l'évidence que ces divers objets résultent de phénomènes diagénétiques précoces, et qu'ils peuvent nous fournir des indications sur les processus et les conditions de sédimentation, ainsi que sur l'archivage de ces données. En nous appuyant sur les articles publiés ou en cours, nous allons présenter les manières d'être de ces nodules et considérer les principaux aspects de leur genèse. Nous laisserons de côté les nodules pyriteux qui n'ont pas retenu mon attention au même niveau que les autres concrétions. Par ailleurs, on ne considérera pas dans ce qui suit les corps diagénétiques trouvés en domaine proximal. Des observations particulièrement intéressantes peuvent être faites en ce qui les concerne, comme on peut éventuellement le voir d'après les descriptions figurant dans la section I.2. Mais ceci fera l'objet de travaux ultérieurs.

4.2. LES CONCRETIONS PHOSPHATEES (BREHERET, 1988, 1991)

Dans les Marnes bleues vocontiennes, les concrétions phosphatées se rattachent à deux grandes catégories. Les unes sont liées intimement aux CRMO, les autres, de manière plus ou moins manifeste, aux pauses de sédimentation.

4.2.1. Composition minéralogique et influence de la diagenèse (BREHERET, 1988)

Comme l'ont montré les analyses en diffraction des rayons X, toutes ces concrétions sont, pour leur partie phosphatée, composées de francolite, c'est-à-dire de la fluorapatite carbonatée, minéral commun dans les séries sédimentaires. En recherchant si les différents types de concrétions des deux catégories signalées présentaient des minéralogies différentes, il est apparu en fait que, dans la limite de nos moyens d'investigation, la composition du phosphate était relativement indépendante du type de nodule. Cette composition minéralogique se situe entre les deux pôles de la série isomorphe entre la francolite à taux de substitution élevé de PO_4^{2-} par le groupe CO_3^{2-} et l'apatite. Le degré de substitution influant sur les paramètres de la maille cristalline, comme l'ont montré plusieurs auteurs, notamment ALTSCHULER *et al.* (1952) et SMITH & LEHR (1966), le calcul empirique de cette substitution peut être abordé par la correspondance avec les paramètres cristallographiques ainsi que l'a suggéré GULBRANSEN (1970). Ainsi, les paramètres *a* et *c* ont été estimés pour tous les échantillons étudiés, et il en a été tiré le degré de substitution de PO_4^{2-} par CO_3^{2-} , exprimé classiquement par le pourcentage en CO_2 . Il ressort que le contenu en CO_2 varie largement et se répartit entre 5,8 et 1,8 %. Ces résultats ne forment pas un groupe homogène, mais se répartissent suivant deux lots distincts, sans rapport avec la catégorie de nodules (fig. 200). Le premier groupe,

¹⁰⁵ si l'on excepte les "petits nodules calcaires" englobant des restes de poissons signalés par LORY en 1879, dans les environs de Rosans

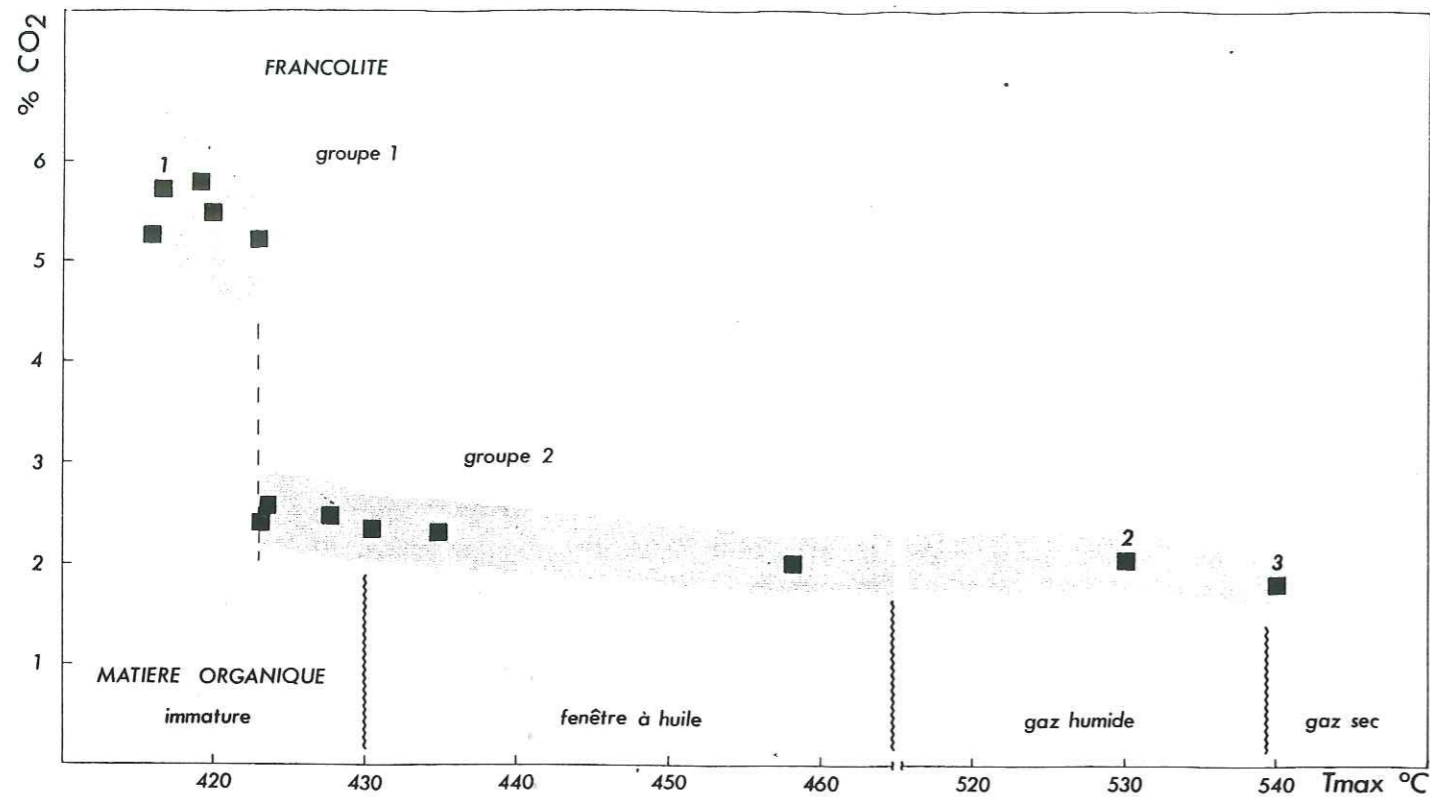


Fig. 200. Corrélations entre teneur en CO₂ de la francolite et maturation de la matière organique (T_{max}, température maximum de pyrolyse, obtenue pour les black shales encaissants, pour IH = 350 mg HC/g COT, exceptés les points 2 et 3 dans lesquels IH est faible). Selon BREHERET (1988).

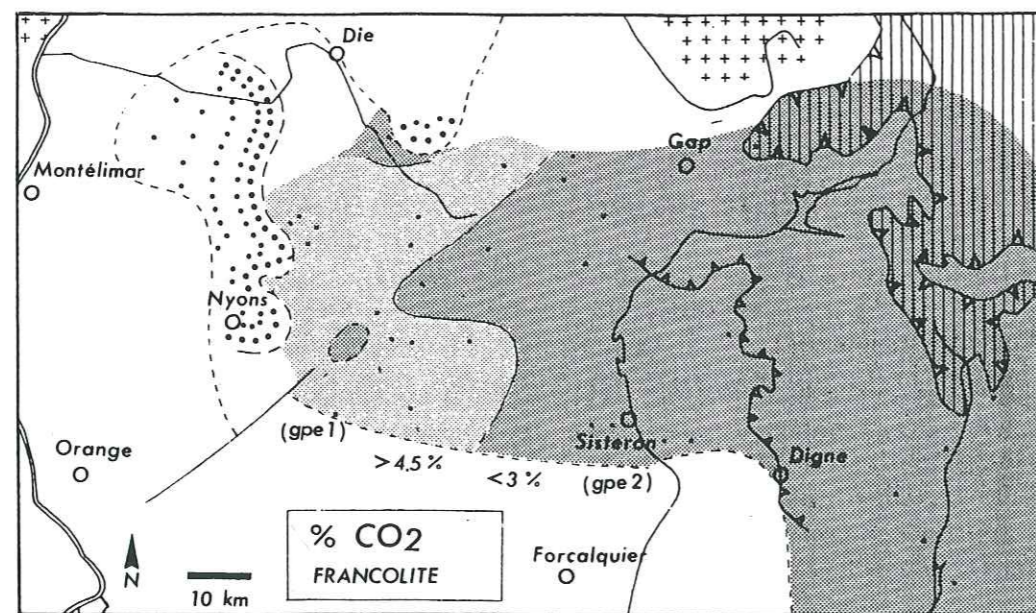


Fig. 201. Distribution des deux groupes de francolite dans l'Aptien-Albien du bassin vocontien. (1) CO₂ > 4,5 % ; (2) CO₂ < 3 %. Selon BREHERET (1988).

à fort degré de substitution, se situe au-dessus de 4,5 % CO₂ ; le deuxième groupe, nettement disjoint du premier, présente une teneur en CO₂ inférieure à 3 %. Le groupe à fort taux de CO₂ correspond à des sédiments encaissants immatures du point de vue de leur matière organique dont le T_{max} est en deçà de 423 °C ; le groupe à faible CO₂ est constitué par tous les autres nodules englobés dans les séries submatures (T_{max} > 423 °C) à supermatures. Le T_{max} de la MO de l'encaissant le plus évolué est de plus de 540 °C (il provient du Crétacé moyen du domaine sub-briançonnais). A défaut d'établir des caractéristiques minéralogiques spécifiques pour les phosphates des différents types de nodules, l'étude qui a été réalisée montre la liaison entre cette minéralogie des apatites sédimentaires et la diagenèse d'enfouissement (ou maturation de la série), ce qui n'avait pas été vraiment remarqué auparavant. Une carte de maturité des francolites en a été esquissée (fig. 201).

4.2.2. Nodules associés aux CRMO (pl. 14 - 16) (BREHERET, 1991)

Les concrétions phosphatées peuvent être associées de manière intime aux CRMO. Ces gisements sont essentiellement ceux des *black shales* de l'Albien inférieur élevé - Albien moyen. Mais, les CRMO du niveau Fallot en contiennent exceptionnellement et ce sur des gisements de bordure (les Guilles ; montagne de la Lance, Ouest du bassin ; la Tuilière, près Blioux, Sud-Ouest du bassin). Le niveau Paquier en a livré de manière très exceptionnelle (notamment aux Oustaus, centre-Est). Le niveau Goguel présente un horizon - GO 4 - assez riche en petits nodules dont la taille varie entre quelques fractions de millimètres et plusieurs millimètres. A ces phosphates que nous pouvons qualifier d'authigènes, s'ajoutent des phosphates bioclastiques. Ce sont pour l'essentiel des débris de vertébrés (poissons pour la plupart), dont on trouve des fragments éparpillés dans le shale, arêtes, rayons de nageoires, ou écailles, ou plus rarement des squelettes aux éléments en connexion. Ces vestiges témoignent d'un confinement substantiel, suffisant pour que de tels fossiles ne soient pas disloqués. Les turbidites - phosphoturbidites - constituent une autre voie de sédimentation phosphatée dans les sites distaux (cf. § I.1.2.1, p. 47).

A côté de ces bioclastes phosphatés, les concrétions phosphatées se répartissent en deux sortes selon qu'elles sont disposées dans les niveaux repères Goguel et Paquier ou dans les autres CRMO, du type de celles de l'Albien inférieur - moyen. Leur teneur en P₂O₅ se répartit entre 15 et 25 %, compte tenu du degré de minéralisation par rapport à la matrice sédimentaire originelle composée du matériel argilo-carbonaté à matière organique déjà décrit.

Les concrétions phosphatées des CRMO de l'Albien inférieur-moyen (pl. 16)

Dans ces dernières, les concrétions apparaissent très généralement aplaties parallèlement au litage. Les unes forment un manchon autour de bioclastes divers. Ces bioclastes sont le plus souvent des restes de poissons : vertèbres, écailles, voire squelettes entiers (ce sont les petits nodules signalés par LORY en 1878) ; des vertèbres d'ichtyosaures constituent également des nuclei. Mais des valves de lamellibranches (ostracées) jouent aussi ce rôle. D'autres concrétions ne sont, du moins apparemment, en liaison avec aucun objet particulier. Leur forme est alors très aplatie, et la plupart sont allongées, ce qui leur confère un peu l'aspect de lames de couteaux. Elles peuvent présenter une orientation préférentielle ; comme nous l'avons vu sur la coupe des Coignets à Salignac (§ I.2.3.3, p. 218). Examinées à la loupe, on y décèle les reliques de la lamination originelle, avec notamment les alignements de pellets à nanofossiles calcaires.

L'étude de ces diverses concrétions au microscope électronique montre que leur masse entière est formée de structures microbiennes typiques (cf. BREHERET, 1991). La plupart sont des microsphères à structure fibroradiée, de diamètre entre 5 et 15 μm. Mais les "nannosphères", entre 1 et 5 μm (du type coque), sont particulièrement fréquentes ; leur coalescence donne des "rosettes" de taille variable. Dans bien des cavités de ces concrétions se trouvent des fuseaux de taille comprise entre 2 et 10 μm (du type bacille). Enfin, des réseaux de tubules ramifiés aux géométries complexes, rappelant des nouilles bouillies, constituent une partie importante de certaines concrétions. Il s'agit de développements fongiques dont on reconnaît les hyphes et même les endospores. La matière osseuse de certains bioclastes, comme des petites vertèbres, s'avère complètement remplacée par des associations de corps microbiens : champignons microscopiques, coques et bacilles dont la disposition est en rapport avec la structure haversienne originelle. Toutes

ces structures microbiennes, littéralement figées par la phosphatisation, sont composées de très petits cristallites de francolite, qui se révèlent des prismes droits à bases hexagonales, et dont l'allongement est très variable.

Précisons que les nanofossiles calcaires peuvent être préservés dans la matrice phosphatée.

Les concrétions du niveau Goguel et du niveau Paquier (pl. 14)

Dans le niveau Goguel, les concrétions sont très peu abondantes ; elles sont de petite taille (guère plus de quelques millimètres) et confinées pratiquement à un plan, dans l'horizon GO 4. Ces concrétions sont, soit sans rapport évident avec un quelconque objet, soit centrées sur des petits bioclastes tels que des vertèbres de poissons. L'observation microscopique montre qu'elles sont presque uniquement formées de petites sphères creuses, entre 5 et 12 μm de diamètre, agencées selon de petits réseaux arborescents. Elles sont également composées de petits prismes allongés de francolite.

Dans le niveau Paquier, les concrétions phosphatées sont extrêmement rares, je n'en ai découvert que trois exemples. Leur examen microscopique a montré une structure identique à celle des petits nodules du Goguel.

Ces observations, nouvelles pour le bassin vocontien, s'inscrivent dans la découverte progressive de l'importance des microbes dans la phosphatogenèse (comme dans d'autres processus diagénétiques) au cours des années 80, et dont témoignent un certain nombre de publications sur des sédiments récents ou anciens et dans divers contextes, par exemple : O'BRIEN *et al.* (1981), BATURIN (1982), DAHANAYAKE et KRUMBEIN (1985), SOUDRY et LEWY (1988), LAMBOY (1990). J'ai montré également que les *black shales* albiens carottés dans l'Atlantique central au site 369 DSDP sont également riches en lentilles phosphatées absolument comparables à celles de l'Albien inférieur-moyen vocontien (BREHERET, 1991b). Leurs structures sont particulièrement bien conservées du fait d'une compaction moins sévère.

4.2.3. Nodules liés aux arrêts de sédimentation (pl. 17)

La distribution stratigraphique de ces nodules dans la série des Marnes bleues est beaucoup plus étendue que celle des concrétions liées aux CRMO, toutefois, leur fréquence est plus importante dans certains intervalles : à l'Aptien moyen, à l'Aptien terminal-Albien basal, à l'Albien moyen-base de l'Albien supérieur et à l'Albien supérieur élevé. Les teneurs en P_2O_5 de ces concrétions varient entre quelques pourcents et 18 %, mais la plupart se situent entre 8 et 13 % ; ces corps nodulaires étant également assez carbonatés.

Dans leur écrasante majorité, ces nodules, dont la taille varie d'un centimètre à plus d'un décimètre, sont centrés sur des traces fossiles, dont la plupart sont des terriers de type *Thalassinoïdes*. Quelques uns correspondent à des manchons autour de fossiles : ammonites, bivalves (aucellines), carapaces de crustacés décapodes. La description de certaines coupes (notamment celle du ravin de Seresc, § I.2.4.1, p. 240-243) a montré la manière d'être de ces concrétions. Le cas de cette discontinuité de l'Albien supérieur est particulièrement net, mais en l'absence de couche glauconieuse, ou tout au moins de contraste accusé entre deux termes lithologiques, il est particulièrement malaisé de détecter ce type de surface (cf. § II.3.1.7). Tous ces nodules portent en volume la trace du terrier dont les épontes sont bien souvent ourlées de glauconie. La masse nodulaire est représentée par le sédiment hôte qui a subi précocement la minéralisation. On reconnaît parfaitement la bioturbation de l'ichnocortège classique de fond vaseux ("*softground*"), que l'on peut rapporter aux traces de pré-omission. Il s'agit essentiellement des igen. *Chondrites* et *Planolites*. Ces traces ne sont pas déformées par la compaction. Ce qui atteste la précocité de la genèse nodulaire.

Au microscope optique, la minéralisation peut apparaître comme homogène à l'échelle de l'échantillon, dont la texture est une microspatite, mais également des passées plus densément phosphatisées (jaunâtres à brunâtres en LPNA) s'individualisent en nuages diffus (*schlieren*) au sein d'une matrice plutôt calcaire ; des amas phosphatisés circonscrits se rencontrent parfois, il s'agit alors de pellets. En LPA, les nodules phosphatés (ou les passées phosphatées) présentent un aspect sombre légèrement bleuté qui est dû à l'enchevêtrement des cristaux de francolite dont la

teinte de biréfringence est très basse (le minéral est pratiquement isotrope)¹⁰⁶. La phase calcaire des nodules présente une texture microsparitique ; elle résulte également de la diagenèse précoce (cf. II.4.3). La présence de nanofossiles calcaires est aisée à détecter en LPA du fait de leur biréfringence élevée par rapport à la francolite. En microscopie électronique à balayage, le phosphate correspond à des petits prismes droits aux bases hexagonales, très courts selon l'axe c, et de taille comprise entre 0,2 à 0,6 μm . Ils sont disposés au sein de l'enchevêtrement des particules argileuses en réseau tridimensionnel auxquelles sont associés des bioclastes. Un tel faciès est également observé dans des sédiments récents, comme sur la marge continentale de l'Australie (O'BRIEN *et al.* 1981) ou sur les haut fonds du Sud-Ouest du Pacifique (CULLEN et BURNETT, 1986). La contribution microbienne est hautement probable, sinon incontournable dans leur genèse, mais n'est pas attestée par la fossilisation de ces corpuscules. Les nodules remaniés, fréquemment trouvés sur les surfaces de discontinuité, sont généralement nettement plus riches en phosphate. Leur composition peut dépasser 30 % P_2O_5 . La phase carbonatée a généralement complètement disparu, et seuls des fantômes de nanofossiles calcaires sont détectables au M.E.B.

4.2.4. Essai d'interprétation

En premier lieu, un fait s'impose, à savoir l'autochtonie de la quasi-totalité des concrétions phosphatées dans les Marnes bleues vocontiennes. Ceci vaut pour les concrétions associées aux CRMO et dans lesquelles des reliques de la lamination du *black shale* encaissant se reconnaissent au sein du corps diagénétique ; de même pour les nodules associés aux discontinuités et au sein desquels les structures de bioturbations de l'encaissant sont identifiables. L'examen détaillé *in situ* de ces deux types montre d'ailleurs que leurs épontes passent de manière plus ou moins transitionnelle à l'encaissant marneux (pl. 17, fig. 6-7). Les nodules remaniés sont repérables parce qu'ils sont généralement de teinte brune à noire et d'aspect vernis, étant rephosphatisés, et sont usés ; ils reposent sur les surfaces de discontinuité.

La phosphatisation s'opère précocement car les structures sédimentaires sont préservées de la compaction pour les deux types de concrétions. Toutefois, la profondeur du site de phosphatisation est probablement différente.

Pour les nodules associés aux CRMO, la préservation des biostructures extrêmement délicates montre que la phosphatisation a suivi immédiatement les développements microbiens. A cet égard, nos nodules albiens illustrent "l'effet Méduse" : par analogie avec les observations (et les expériences) effectuées par MARTILL (1988, 1994), la cristallisation de la francolite a dû intervenir dans les heures, ou au maximum les jours, qui ont suivi¹⁰⁷. Les concrétions qui emballent les bioclastes paraissent difficiles à replacer du point de vue de la profondeur de minéralisation ; il semble improbable qu'elle se soit opérée au-delà de quelques centimètres sous l'interface eau-sédiment. En ce qui concerne les concrétions en "lames de couteau", la suggestion qui peut être proposée est une minéralisation à l'interface eau-sédiment. Un scénario possible pour leur formation pourrait impliquer la formation sur le fond marin d'un tapis microbien (bactérien ou fongique) : soit, sous l'influence de courants, il se développe de manière discontinue, selon une direction parallèle à un courant dominant ; soit, mais ceci paraît moins probable, il recouvre la surface sédimentaire d'un film continu, qu'un courant finit par déchirer en lambeaux qui s'orientent parallèlement à la direction dominante. La minéralisation intervient dès la fin de l'activité biologique.

L'hypothèse de films microbiens benthiques s'accorde avec les observations effectuées sur les fonds marins actuels depuis un certain nombre d'années. Le microphytobenthos est désormais connu sur les fonds hypoxiques à anoxiques de la marge du Pérou-Chili (GALLARDO, 1977), du bassin de Santa Barbara, au large de la Californie (SOUTAR et CRILL, 1977), et du Golfe de Californie (WILLIAMS et REIMERS, 1983)... Selon REIMERS *et al.* (1990), il semblerait que certains microbes, comme des bactéries filamenteuses (*Beggiatoa*) qui forment de véritables tapis benthiques et ce, à grande échelle, favorisent la minéralisation phosphatée près de l'interface eau-sédiment, principalement parce qu'ils assimilent de grandes quantités de phosphore. Pour d'autres auteurs (FROEHLICH *et al.*, 1988), la genèse de phosphates ne serait pas liée à la

¹⁰⁶ C'est cette phase phosphatée très finement cristallisée qu'on appelait collophane, et la roche constitutive une collophanite (cf. SLANSKY, 1980)

¹⁰⁷ Par cette métaphore, MARTILL illustre parfaitement l'extrême rapidité de la phosphatisation (à l'échelle géologique) : un regard de Méduse, la plus effroyable des Gorgones avec sa tête couverte de serpents, suffisait à pétrifier un homme.

régénération de la MO sédimentée, parce que, même dans le cas de matière bactérienne, que l'on sait hyperphosphorilée, la quantité de phosphate redistribuée est par trop faible eu égard au taux de Redfield¹⁰⁸. Elle serait consécutive au fonctionnement d'un véritable piège à phosphates agissant au niveau de l'interface eau-sédiment, et représenterait à cet égard une conséquence de la quête d'énergie des tapis microbiens benthiques, notamment de *Thioploca* (cf. FROELICH *et al.*, *ibid.*). Un double rôle pourrait être joué par les tapis de *Thioploca* : (1) le confinement du sédiment sous-jacent où l'environnement réducteur est favorable à la genèse de sulfures ; ceux-ci peuvent être disponibles pour être oxydés par *Thioploca* ; (2) la concentration métabolique de phosphate extrait de l'eau de mer et sa diffusion vers la zone anoxique là où prolifèrent des communautés anaérobies qui utilisent le phosphate dissous dans les eaux interstitielles.

Dans les CRMO albiennes, les concrétions peuvent être considérées comme de véritables stromatolites avortés, en tous cas, ils représentent des microbialites (selon le terme de BURNE et MOORE, 1987). Deux facteurs seraient favorables à leur formation : un milieu confiné (suboxique, voire anoxique) hostile à une faune de consommateurs, et un taux de sédimentation suffisamment faible pour ce type de développement. La prolifération de ces microbialites phosphatées dans certaines CRMO laisse penser à une certaine condensation, comme cela est observé sur les pourtours du bassin au cours de l'Albien¹⁰⁹. Remarquons qu'elles sont inexistantes dans les CRMO de l'Aptien terminal et de l'Albien inférieur basal, elles ne se développent qu'à l'Albien inférieur élevé et la base de l'Albien moyen. Cette distribution, coïncide d'une part, avec l'évolution des foraminifères planctoniques (cf. § II.3.2) et, d'autre part, avec le début de la colonisation des fonds (en contexte d'oxygénation déficiente) par les inocérames (cf. § II.3.3). Ceci correspond peut-être à la réponse du biome benthique à des changements dans la composition des organismes du biome planctonique, mais peut-être également à une production primaire plus importante. La question d'un lien éventuel avec une diminution de la profondeur peut également être posée : que les fonds aient été baignés de radiations lumineuses (notamment entre 400 et 500 nm) aurait favorisé le développement de certaines algues benthiques (sciaphiles).

Pour les nodules associés aux discontinuités, la profondeur de phosphatisation serait égale à la distance qui sépare les nodules de la surface d'arrêt de sédimentation, d'où émanent d'ailleurs les terriers sur lesquels ils sont établis. La distance à laquelle ils se situent par rapport à cette surface, dans le contexte stratigraphique actuel, peut être inférieure du fait d'un éventuel décapage subséquent à la nodulisation¹¹⁰. Le processus de nodulisation, lui-même, est favorisé lorsque survient une pause sédimentaire, car celle-ci induit la fixation des zones diagénétiques dans la colonne sédimentaire (cf. notamment RAISWELL, 1987). Selon les estimations que l'on peut faire à partir des observations sur affleurements, la formation de ces concrétions phosphatées se situerait entre quelques centimètres et plus d'un mètre sous la surface, mais la moyenne est probablement de l'ordre de quelques dizaines de centimètres. Précisons, à cet égard, que la pénétration des terriers en profondeur induit le plongement localisé des zones diagénétiques. Cette formation s'opérerait à la base de la zone d'oxydation aérobie (cf. CURTIS, 1980), là où la matière organique est en voie de destruction, libérant, vers les solutions interstitielles, le phosphore qui peut alors être précipité sous forme de phosphate, peut être par une voie microbienne (?). Il est fort probable qu'en plus du phosphore émané de cette MO, une source importante soit le mucus produit par les organismes fouisseurs eux-mêmes. On sait que bon nombre d'espèces tapissent ainsi leur terrier de manière à l'étayer, et aussi afin de faciliter leur progression (cf. BROMLEY, 1990 ; GRUET *et al.*, 1987). L'altération de ces macromolécules riches en phosphore me paraît constituer un substantiel apport pour cette minéralisation.

D'autre part, un processus de piégeage microbien du phosphore, analogue à celui évoqué dans le paragraphe précédent, pourrait être envisagé à l'échelle de l'interface intra-terrier. Celle-ci induirait, de manière très localisée, des conditions géochimiques comparables à celles régnant sur le fond lors d'événements d'oxygénation déficiente.

¹⁰⁸ Le Redfield ratio s'établit ainsi : C/N/P = 106/16/1 pour le plancton marin : cf. REDFIELD *et al.*, 1963.

¹⁰⁹ On peut rappeler ici que des stromatolites, notamment phosphatées, se sont développés entre l'Albien inférieur élevé et le Cénomaniensur les plates-formes adjacentes au bassin vocontien (GEBHARDT, 1982, COTILLON, 1985 ; MASSE *et al.*, 1990 ; DELAMETTE, 1990). D'autres exemples sont connus dans la zone briançonnaise (RIOULT & ROYANT, 1975 ; BOURBON, 1980).

¹¹⁰ ce qui apparaît fréquent et se matérialise notamment par le remaniement des nodules lorsque le décapage est important.

phosphore est une condition évidemment nécessaire (ce qui n'est tout de même pas une condition suffisante, comme on le voit pour les couches les plus riches en MO du bassin vocontien), mais il semble également que le facteur temps soit à prendre en considération, notamment pour les nodules associés aux discontinuités. Pour ces derniers, l'hypothèse d'*upwellings* ne peut guère s'accorder avec les faits de terrain. La présence de nodules de ce type constitue l'indice d'un arrêt de sédimentation dont on peut détecter la surface dans les quelques dizaines de centimètres sus-jacents, dans les cas favorables. C'est aussi l'indice de courants de fond suffisamment oxygénés pour permettre, au moins temporairement, la vie d'organismes tels que des crustacés dont les terriers sont préservés. Ces nodules sont donc précieux pour apprécier les fluctuations de l'activité sédimentaire.

La composition isotopique du strontium a été établie par STEINMANN sur plusieurs nodules des deux types distingués dans l'Aptien et l'Albien des Marnes bleues. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ s'établit à 0,707556 en moyenne. Cette composition se situe tout-à-fait dans l'évolution connue de l'eau de mer pour l'Aptien-Albien. Elle confirme la formation authigène des concrétions étudiées et exclut de fortes modifications secondaires (STEINMANN, comm. pers., et travail en cours).

4.3. Les concrétions calcaires

4.3. LES CONCRETIONS CALCAIRES (BREHERET, 1994a, 1994b ; BREHERET & BRUMSACK en cours ; WEISSERT & BREHERET, 1991)

Des nodules calcaires se rencontrent en différents intervalles stratigraphiques de la série et aussi sous différents habitus. La liaison avec les CRMO est manifeste dans certains cas, d'autres exemples, qui sont nombreux, concernent des nodules établis sur des passées carbonatées (débits calcaires), certains enfin, apparaissent dans des marnes homogènes. Mais, par ailleurs, leurs positions semblent assez systématiquement liées aux fluctuations de la sédimentation : ralentissements ou arrêts de la sédimentation. La composition minéralogique de la phase calcaire qui les constitue est celle d'une calcite peu magnésienne. En un seul cas, comme il a été précisé plus haut, la sidérite est associée à la calcite, dans l'Aptien supérieur élevé du Plaine (Haute-Luce). A la calcite s'ajoute la francolite qui forme soit des nuages diffus, soit minéralise des pellets. Il s'y ajoute souvent de la pyrite, de la barytine (cf. II.4.4) et de la glauconie, en grains, mais plus souvent en tapis ou zones diffuses.

4.3.1. Les nodules associés aux CRMO et aux marnes homogènes (pl. 12)

Ces nodules, comme les autres, présentent une disposition d'ensemble parallèle à la stratification, mais ils ont pour caractéristique de ne pas être disposés sur des passées carbonatées, ou bien pas systématiquement. A l'affleurement, chaque nodule donne l'impression *a priori* de recouper le litage. L'examen montre que, dans la quasi-totalité des cas, ils sont établis sur des terriers. Il s'agit le plus souvent de *Thalassinoides* (ou de traces fossiles voisines) dont les tubes ont un diamètre centimétrique. De bons exemples sont donnés aux Châtaigniers (au-dessus du Goguel, fig. 13, p. 46 ; Ouest du bassin), à la Combe de Sauve (au-dessus du Fallot ; Ouest), aux Coignets (dans le niveau Paquier, cf. fig. 36, p. 88 ; Sud). Mais, parfois, le lien avec des terriers est plus délicat à établir. Leur taille et leur forme sont variées. On trouve ainsi (1) des petits sphéroïdes de quelques centimètres à une dizaine de centimètres, par exemple les boulets calcaires des marnes supra-Fallot, aux Guilles, ou ceux des marnes supra-Paquier aux Coignets (Salignac) ; (2) des concrétions cylindroïdes pleines ou évidées en leur centre, de taille jusqu'à 15 cm, généralement en disposition subperpendiculaire au litage ; (3) de grandes concrétions, d'une dizaine de centimètres au minimum, et jusqu'à plus d'un mètre, dont la forme est cylindroïde, simple, parfois ramifiée, en position souvent subperpendiculaire au litage ; leur diamètre est de l'ordre de 10 à 50 cm ; ce sont les "columnnaires", dont de beaux exemples se trouvent au sommet de l'Aptien moyen dans le Sisteronnais : Bévons, les Houlettes, les Coignets (fig. 92-95, p. 217-223). Les ichnoïdes de Gigors (p. 133-135 ; Nord) atteignent une taille exceptionnelle qui peut aller jusqu'à trois mètres et rappellent les *Megagyrolites* de GAILLARD (1980). Dans tous ces exemples, les concrétions présentent une trace du terrier (qui peut être la cavité initiale minéralisée en calcite, en pyrite ou en barytine), entourée d'un manchon carbonaté diagenétique, qui est formé du sédiment encaissant minéralisé lors de la diagenèse. Les structures sédimentaires sont préservées dans le manchon carbonaté : bioturbations de fond vaseux (*Chondrites*, *Planolites*) ou lamination originelle pour les CRMO. Quelques concrétions sont formées sur des tests d'organismes (tels que les nautilus) ou des hétérogénéités du litage sédimentaire (comme des rides de tempête). L'étude en microscopie optique et électronique révèle que ces concrétions sont, dans leur masse, formés de microsparite ; il s'agit de petits cristaux de calcite de taille comprise entre quelques micromètres et quelques dizaines de micromètres, mais avec une moyenne de l'ordre de 10 μm . Ils sont issus d'une minéralisation lors de la diagenèse précoce, dans les vides de l'assemblage particulière tridimensionnel. L'absence ou la faiblesse de la déformation par compaction des structures sédimentaires : lamination, bioturbations, et des fossiles (ammonites), atteste la précocité de cette formation. La déformation progressive de la lamination vers les bordures de certaines concrétions indique que la minéralisation s'opérait en parallèle avec la compaction (ex. niveau Paquier aux Oustaux ; centre du bassin).

Par ailleurs, quelques mesures des isotopes du carbone (collaboration en cours avec BRUMSACK) montrent un rapport $\delta^{13}\text{C}$ très négatif (les valeurs se répartissent entre -6,6 et -22,5 ‰)¹¹¹. Cette composition isotopique (fig. 202) reflète le mélange de deux phases : (1) le carbonate

¹¹¹ Une valeur très négative (-35,2 ‰ PDB), trouvée pour une concrétion, n'est pas expliquée. De telles valeurs sont signalées par RAISWELL (1988, et réf. citées) dans des concrétions récentes et du Crétacé, dont la signification n'est pas vraiment claire.

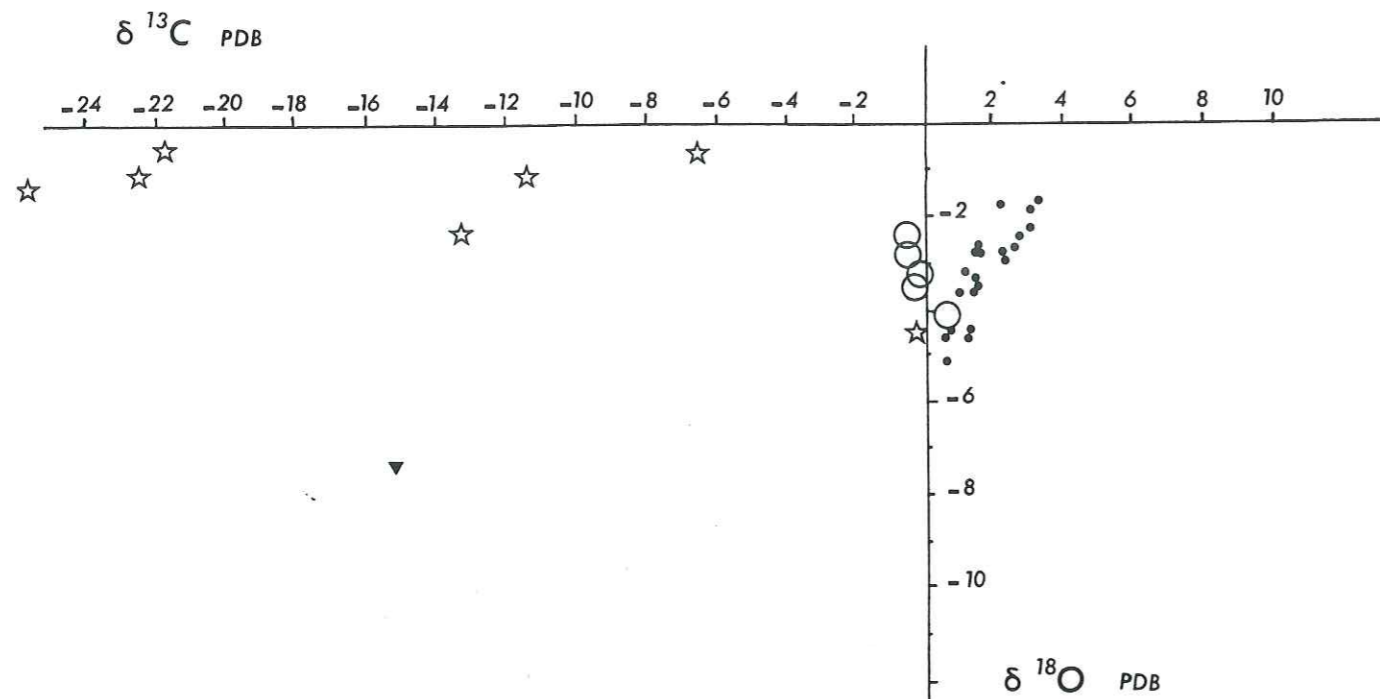


Fig. 202. Relations $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$. Les concrétions calcaires des black shales (étoiles) présentent des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ très négatives ; elles s'écartent notablement des valeurs pour les marnes et calcaires délités de la série encaissante (points noirs) ; les miches calcaires (cercles) situées sur les horizons calcaires délités sont seulement un peu plus légères que ces derniers.

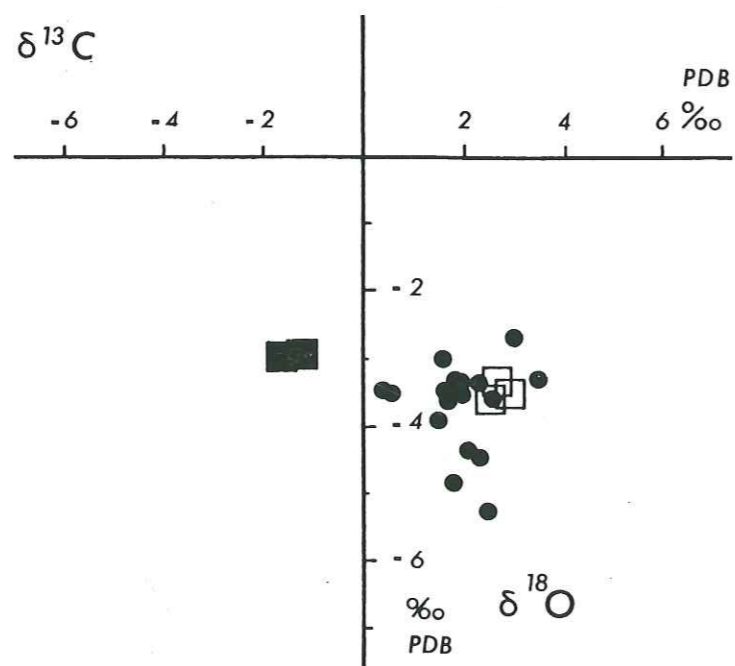


Fig. 203. Relations $\delta^{13}\text{C}/\delta^{18}\text{O}$. Coupe de Serre Chaitieu. Les valeurs des bancs calcaires du Fromaget (carrés noirs) s'écartent de l'ensemble des autres valeurs de l'encaissant marneux (ronds noirs) et des calcaires délités du Niveau blanc (carrés évidés). D'après BREHERET (1994).

biodétritique issu de la sédimentation des organismes planctoniques dont le rapport isotopique du carbone reflète celui de l'eau de mer (voisin de 0 ‰) et, (2) le carbonate engendré lors de la dégradation de la matière organique lors des processus diagénétiques orchestrés par l'activité microbienne, principalement dans la zone de réduction des sulfates (le $\delta^{13}\text{C}$ de la MO planctonique marine se situe entre 25 et 28 ‰) (cf. notamment COLEMAN et RAISWELL, 1981 ; RAISWELL, 1988). Le processus qui se déroule vers la base de la zone de réduction des sulfates correspond au maximum à une profondeur de quelques mètres sous l'interface eau - sédiment. D'autre part, il nécessite des pauses dans la sédimentation de sorte que le front diagénétique demeure à une profondeur constante pendant un temps suffisant pour que puisse se développer le concrétionnement. Une sédimentation continue, s'accompagnant inéluctablement de la migration lente et continue vers le haut de la zone optimale de croissance carbonatée, n'induit qu'une cimentation diffuse.

Ces précisions permettent d'étayer l'hypothèse de l'origine diagénétique précoce des concrétions calcaires dans les CRMO et dans les marnes homogènes de la série des Marnes bleues. Les pauses dans la sédimentation, nécessaires à la nodulisation, telles que le postule RAISWELL (1988) dans son modèle, s'intègrent parfaitement dans le schéma de la sédimentation vocontienne. En effet, premièrement, la majorité écrasante de nodules sont établis sur des terriers du type *Thalassinoides* (ou comparables) qui représentent des arrêts de sédimentation. Deuxièmement, ces horizons peuvent être isolés dans la série, mais, bien plus fréquemment, ils sont groupés en faisceaux ; notamment, ils précèdent des ruptures importantes de la sédimentation, des discontinuités qui sont la trace de hiatus correspondant pour certains à plusieurs millions d'années (l'exemple de l'Aptien moyen élevé du Sisteronnais illustre très bien cet aspect). Troisièmement, s'agissant des CRMO, plusieurs faits nous ont suggéré qu'ils représentent des niveaux de condensation, qui sont eux-mêmes caractérisés par des fluctuations dans l'activité sédimentaire (exemple le niveau Paquier).

4.3.2. Les nodules associés aux horizons calcaires délités (pl. 18, fig. 5)

Ils forment les intervalles de bancs calcaires noduleux, ou bancs à miches, dont nous avons vu un certain nombre d'exemples. Les mieux individualisés étant le faisceau de l'Albien moyen élevé (décrit à Bert, notamment, fig. 42, 43, p. 100, 102) et le "faisceau michoïde" du Vraconien basal au Châtelat et à la Folie (fig. 44, 46, p. 104, 106). L'étude de terrain a montré qu'à ce faisceau noduleux correspond, dans le site central de Palluel, un intervalle nettement plus épais à simples horizons de calcaires délités, dont les miches sont absentes (BREHERET, 1994c). Les nodules présentent une taille variée, souvent entre 15 et 20 cm de diamètre, mais ils peuvent atteindre des dizaines de centimètres ; leur épaisseur est comprise entre 8 et 15 cm ; elle ne dépasse que rarement 20 cm. L'examen détaillé de ces miches permet de constater, qu'à l'exception d'une faible quantité correspondant à des moules de fossiles (comme des nautilus), toutes sont formées sur des traces fossiles, qui peuvent se rapporter aux igen. *Thalassinoides* ou (?) *Zoophycos*, mais qui, dans bien des cas, sont difficilement attribuables. Ils sont, pour la plupart, ourlés de glauconie en film légèrement diffus. L'étude en microscopie optique et électronique révèle la structure micritique à microsparitique de ces miches. La texture est généralement celle d'un *mudstone* ou d'un *wackstone*. L'emplacement des terriers peut être caractérisé par une calcite légèrement plus grossière que celle de la masse noduleuse ; d'autre part, la glauconie est disposée selon quelques feuilletés pincés entre les cristaux de microsparite.

Les corrélations détaillées établies entre coupes centrales et coupes des bordures (fig. 46, p. 106), montrent qu'à chaque horizon de calcaire délité exprimé dans les coupes centrales dilatées (Palluel) correspond un horizon à miches sur les coupes amincies des bordures (le Châtelat, la Folie). Ceci montre que l'épaisseur réduite du faisceau à miches sur les bordures (de l'ordre de 30 %) n'est pas due à une simple lacune, mais qu'elle représente une diminution générale de l'accumulation sédimentaire. L'explication qui est proposée (cf. BREHERET, *ibid.*) est la suivante. La fixation des zones diagénétiques pendant un laps de temps suffisant (de l'ordre du millier d'années ?) est nécessaire pour que se forment les nodules, et c'est ce qu'il advient lors de pauses de la sédimentation. Leur répétition, plus ou moins périodiquement, permet alors la formation d'un faisceau à miches. Ceci suppose donc une sédimentation par saccades qui peut survenir lorsque des courants de fond circulent sporadiquement avec une certaine vigueur. De tels courants favorisent également la vie de certains organismes benthiques tels que ceux qui sont à l'origine des terriers

observés et autour desquels les miches se sont formées.

La nucléation de la calcite diagénétique s'est opérée dans un contexte favorable, déjà riche en carbonates, de l'ordre de 60 à 65 % CaCO_3 . La teneur des miches est comprise entre 70 et 90 %. Quelques mesures du rapport des isotopes 12 et 13 du carbone (fig. 203) (collaboration en cours avec BRUMSACK) montrent une légère chute en isotope lourd entre la calcite totale des calcaires délités et celle des miches (le $\delta^{13}\text{C}$ tombe de -2,3 à -4,1 ‰ PDB). Cette constatation suggère bien que la phase carbonatée diagénétique qui s'est ajoutée à la phase biodétritique (nannofossiles et foraminifères pour l'essentiel) trouve, au moins en partie, son origine dans les ions carbonates libérés lors de la dégradation de la matière organique, dans le contexte de la base de la zone de réduction des sulfates (cf. RAISWELL, 1987, 1988).

J'ai suggéré également, par ailleurs (BREHERET, 1994b) et sur les exemples comme le faisceau Fromaget, que les bancs calcaires des alternances portent l'empreinte de ce type de diagenèse précoce. Bien qu'ils reflètent les fluctuations de la production biocarbonatée planctonique (originelle), le bourgeonnement d'une calcite diagénétique précoce leur a conféré leur haute teneur en carbonate et leur grande dureté. Cette calcite diagénétique porterait la même signature organique comme en attestent les quelques rapports isotopiques obtenus lors d'une étude chemostratigraphique (WEISSERT et BREHERET, 1991). Le $\delta^{13}\text{C}$ s'abaisse de valeurs légèrement positives pour les marnes et calcaires délités (entre +0,3 et +3,8 ‰), à des valeurs un peu négatives pour les bancs calcaires (-1,2 et -1,8 ‰). Les variations de l'activité sédimentaire, telles que des réductions dans le taux de dépôt, ont certainement favorisé l'action de cette diagenèse précoce. Ceci implique que les taux de carbonate mesurés sur les bancs, dans les alternances, ne renseignent que dans une certaine mesure sur la production des organismes planctoniques. Ils sont, pour partie, tributaires de l'importance de la diagenèse précoce (la diagenèse d'enfouissement s'opère plutôt à masse calcaire constante à l'échelle du banc : précipitation subséquente à la dissolution par pression). Cette interprétation suit en grande partie la conception de BOTTRELL et RAISWELL (1990) et RICKEN et EDER (1991) d'une cimentation diagénétique précoce des termes calcaires dans beaucoup d'alternances, pilotée par des variations cycliques dans l'accumulation sédimentaire.

4.4. *Les concrétions barytiques*

4.4. LES CONCRETIONS BARYTIQUES (BREHERET & DELAMETTE, 1988 ; BREHERET & BRUMSACK, en cours)

Comme les nodules phosphatés et calcaires, les nodules barytiques sont agencés selon des horizons conformes à la stratification. De même, ils sont distribués en quelques intervalles particulièrement riches, alors que leur présence est sporadique dans le reste de la série. En revanche, leur nature chimique et leur aspect parfois assez bien cristallisé leur confèrent une certaine originalité par rapport aux autres corps diagénétiques.

Ces concrétions identifiées dans la série des Marnes bleues ont été interprétées comme la conséquence de phénomènes hydrothermaux (PAILLERET, 1983 ; BOUDEULLE *et al.*, 1985 ; HITE-PRAT, 1985 ; LAVAL & DROMART, 1990). Cette hypothèse, inspirée des découvertes alors récentes des sources chaudes jaillissant dans les profondeurs océaniques, m'est apparue contestable dès sa formulation. Il ne pouvait s'agir de phénomènes comparables à ceux qui venaient d'être découverts dans les sites océaniques actuels, principalement du fait de la situation géologique du bassin, sur croûte continentale.

4.4.1. Distribution stratigraphique des concrétions barytiques

Les études de terrain ont montré que les nodules barytiques se répartissent de manière inégale dans la série des Marnes bleues ; ils sont groupés selon des intervalles stratigraphiques qui ont été reconnus partiellement lors de travaux antérieurs (PAILLERET, 1983). Ces intervalles sont les suivants (fig. 204) :

- Intervalle 1 : base de l'Aptien moyen, au sein des marnes bioturbées (base de l'unité lithologique 3) ;
- Intervalle 2 : Aptien moyen élevé, dans les marnes sombres à base de l'Aptien supérieur, dans des marnes à calcaires délités (unités lithologiques 5 et 6) ;
- Intervalle 3 : Aptien supérieur élevé ("Clansayésien" sommital ; unité lithologique 9) ; il correspond au "niveau inférieur" de PAILLERET, 1983) ;
- Intervalle 4 : Albien inférieur sommital - Albien moyen basal, dans les marnes sombres à *black shales* (unité lithologique 10) ;
- Intervalle 5 : Albien moyen élevé ; au sein des marnes à horizons calcaires délités, miches calcaires et quelques horizons noirs (unité lithologique 11) ; le "niveau supérieur" de PAILLERET (*ibid.*) correspond à l'ensemble des intervalles 4 et 5 qu'il n'avait pas discriminés ;
- Intervalle 6 : Albien supérieur basal (zone à *Inflatum*) dans des marnes sombres un peu silteuses, sous le niveau "petite vérole" (unité lithologique 11) ;
- Intervalle 7 : base de l'Albien supérieur terminal ("Vraconien" : zone à *Dispar*) sous le "faisceau michoïde" (unité lithologique 12) ;
- Intervalle 8 : partie moyenne du "Vraconien", dans des marnes à calcaires délités et CRMO (base unité lithologique 14).

Un certain nombre d'autres intervalles aux nodules barytiques plus sporadiques se trouvent dans la série. Notamment, l'unité lithologique 10 des *black shales* présente des nodules barytiques dispersés, sans qu'il y ait de concentration particulière, à l'exception de son sommet (mais celui-ci correspond à l'intervalle 4 qui est particulièrement riche).

Les intervalles sont, pour la plupart, formés de plusieurs horizons de concrétions barytiques différenciés et parallèles à la stratification. Ils sont espacés de quelques dizaines de centimètres à plusieurs mètres.

4.4.2. L'habitus des concrétions barytiques

Trois types principaux de concrétions barytiques se rencontrent.

Le premier type correspond à des nodules en forme de patates qui sont formés de barytine microcristalline. Leur surface est généralement lisse, mais peut être légèrement hérissée de minuscules pointes cristallines. Leur taille est modeste, habituellement inférieure à 12 cm. Le corps du nodule (selon des sections sciées et polies) montre les structures de bioturbation du sédiment hôte, qui sont essentiellement des traces de fond vaseux (*Planolites*, *Chondrites*). Ils se rencontrent normalement dans des marnes assez carbonatées, largement bioturbées (exemple intervalle 3).

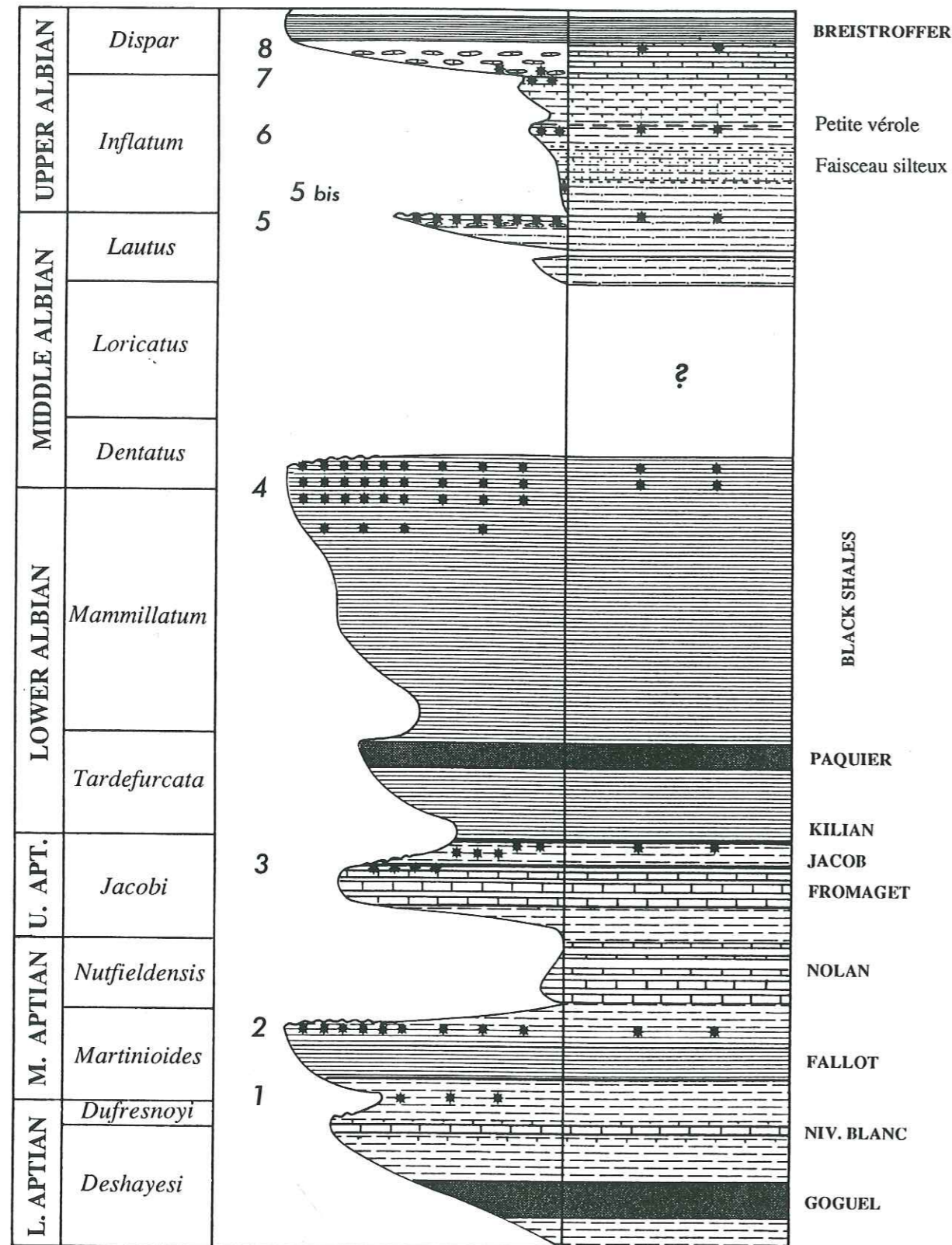


Fig. 204. Position stratigraphique des concrétions barytiques (étoiles noires). La colonne de droite représente la coupe synthétique de la partie centrale du bassin. La colonne centrale représente l'enregistrement stratigraphique vers les bordures. BREHERET & BRUMSACK, en cours

Le deuxième type correspond à des concrétions où les cristaux de barytine sont largement développés. Certains présentent un aspect saccharoïde et une texture isotrope, mais d'autres sont constitués de gerbes de cristaux radiaires dont la taille s'accroît vers la périphérie. Beaucoup de nodules ont une architecture différenciée, telle qu'un noyau central distinct, formé de barytine saccharoïde à disposition isotrope (du type des patates) entouré d'un cortex à gerbes cristallines radiaires. Leur aspect rappelle un peu celui de hérissons. La plupart sont aplatis parallèlement au litage. On les rencontre essentiellement dans les intervalles à couches noires riches en MO (comme typiquement l'intervalle 4). Leur diamètre est généralement de l'ordre d'une dizaine de centimètres, cependant, il peut atteindre 60 cm (exemple l'Aptien supérieur du Serre Chaitieu, au Nord du bassin, ou de Châteauneuf-de-Bordette, à l'Ouest).

Le troisième type est composite ; il résulte de la coalescence de plusieurs sphères barytiques à structure radiaire, elles-mêmes emballées dans un cortex barytique. Leur taille ne dépasse guère quelques centimètres. On les rencontre parfois associées aux concrétions du deuxième type.

Par ailleurs, la barytine se présente sous d'autres habitus moins fréquents.

Les "cones-in-cones" se rencontrent au sein de turbidites silicoclastiques, comme dans l'Albien moyen élevé de Hyèges (Sud-Est du bassin) et l'Aptien moyen de la Peytavine (Ouest). Dans ce cas, certaines concrétions forment des diabolos. Les cones-in-cones se rencontrent également dans les CRMO laminées de l'Albien inférieur-moyen (en différents sites) ; le niveau Paquier en a livré notamment à la Baume (Sud-Est), Palluel (centre), les Coignets (Sud). Les concrétions forment des disques entre 1 et 15 cm de diamètre pour une épaisseur jusqu'à 3 cm. Ils sont disposés parallèlement aux feuillettes des *black shales*.

Le lien entre les nodules barytiques et des hétérogénéités dans le sédiment peut être observé en certains exemples. Beaucoup de concrétions apparaissent développées sur des terriers (généralement isolées, elles forment aussi des chaînes). Cette observation vaut surtout pour les nodules du premier type (en patates). Dans le cas des "hérissons", le lien est souvent plus difficile à établir. Des nodules de ce type correspondent manifestement à la minéralisation d'ammonites (devenues indéterminables ; cf. section II.3.4.1, p. 473).

La barytine est souvent associée au phosphate, et cette liaison est particulièrement observable pour les nodules disséminés dans les horizons à *black shales* de l'Albien inférieur-moyen (unité 10). Dans ces cas, le phosphate forme le nucléus et il est recouvert d'un cortex de gerbes radiaires de barytine ; ce dispositif diagénétique est établi sur des terriers.

L'association de la barytine et des nodules carbonatés est fréquente. Les miches calcaires évoquées dans la section précédente sont, dans certains cas, constituées d'un mélange de la phase carbonatée (micritique, ou microsparitique) et de cristaux de barytine (exemple le Vraconien, en beaucoup de sites). Des passées barytiques sont souvent disposées au sein des structures carbonatées comme les colonnaires (exemple Aptien moyen élevé des Houlettes, Sud du bassin), ou encore dans des lambeaux de faisceaux calcaires slumpés (exemple Etoile-le-Château, centre).

Le développement de barytine est souvent remarquable sur les bois flottés qui peuvent être complètement encroûtés.

Enfin, la barytine s'observe également à plus fine échelle en tant que ciment dans les chambres des ammonites pyriteuses (Aptien moyen), tapissage des phragmocônes aragonitiques d'ammonites dans le niveau Paquier (Albien inférieur), ciment dans les microbialites phosphatées de l'Albien inférieur-moyen, ciment dans des turbidites (Aptien inférieur de la Peytavine). Cette manière d'être, plus discrète que les précédentes, présente probablement une certaine importance.

Comme nous l'avons vu pour les concrétions phosphatées et calcaires, les nodules barytiques, dans leur grande majorité, paraissent bien établis sur des hétérogénéités du sédiment : terriers, fossiles ou structures sédimentaires particulières.

4.4.3. Relations entre les nodules barytiques et l'empilement sédimentaire

Les intervalles à nodules barytiques présentent des positions particulières au sein de la série. Antérieurement, j'avais remarqué (cf. BREHERET et DELAMETTE, 1989) que les riches gisements comme ceux de l'intervalle 3 (Aptien supérieur) ou de l'intervalle 4 (Albien moyen) étaient plutôt caractéristiques des bordures du bassin et se situaient quelques mètres sous des discontinuités particulièrement significatives. Cette disposition était suffisamment généralisée pour envisager le scénario suivant, fort différent des interprétations hydrothermales. Il tenait compte de

BERT (Arnayon)

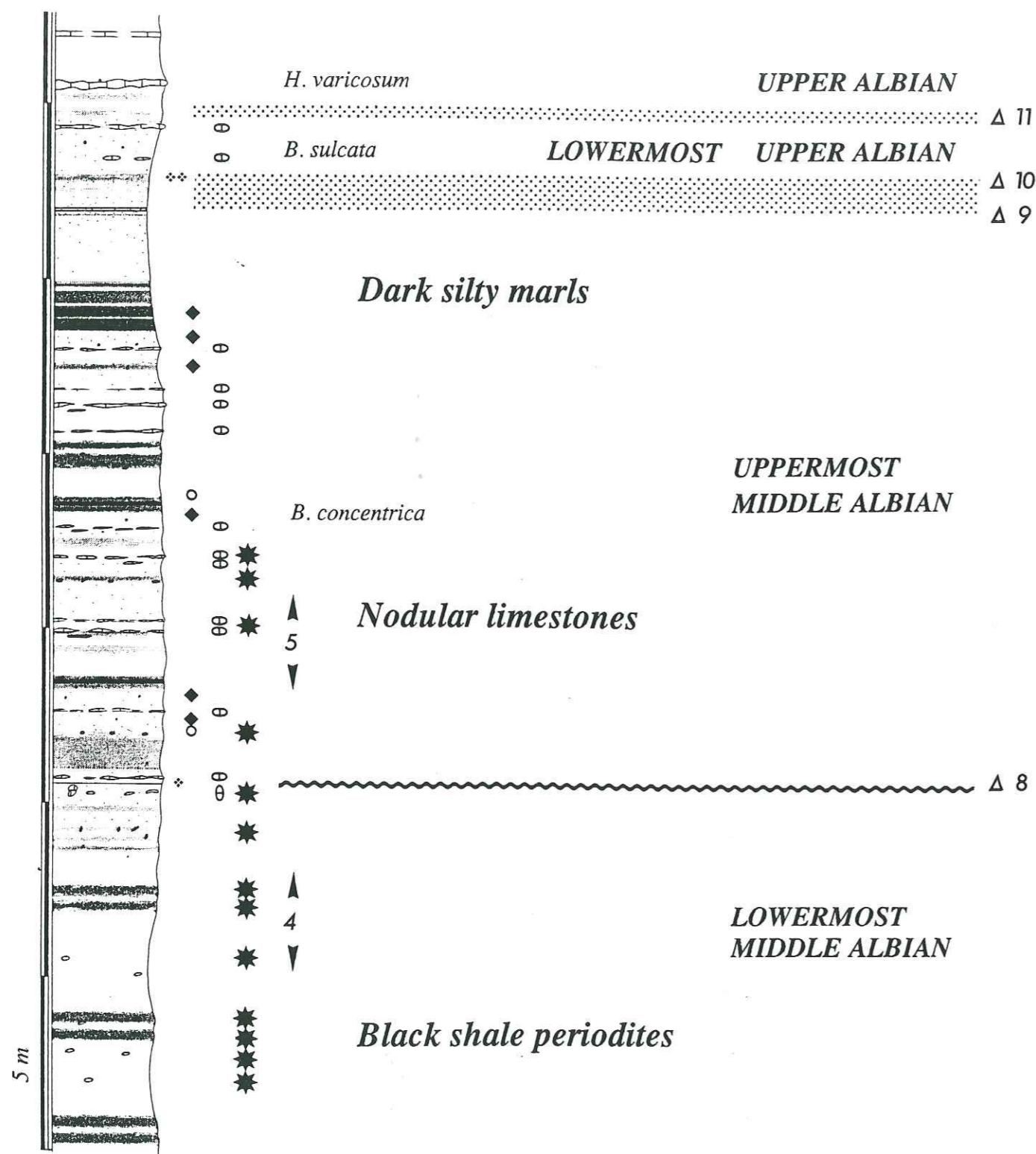


Fig. 205. Bert (Arnayon). Le gisement est en fait composé des deux intervalles 4 et 5, situés de part et d'autre de la discontinuité $\Delta 8$.

données sur l'actuel présentées par BRUMSACK (1986). Un intervalle à nodules barytiques se forme lors d'un arrêt de sédimentation prolongé. Les eaux interstitielles chargées d'ions sulfates, en provenance de l'interface eau-sédiment, rencontrent en profondeur, et dans la limite de la zone de réduction des sulfates, les solutions interstitielles chargées de baryum dissous (celui-ci est extrait de la MO dégradée des couches plus anciennes). La fixation du front diagénétique, à la base de la zone sulphato-réductrice, pendant une période suffisante, permet le concrétionnement. Durant l'arrêt prolongé de sédimentation, le plongement de cette zone à diverses profondeurs, est à l'origine de plusieurs horizons barytiques étagés, aux habitus différenciés.

Les données acquises sur le terrain depuis lors, et une collaboration en cours avec BRUMSACK ont permis d'ajuster ce scénario.

Les coupes du Ravin de Séresc (sur le chemin d'Angles-Vergons, Sud-Est du bassin), mais surtout de Bert (Arnayon, Ouest du bassin) se sont révélées utiles à cet égard.

A Bert (fig. 205), "le" gisement de nodules barytiques noté "niveau supérieur" par PAILLERET (1983), et tel que je le représentais en 1989 (in BREHERET et DELAMETTE), s'est avéré complexe (cf. I.1.2.7, I.1.2.8, fig. 42, 43). En effet, s'il se situe bien sous "la discontinuité" de l'Albien supérieur (en fait différenciée comme le télescopage de $\Delta 9$, $\Delta 10$ et $\Delta 11$, cf. § II.1.3.1), il se trouve à cheval sur une discontinuité fort discrète à l'affleurement, notée $\Delta 8$, mais qui matérialise un important arrêt de sédimentation, entre le sommet des *black shales* de l'Albien moyen basal (unité lithologique 10) et de marnes à nodules calcaires et *black shales* de l'Albien moyen élevé (unité 11).

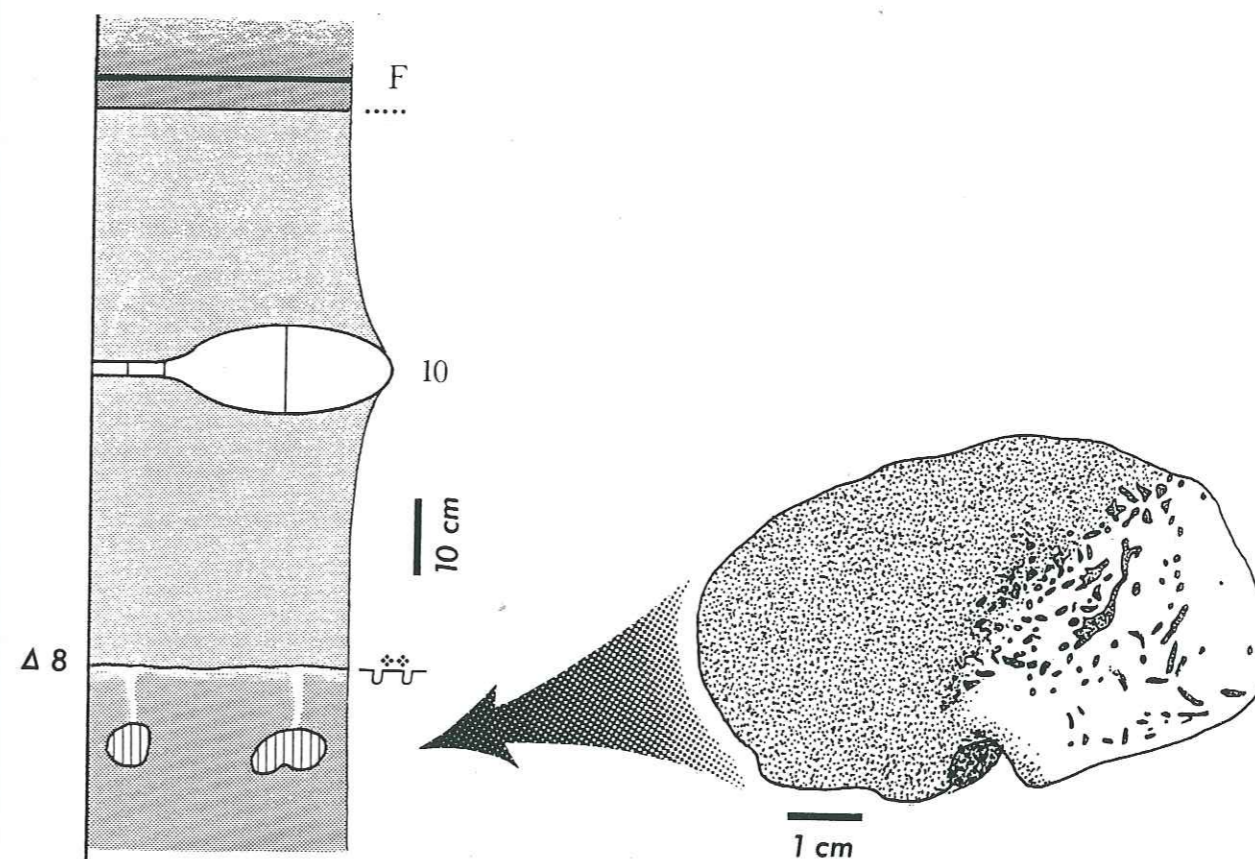


Fig. 206. Détail de la discontinuité $\Delta 8$ de l'Albien moyen. Position des nodules polyminéraux sous la surface d'arrêt de sédimentation. La zone pointillée sur le nodule en section polie représente les cristaux de barytine dont une partie remplit des réseaux de Chondrites. La zone demeurée en blanc est composée de calcaire à la fois pélagique et diagénétique (microsparitique) et de phosphate (francolite).

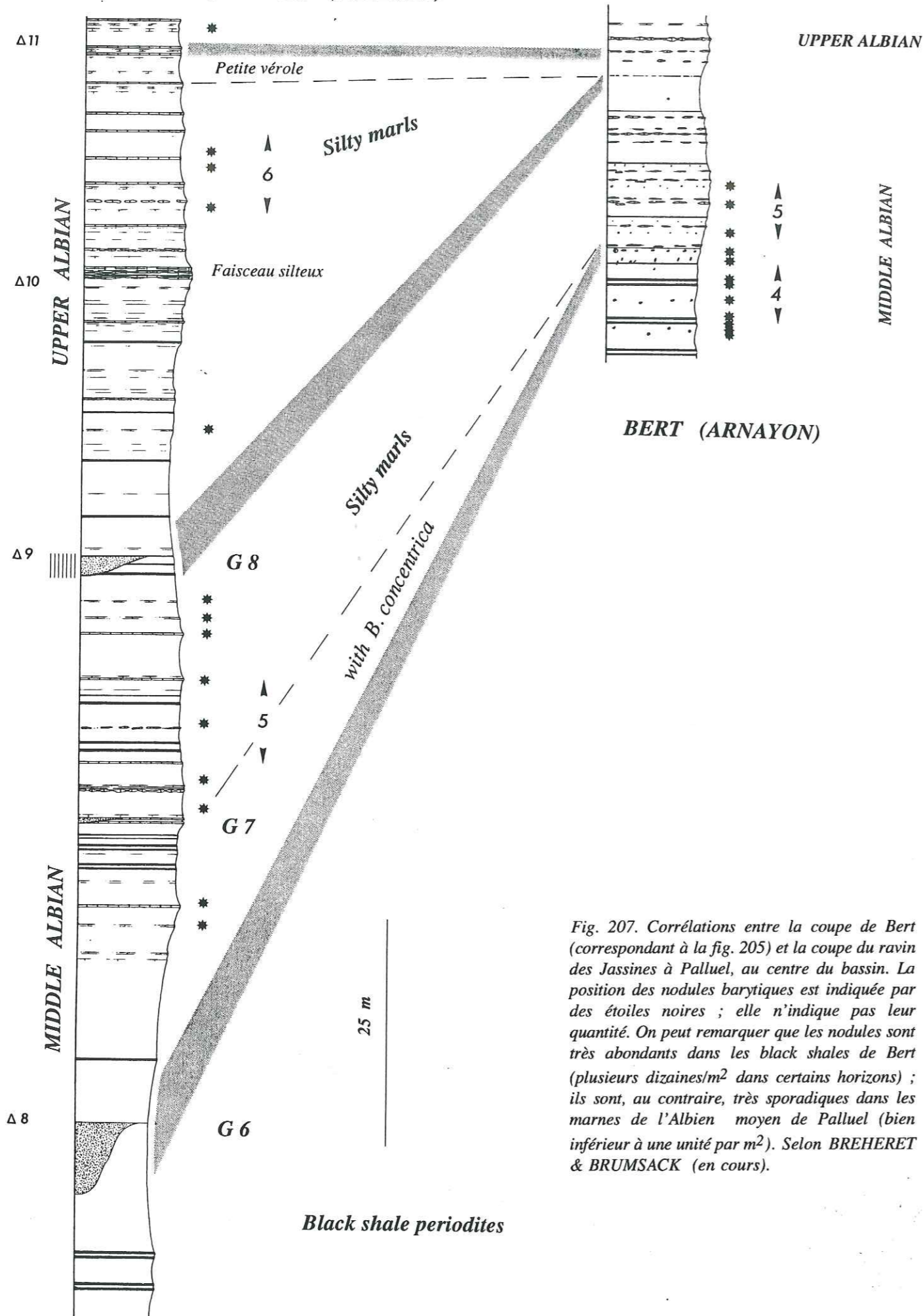


Fig. 207. Corrélations entre la coupe de Bert (correspondant à la fig. 205) et la coupe du ravin des Jassines à Palluel, au centre du bassin. La position des nodules barytiques est indiquée par des étoiles noires ; elle n'indique pas leur quantité. On peut remarquer que les nodules sont très abondants dans les black shales de Bert (plusieurs dizaines/m² dans certains horizons) ; ils sont, au contraire, très sporadiques dans les marnes de l'Albien moyen de Palluel (bien inférieure à une unité par m²). Selon BREHERET & BRUMSACK (en cours).

Neuf horizons de nodules barytiques sont disposés dans les *black shales* de l'unité 10. Ils sont pour l'essentiel du type hérisson. L'avant-dernier (1 m sous Δ 8) est composé de concrétions cylindroïdes (d'environ 15 cm de longueur), subperpendiculaires au litage, qui représentent manifestement des terriers verticaux minéralisés. Le dernier horizon se situe 10 cm sous la discontinuité, elle-même soulignée par des marnes légèrement pâlies par l'oxydation et supportant quelques rares rostrés de bélemnites usés (fig. 206). Les nodules de ce dernier horizon (pl. 18, fig. 1, 2) ont un diamètre de l'ordre de 3 à 15 cm ; ils sont formés de calcaire fin avec des zones phosphatisées et une partie importante barytique. Ils sont caractérisés, dans leur masse, par des réseaux de *Chondrites* qui sont envahis par des lattes de barytine de quelques centaines de microns. L'étude pétrographique en microscopie optique et électronique suggère la séquence suivante de minéralisation : (1) précipitation du phosphate sous forme de tout petits prismes hexagonaux de francolite (environ 0,5 μm) ; (2) précipitation de calcite microsparitique qui inclue les cristaux de francolite ; (3) précipitation de la barytine dont la croissance des cristaux est contrainte par le microspar. La barytine poéclitique englobe de multiples cristaux de francolite. Ce rapport est systématiquement vérifié dans les concrétions polyminérales. Ce qui montre la cristallisation tardive de la barytine.

Au-dessus de la surface d'omission Δ 8, vient, sur une douzaine de mètres d'épaisseur, un faisceau de bancs noduleux calcaires espacés. Quatre horizons de nodules barytiques sont disposés à sa base. Le troisième coïncide avec un horizon de nodules calcaires ; les miches calcaires elle-mêmes présentent une enveloppe externe barytisée. Quatre couches de *black shales* lumachelliques (inocérames et ?aucellines) sont intercalées. Cinq mètres au-dessus du faisceau se trouve la surface d'omission correspondant à Δ 9 et Δ 10 télescopées, puis, 3 m au-dessus, la surface Δ 11.

Les corrélations établies avec le site central de Palluel (fig. 207) montrent d'abord qu'une épaisseur substantielle de série fait défaut au niveau des discontinuités mises en évidence et, d'autre part, une réduction sensible dans l'épaisseur de la série de calcaires à miches représentée entre Δ 8 et Δ 9 - Δ 10. Comme nous l'avons mis en évidence pour le faisceau michoïde du Vraconien (§ précédent), et ainsi que pour l'intervalle condensé Δ 13 (cf. § II.1.3.1, fig. 125, p.), la réduction de la pile sédimentaire de l'ordre du tiers de son épaisseur est matérialisée par la nodulisation systématique des horizons carbonatés. Cet avatar représente la conséquence d'une sédimentation saccadée, les miches se formant pendant les pauses. Ce staccato sédimentaire permet également d'expliquer la genèse des différents horizons de nodules barytiques. La série de Palluel présente également quelques nodules, mais ceux-ci sont de petite taille et en faible quantité. Par ailleurs, ils soulignent les niveaux où, même dans le contexte dilaté, des pauses se sont manifestées. Un bon exemple est celui fourni par l'intervalle 6 à barytiques. Il se situe vers le sommet de l'unité lithologique 11, entre le "faisceau silteux" et le niveau "petite vérole" (c'est-à-dire dans l'intervalle transgressif de l'épisode de dépôt 8). Or, excepté cette région centrale¹¹², cette partie est condensée ou fait défaut dans le reste du bassin : elle n'est pas représentée à Bert. Ceci montre bien que la pénurie sédimentaire a régné à cette époque jusqu'au centre du bassin.

Sur des gisements tels que celui de Bert, l'habitus étagé des nodules : concrétions du type hérisson à la base, petites concrétions du type patate vers le haut, était antérieurement interprété (BREHERET et DELAMETTE, 1989) comme une conséquence de la minéralisation différenciée à partir d'une seule surface de discontinuité. En fait, cet habitus est lié à trois facteurs : (1) le faciès du sédiment hôte, (2) le type d'hétérogénéité sur laquelle le nodule est établi, (3) la profondeur à laquelle s'est opérée la minéralisation.

Selon les faciès dans lesquels ils se développent, les nodules présentent des caractères spécifiques. Dans les marnes bioturbées, à teneurs moyennes en carbonate, les nodules sont du type "patate", de texture compacte et isotrope ; les bioturbations sont généralement visibles. Dans les faciès riches en carbonate, sur les horizons calcaires délités, ce sont des miches aplaties parallèlement au litage, où l'on reconnaît souvent la bioturbation. Dans les argilites sombres, homogènes, les nodules sont caractérisés par le développement des cristaux. Ils tendent à acquérir l'aspect "hérisson", et sont plutôt aplatés parallèlement au litage sédimentaire. Dans les *black shales* laminés, ce sont des *cones-in-cones* d'épaisseur réduite qui se sont formés parallèlement aux lamines sédimentaires. La forme de ces nodules dépend du type d'hétérogénéité, mais bien souvent son souvenir est estompé par l'importance de la minéralisation ; elle engendre des boursoufflures barytiques autour de coquilles ou de terriers. A cet égard, il semble que beaucoup de nodules, dans

¹¹² L'épisode de condensation est également enregistré au Sud du bassin sur la colline du Puy, près de Bévons (cf. fig. 94).

les marnes sombres et *black shales* aient en fait pour nucléus une coquille de mollusque (ammonite particulièrement), petite par rapport à la taille du nodule, mais dont la forme a pratiquement toujours disparu du fait de la diagenèse. La présence de telles coquilles expliquerait la fréquence de petites parties de sédiment peu atteintes par la barytisation au centre des nodules. Elle expliquerait également le schéma souvent complexe du réseau septarien de nombreux nodules¹¹³ (fig. 208).

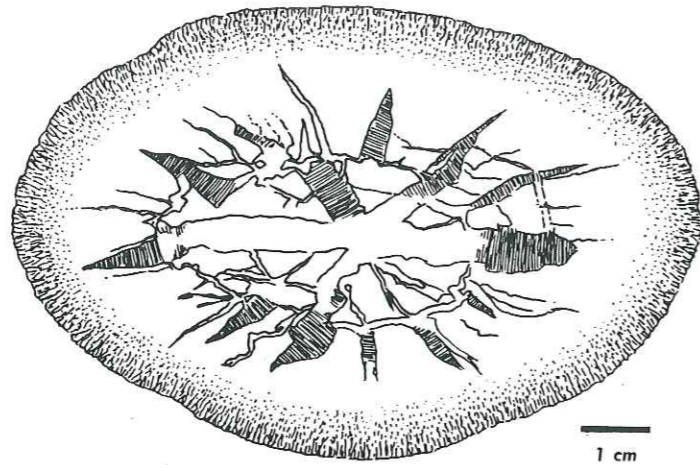


Fig. 208. Nodule barytique septarisé. Sommet des *black shales* de l'Albien inférieur-moyen. La Folie (près Bruis). Le nodule paraît avoir subi une évolution en deux phases. Un premier épisode de fentes remplies par de la barytine brune initiée durant la diagenèse précoce autour d'une structure centrale qui pourrait être une coquille de mollusque. Ces craquelures se ferment vers la périphérie du nodule. Une seconde génération de fentes, remplies de calcite blanche en mosaïque, décale la première génération, exprimant l'effet de la compaction. Selon BREHERET & BRUMSACK (en cours).

La profondeur à laquelle s'opère la minéralisation explique certainement en partie l'habitus sous lequel les concrétions se présentent. Cette profondeur est dictée par la diffusion des ions sulfates depuis la surface, et donc, en principe, elle est comparable à celle à laquelle se forment les nodules calcaires, c'est à dire dans les quelques décimètres à mètres sous l'interface eau-sédiment. Les nodules du type "patate", à texture équante et finement cristallisée, représenteraient la minéralisation d'un sédiment homogénéisé par des générations d'organismes endobenthiques et déjà un peu compacté. Les nodules de type "hérissou", aux cristaux largement développés, traduiraient un milieu assez poreux, peu compacté, et la disposition préférentielle des cristaux parallèlement au litage représenterait la conséquence d'une certaine anisotropie du matériel. Enfin les *cones-in-cones* aplatis dans les plans des lamines des *black shales*, et dont les cristaux bien développés sont perpendiculaires au litage, traduisent le haut degré de porosité et l'anisotropie évidente du sédiment encaissant.

4.4.4. Apports de la géochimie (incluant des données de BRUMSACK) : Composition de l'encaissant sédimentaire des nodules (coupe de Bert)

Les conditions de dépôt

Les analyses ont porté d'une part sur le rapport des isotopes 34 et 32 du soufre des concrétions barytiques de plusieurs sites, et d'autre part sur la composition élémentaire, en majeurs et traces, de l'encaissant, sur la coupe de Bert. Le détail de ces données fera l'objet d'une publication en commun avec BRUMSACK.

¹¹³ Les *septaria* présentent un réseau de fractures minéralisées (ici en barytine, ou en calcite). Interprété par certains auteurs comme une conséquence de la compaction, en profondeur, il s'avère en fait formé au cours de la diagenèse précoce. On observe particulièrement que les fractures se ferment vers la périphérie.

Le sommet des *black shales*. Leur composition moyenne en carbonate est de 33% (fig. 209). Les données de pyrolyse Rock-Eval indiquent une teneur moyenne de 1,65 % en COT, avec 0,6 à 1,2 % pour les marnes homogènes ou bioturbées et 2,2 à 3,0 % pour les CRMO. Les valeurs correspondantes de IH sont respectivement de 25 à 50 et de 120 à 300 mg HC/g COT. La MO est principalement d'origine marine planctonique plus ou moins bien préservée selon les faciès, en conséquence du degré d'oxygénation des eaux de fond lors du dépôt. Les teneurs en éléments traces (Ni, Zn, Co et Cu) dans ces sédiments attestent le caractère réducteur du milieu sédimentaire. La teneur moyenne en baryum est de 1684 ppm et celle de P₂O₅ est de 1440 ppm.

Le faisceau à bancs noduleux. Les marnes situées au-dessus de la discontinuité Δ 8 présentent une composition plus carbonatée (46 % CaCO₃ en moyenne, les nodules calcaires (> 70 %) étant exclus), et la teneur en COT est de l'ordre de 0,7 % (nodules exclus) ; les marnes bioturbées offrent des teneurs entre 0,3 et 0,7 %, mais certaines couches noires interstratifiées atteignent des valeurs entre 0,9 et 1,7 %. Les IH sont faibles ; ils sont compris, pour les marnes, entre 11 et 35, et, pour les couches noires, entre 40 et 90 mg HC/g COT. Ces données suggèrent que la matière organique est moins bien préservée dans cette partie de la coupe, ce qui s'accorde avec le faciès clair et largement bioturbé. La teneur moyenne en Ba est de 1072 ppm et celle de P₂O₅ de 1036 ppm (nodules exclus).

Ces caractéristiques peuvent être considérées comme représentatives pour cet intervalle à l'échelle du bassin. Elles sont comparables aux données géochimiques données par PAILLERET (1983), et HITE-PRAT (1985).

Les teneurs en SiO₂, Al₂O₃ et CaO reportées sur un diagramme triangulaire (fig. 210) montrent que le sédiment correspond au mélange d'une phase terrigène silicoclastique dont la composition est voisine des shales moyens et d'une phase carbonatée principalement d'origine planctonique, mais due aussi à la diagenèse précoce. Un degré de corrélation élevé entre SiO₂ et Al₂O₃ (fig. 211) ne suggère aucun excès de silice biogène. Le rapport Mn/Al est de 0,0035 (nodules exclus), ce qui est inférieur aux shales moyens, mais très voisin des sédiments du Golfe de Californie (BRUMSACK, 1991). Ceci s'expliquerait par la solubilisation du Mn lors de la diagenèse suboxique. Pour les *black shales*, ce taux est inférieur : 0,0026.

Le rapport Al/(Al+Fe+Mn) est considéré, comme on l'a vu plus haut, indicateur du caractère pélagique, détritique ou hydrothermal du sédiment (BOSTROM et PETERSON, 1969). Les sédiments de l'Albien de Bert se situent tous nettement au-dessus de 0,5, c'est à dire dans le domaine des sédiments pélagiques (fig. 212). La teneur en Ba ne présente aucune corrélation particulière avec les métaux considérés comme caractéristiques de l'hydrothermalisme. Cette observation est comparable aux résultats de JEWELL et STALLARD (1991) pour les barytines litées du Slaven Chert (Dévonien du Nevada). La composition en thorium et uranium (fig. 213) est également typique d'un environnement pélagique, hors du champ des sédiments sous influence hydrothermale selon les données de BONATTI *et al.* (1976). Ces données sont, là encore, comparables à celles de JEWELL et STALLARD (1991, fig. 8) pour le *Slaven Chert* du Nevada.

La teneur en Ba apparaît relativement élevée dans l'intervalle à nodules barytiques, dans les *black shales* (moyenne : 1684 ppm) comme dans le faisceau à bancs noduleux (moyenne : 1072 ppm), si on la compare à la moyenne de l'Albien inférieur et moyen : 533 ppm, ainsi qu'aux *shales* moyens : 580 ppm selon WEDEPOHL (1970). Elle correspond à un halo autour des horizons à nodules barytiques, cependant, la coïncidence entre les maxima en concentration et les horizons à nodules barytiques n'est pas toujours avérée. Par ailleurs, il n'existe pas de corrélation entre les CRMO et la teneur en Ba. Le lien entre la distribution du Ba et l'intervalle à nodules barytiques est toutefois plus évident que celui évoqué par CLARK et MOSIER (1989) sur les gisements du Dévonien de l'Ouest de la Virginie.

L'origine du baryum

La teneur relativement élevée en cet élément suggère qu'il n'est pas lié (ou pas entièrement) à une phase purement détritique (le Ba est adsorbé par les minéraux argileux tels que l'illite). A cet égard, le Ba a été reporté sur un diagramme de corrélation avec le Th qui est considéré comme essentiellement détritique (fig. 214). Le diagramme montre très clairement que le Ba est en

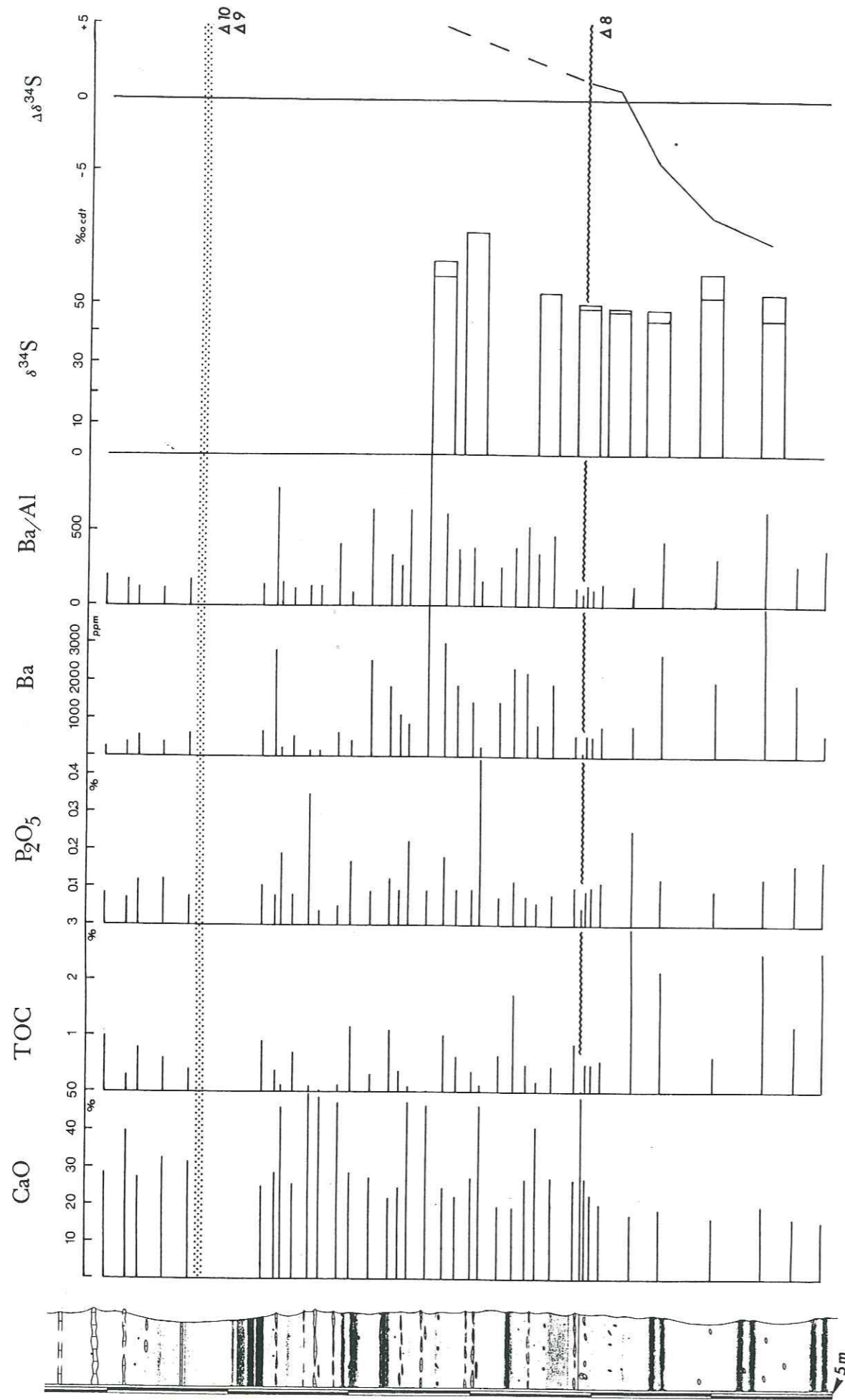


Fig. 209. Bert (Arnayon). Profils de quelques paramètres géochimiques qui permettent de caractériser les nodules barytiques et leur encaissant. Pour le sédiment : CaO, TOC (= COT : carbone organique total), P₂O₅, en % ; Ba en ppm ; pour les nodules barytiques : rapport Ba/Al ; δ³⁴S en ‰ CDT ; Δδ³⁴S exprimant la différence de composition isotopique entre le coeur et le cortex des nodules. Selon BREHERET et BRUMSACK (en cours).

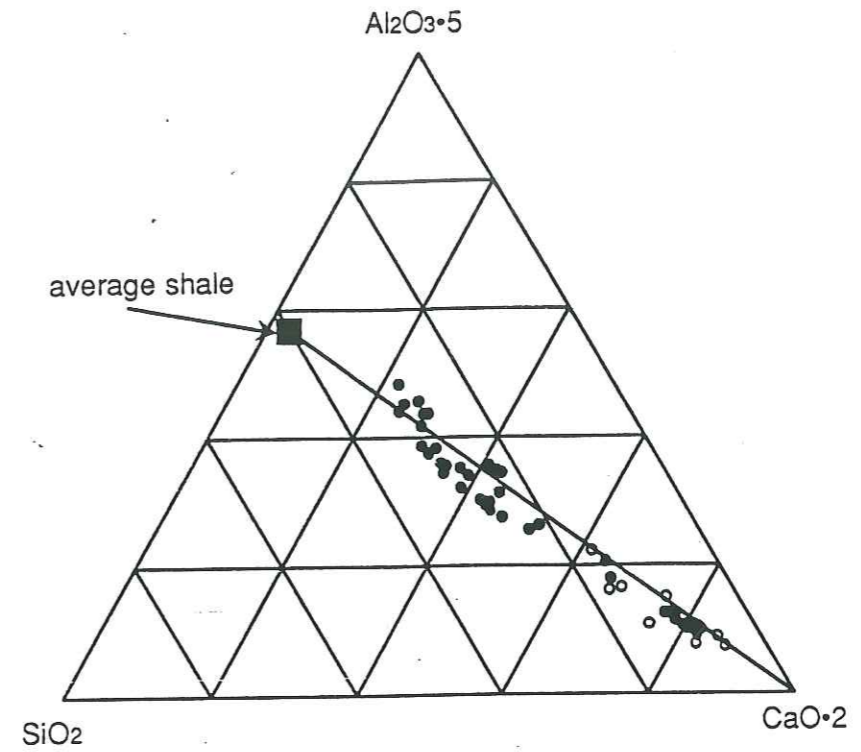


Fig. 210. Diagramme triangulaire pour les données de SiO₂, Al₂O₃ et CaO (encaissant des nodules barytiques de l'Albien moyen de Bert, Arnayon).

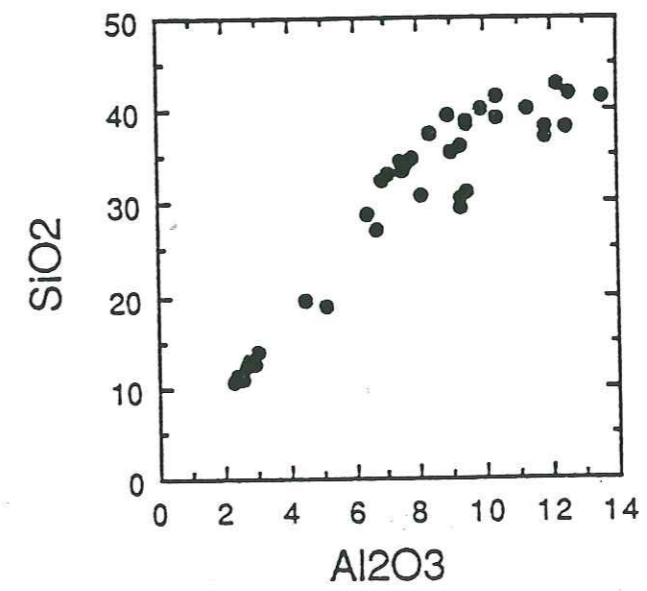


Fig. 211. Diagramme de corrélation entre SiO₂ et Al₂O₃ (encaissant des nodules barytiques de l'Albien moyen de Bert, Arnayon).



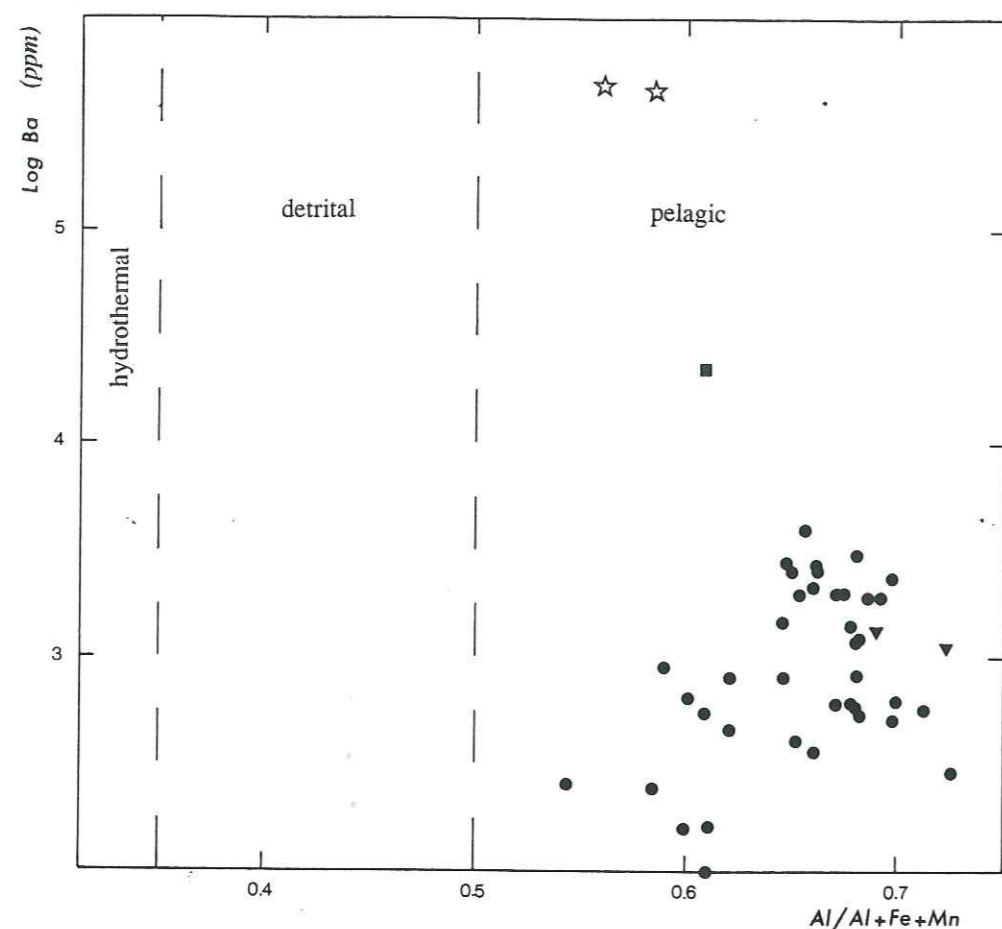


Fig. 212. Diagramme de corrélation entre Ba et Al/(Al + Fe + Mn) (encaissant des nodules barytiques de l'Albien moyen de Bert, Arnavon). BREHERET et BRUMSACK (en cours).

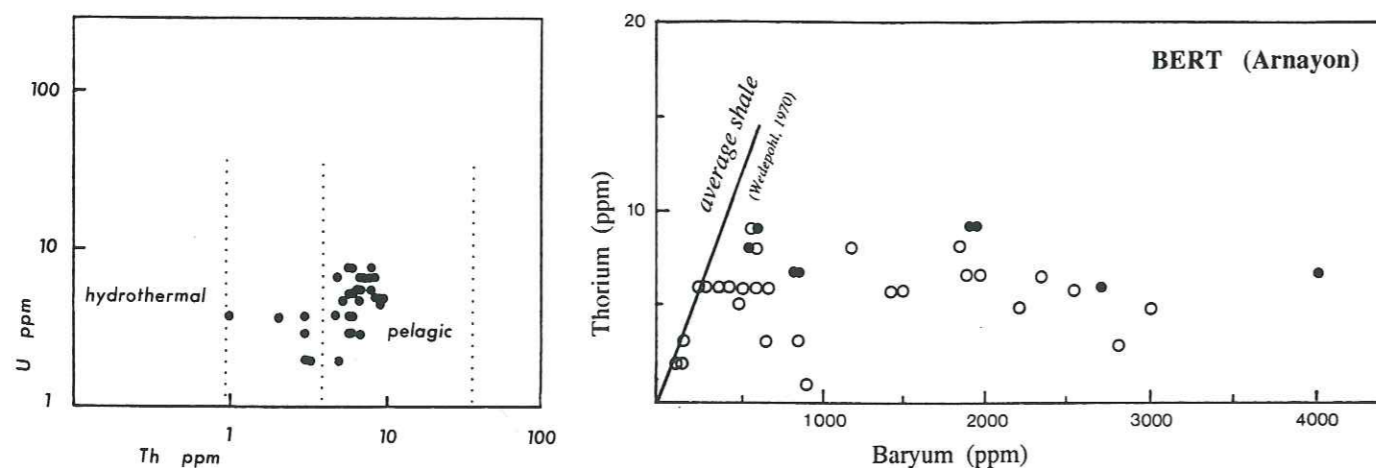


Fig. 213. Diagramme de corrélation entre uranium et thorium. Fig. 214. Diagramme de corrélation entre thorium et baryum (encaissant des nodules barytiques de l'Albien moyen de Bert, Arnavon). Selon BREHERET & BRUMSACK, en cours

excès par rapport au Th tels qu'ils composent les shales moyens selon les données de WEDEPOHL (1970). Cette distribution des valeurs se compare tout à fait avec celles de sédiments récents déposés sur la marge du Pérou et figurée par VON BREYMANN *et al.* (1990, fig. 9).

Ces caractéristiques pourraient être reliées à l'enregistrement sédimentaire d'une production biologique plutôt élevée. La concentration en Ba de l'eau de mer par les organismes a été reconnue depuis longtemps. SAMOILOV (1917) signalait déjà l'abondance des granules de barytine dans le squelette de *Xenophyophora* (qui est un rhizopode benthique). Depuis lors, un certain nombre d'organismes sont supposés synthétiser de la barytine (BOWEN, 1956). Particulièrement cette biosynthèse serait assurée par des algues microscopiques telles que les Prymnésiophycées (GAYRAL et FRESNEL, 1979) et les diatomées (BRONGERSMA-SANDERS, 1967). Cependant, selon BISHOP (1988), la précipitation de barytine en petites particules (0,5 - 5 μm) s'opérerait plutôt dans des microenvironnements contenant de la matière organique en voie de dégradation et des débris planctoniques tels que des diatomées ; ce qui expliquerait la similitude dans la distribution de la barytine et du silicium dissous dans les océans. De la sorte, une teneur élevée en baryum dans le sédiment est considéré comme un marqueur d'une production planctonique élevée (TUREKIAN et TAUSCH, 1964 ; SCHMITZ, 1987 ; DYMOND *et al.*, 1992) bien que les relations puissent être relativement complexes (DEHAIRS *et al.*, 1992). De plus, DEHAIRS *et al.* (*ibid.*) ont noté une certaine relation entre le maximum de concentration en barytine et le minimum de teneur en oxygène dissous. Ceci explique les concentrations en baryum dans les boues localisées dans la zone d'*upwelling* du Pérou (VON BREYMANN *et al.*, 1990). Des différences entre les sites sont imputées au transport de barytine particulière par les courants de fond (VON BREYMANN *et al.*, *ibid.* ; DEHAIRS *et al.*, 1992).

L'association du baryum avec le phosphate n'est pas surprenante non plus puisque ce dernier apparaît également, comme on le sait, dans les sédiments riches en MO liés à une forte production planctonique.

Par ailleurs, on ne peut écarter la possibilité d'une concentration secondaire du baryum par des processus diagénétiques. Les sédiments sous-jacents au gisement de Bert, d'âge Albien inférieur-moyen, sont des *black shales* riches en MO. En dehors de quelques nodules barytiques dispersés, leur teneur en Ba est plutôt modérée et voisine de celle des shales moyens. En fait, une lente dissolution des petites particules de barytine initialement contenues dans le sédiment peut s'être opérée du fait des conditions réductrices régnant dans le sédiment (cf. CLARK et MOSIER, 1989). Le baryum peut avoir été lentement véhiculé vers le haut par le départ des eaux interstitielles, chassées progressivement de la colonne sédimentaire par la compaction. L'advection du baryum par ce processus est également évoqué par HOWARD et HANOR (1987). L'effet du flux des solutions interstitielles vers l'interface serait même renforcé si le taux de sédimentation chute et tend vers zéro (BJØRLYKKE, 1993). Dans de telles conditions, la stabilisation du baryum sous l'interface serait possible grâce à l'approfondissement de la zone de réduction des sulfates (BRUMSACK, 1986) du fait de l'influence de la circulation d'eaux largement oxygénées sur le fond marin. De plus, dans le cas de l'intervalle Albien moyen, les solutions interstitielles étaient probablement tamponnées du fait de teneurs plus élevées en CaCO_3 biogène dans le sédiment, et aussi par l'accroissement de l'alcalinité due à la production d'ions carbonates durant la dégradation de la MO (RAISWELL, 1976, 1987 ; CURTIS, 1987), ce qui s'est matérialisé évidemment par les miches calcaires. De la sorte, les conditions étaient facilitées pour la précipitation de la barytine.

HITE-PRATT (1985) a remarqué que dans les marnes des intervalles riches en nodules barytiques du bassin vocontien, le baryum est exprimé sous forme de microcristaux de barytine dont la taille est comprise entre 0,5 et 1 μm . En contrepartie, de tels microcristaux n'ont pas été observés dans la série des *black shales* de l'Albien inférieur (sous les intervalles 4 et 5). Etant donné les teneurs en Ba des marnes et argilites albiennes, et la partie qui a probablement été dissoute du fait des conditions réductrices, les quantités de baryum distribuées dans l'Albien moyen paraissent normales. En fait, quelques mètres seulement de sédiment riche en barytine biogénique seraient nécessaires pour produire un horizon de nodules barytiques. De plus, on doit tenir compte de la migration latérale de solutions interstitielles. Ce processus explique d'ailleurs les différences dans la distribution des nodules à l'échelle hectométrique.

L'hypothèse de l'hydrothermalisme n'apparaît donc pas nécessaire (ni vraisemblable) pour expliquer les teneurs en Ba du sédiment ainsi que la genèse des nodules. Les autres caractéristiques chimiques du sédiment correspondent à des conditions pélagiques normales.

L'enrichissement en Co, Ni, Zn et V, pour les *black shales* de l'Albien moyen, dénote simplement des conditions diagénétiques précoces dans un environnement suboxique à anoxique. De plus l'indice de maturation de la MO obtenu sur l'appareil Rock-Eval sur les marnes encaissant les nodules est d'environ 420°C, ce qui est caractéristique de l'immaturité. Par ailleurs, un fragment de bois flotté inclus dans un nodule septarisé échantillonné à la Folie (Bruis) a donné un T_{max} de 417°C (donnée de DISNAR).

L'origine du baryum de l'eau de mer

La question se pose néanmoins pour l'origine du baryum contenu dans l'eau de mer elle-même et qui est extraite par les organismes planctoniques. A cet égard, on peut remarquer que les sédiments du Crétacé moyen et particulièrement ceux de l'Albien de diverses zones présentent une quantité notable de concrétions barytiques par rapport aux autres intervalles stratigraphiques (Bassin de Paris, Aube : RAT *et al.*, 1980 ; Boulonnais : DESTOMBES et DESTOMBES, 1964 ; Fleurus, synclinorium de Namur : DEJONGHE *et al.*, 1987 ; Subbétique : REICHERTER *et al.*, 1994 ; Atlantique central : DEAN et SCHREIBER, 1978 ; Tunisie : JAUZEIN, 1967 ; BUROLLET *et al.*, 1983 ; Mangyschlak : BURKOV et PODPORINA, 1963 ; Crimée : SUPRGCHEZ, 1967). La période la plus riche étant la base de l'Albien supérieur. Deux hypothèses peuvent être formulées. Premièrement, le Ba peut avoir été relâché par l'intense volcanisme sous-marin qui intervient au Crétacé moyen (cf. KENT, 1991 ; LARSON, 1991a,b ; TARDUNO *et al.*, 1991 ; GARZANTI, 1993...). Deuxièmement, une origine continentale peut aussi être proposée. Effectivement, un climat chaud et humide (la "Greenhouse Earth" de FISCHER, 1981) est supposé pour le Crétacé moyen (revue dans FRANKES et FRANCIS, 1990) documenté par exemple par l'abondance des gisements de bauxites (D'ARGENIO et MIDZENTY, 1992) et des sédiments silicoclastiques (WEISSERT, 1990). Un tel climat (qui serait lui-même consécutif à l'accroissement dans l'activité volcanique ; cf. CALDEIRA et RAMPINO, 1991 ; LARSON, 1991a,b...) aurait engendré une intense altération des roches continentales et particulièrement des granites, et qui serait à l'origine d'un flux de baryum élevé vers l'océan. On peut, à cet égard, suggérer une certaine similitude avec les gisements de barytine de l'Ordovicien et du Dévonien (NUELLE et SHELTON, 1986 ; CLARK et MOSIER, 1989 ; GRABER et SHAFETZ, 1990 ; JEWELL et STALLARD, 1990) périodes qui seraient caractérisées, selon FISCHER (1981), par un renforcement de l'effet de serre.

4.4.5. Apport de la géochimie : composition chimique des nodules barytiques

La composition élémentaire des concrétions barytiques

Dans la présente étude, seules des analyses de $\delta^{34}\text{S}$ ont été acquises sur les nodules barytiques de la coupe de Bert et d'autres gisements. Cependant PAILLERET (1983) a fourni les données de quelques analyses pour des nodules échantillonnés sur la coupe de Sigottiers, près de Bruis (centre), et LAVAL et DROMART (1990) pour des nodules échantillonnés à Blioux (Sud-Est du bassin), et ce pour le même intervalle stratigraphique. Les teneurs en Ba sont évidemment élevées (> 30 % selon PAILLERET, 1983 ; environ 45 % selon LAVAL et DROMART, 1990) et dépendent essentiellement de la quantité de particules argilo-carbonatées englobées dans les concrétions. Les teneurs en Sr sont faibles (400 à 800 ppm et 950-1770 ppm, selon les sources citées), de même que les éléments traces. La faible quantité de Sr ne plaide pas en faveur de l'hypothèse hydrothermale pour la genèse de la barytine (cf. GAIDON, 1988, p. 99). Les diffractogrammes sont typiques d'une barytine assez pure¹¹⁴.

Les terres rares ont été analysées par LAVAL et DROMART (1990). Comme pour les autres éléments traces, elles sont en faible quantité relativement aux marnes encaissantes. Cependant, les nodules montrent une forte anomalie positive en europium. LAVAL et DROMART interprètent cette anomalie comme la conséquence d'une précipitation à partir de fluides hydrothermaux, ceci par analogie avec le spectre, comparable, des sédiments hydrothermaux de la Mer Rouge (OUDIN et COCHERIE, 1988).

A partir des données de LAVAL et DROMART (1990, ann. 2), on peut estimer cette anomalie grâce à la relation : $\text{Eu}_{\text{an}} = \text{Eu} - (\text{Sm} + \text{Gd})/2$ (normalisé NASC). Il vient que : $\text{Eu}_{\text{an}} = 3,1$

ppm. Les marnes encaissantes (pour les nodules barytiques de la base de l'Albien supérieur) présentent une anomalie positive de moindre importance entre 0,14 et 0,25 ppm, et les marnes de l'Albien inférieur - moyen (qui ne renferment pas de nodules) montrent un Eu_{an} de 0,043 en moyenne. Les valeurs observées pour les marnes encaissant les nodules sont assez comparables à celles des boues du cône deltaïque profond de l'Amazonie (McRAE *et al.*, 1992). Selon ces auteurs, Eu^{3+} qui est adsorbé sur les argiles détritiques, est réduit en Eu^{2+} dans l'environnement sédimentaire fortement réducteur, et passe en solution dans les eaux interstitielles. La migration vers le haut de ces fluides évacués par la compaction amène le Eu^{2+} vers les zones plus oxygénées. Là, le Eu^{2+} est fixé sous la forme Eu^{3+} , ce qui explique l'anomalie en europium d'environ 0,3 ppm. Dans la série albienne du bassin vocontien, la concentration en Eu des marnes encaissant les nodules barytiques pourrait être interprétée également comme étant d'origine diagénétique.

La composition isotopique du soufre de la barytine

Les nodules barytiques étudiés ici (cf. fig. 215) présentent un $\delta^{34}\text{S}$ toujours positif et compris entre 16,0 ‰ et 76 ‰ (CDT). Ces données renforcent la proposition d'une origine sédimentaire de la barytine. Dans ce schéma, les ions sulfates sont simplement approvisionnés par l'eau de mer (dont le $\delta^{34}\text{S}$ est de l'ordre de 16 ‰, au Crétacé moyen, selon les données de CLAYPOOL *et al.*, 1980) plutôt que par des sources hydrothermales (pour le soufre issu de sources hydrothermales, le $\delta^{34}\text{S}$ est proche de +0,5 ‰ (+/-1‰) selon ARNOLD et SHEPPARD, 1981). Les valeurs plutôt élevées de $\delta^{34}\text{S}$ résulteraient d'un fractionnement du soufre durant la réduction bactérienne des sulfates où le ^{32}S est extrait de manière préférentielle (cf. HARRISON & THODE, 1958). En conséquence de ce processus, la pyrite framboïdale est ainsi légère du point de vue isotopique comme l'ont montré différents travaux (RAISWELL, 1987 ; BRUMSACK, 1991). Dans le présent travail, nous ne disposons pas de données sur la pyrite du sédiment encaissant (c'est-à-dire sur les framboïdes). Pour les nodules barytiques, deux groupes de données peuvent être distingués.

Un premier groupe concerne des nodules à faibles valeurs, étroitement groupées entre 16,1 et 18,2 ‰. Il correspond à deux catégories de concrétions.

+ *Les premiers* correspondent aux *cones-in-cones* qui forment des lentilles aplaties dans les feuilletés des schistes carton, comme le niveau Paquier.

La précipitation du sulfate de baryum suppose que le milieu de sédimentation n'était pas complètement réducteur. Une certaine circulation des eaux au-dessus de l'interface eau-sédiment devait s'effectuer, suivant alors une phase nettement suboxique, voire anoxique, responsable des dépôts laminés riches en MO. Cependant, la diffusion des ions SO_4^{2-} devait être limitée aux quelques millimètres (ou centimètres) sous cette interface. La réduction des sulfates opérant à l'interface ou juste dessous induit la consommation totale des ions SO_4^{2-} et le front de précipitation de la barytine se situe ainsi dans la pellicule sédimentaire la plus superficielle, juste sous l'interface. La porosité très élevée et l'anisotropie très importante du sédiment qui est laminé permettent une croissance selon des lentilles aplaties, composées de grandes gerbes de barytine. Aucune tendance entre le centre et la périphérie n'est établie. Ceci s'accorde avec l'hypothèse d'un système ouvert et de l'apport continu d'ions sulfates.

+ *La deuxième sorte* de concrétion correspond à des nodules du type "patates". Elles sont composées de barytine microcristalline et sont dispersées juste sous le niveau Breistroffer (BR 1) au Vraconien (Albien supérieur terminal). Une telle composition isotopique apparaît tout-à-fait similaire à celle calculée pour l'eau de mer, et ceci suppose également la précipitation de la barytine très près de l'interface eau-sédiment dans un système ouvert, c'est-à-dire en connexion avec l'eau de mer.

Le deuxième groupe de données correspond à un ensemble de valeurs qui s'écartent nettement de celle de l'eau de mer : elles varient dans de larges proportions de 34,8 à 72,5 ‰. Ce qui dénote un fractionnement manifeste. Il implique le piégeage préférentiel du ^{32}S dans les

¹¹⁴ La barytine forme une série isomorphe avec la célestite (purement strontique).

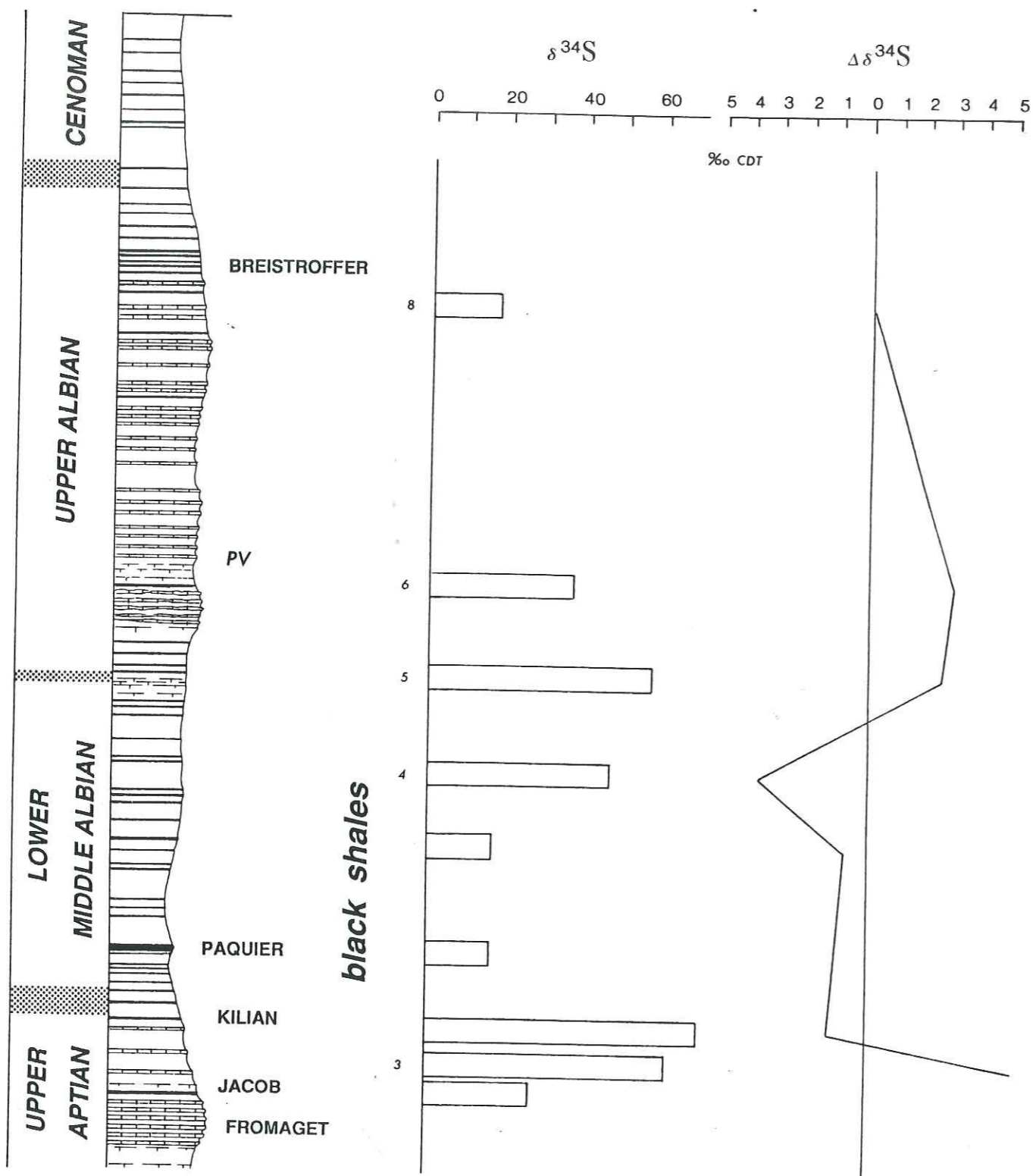


Fig. 215. Composition isotopique des concrétions barytiques de divers intervalles des Marnes bleues (moyenne $\delta^{34}\text{S}$ des échantillons pour chaque horizon). A droite : tendance isotopique $\Delta\delta^{34}\text{S}$; BREHERET & BRUMSACK en cours.

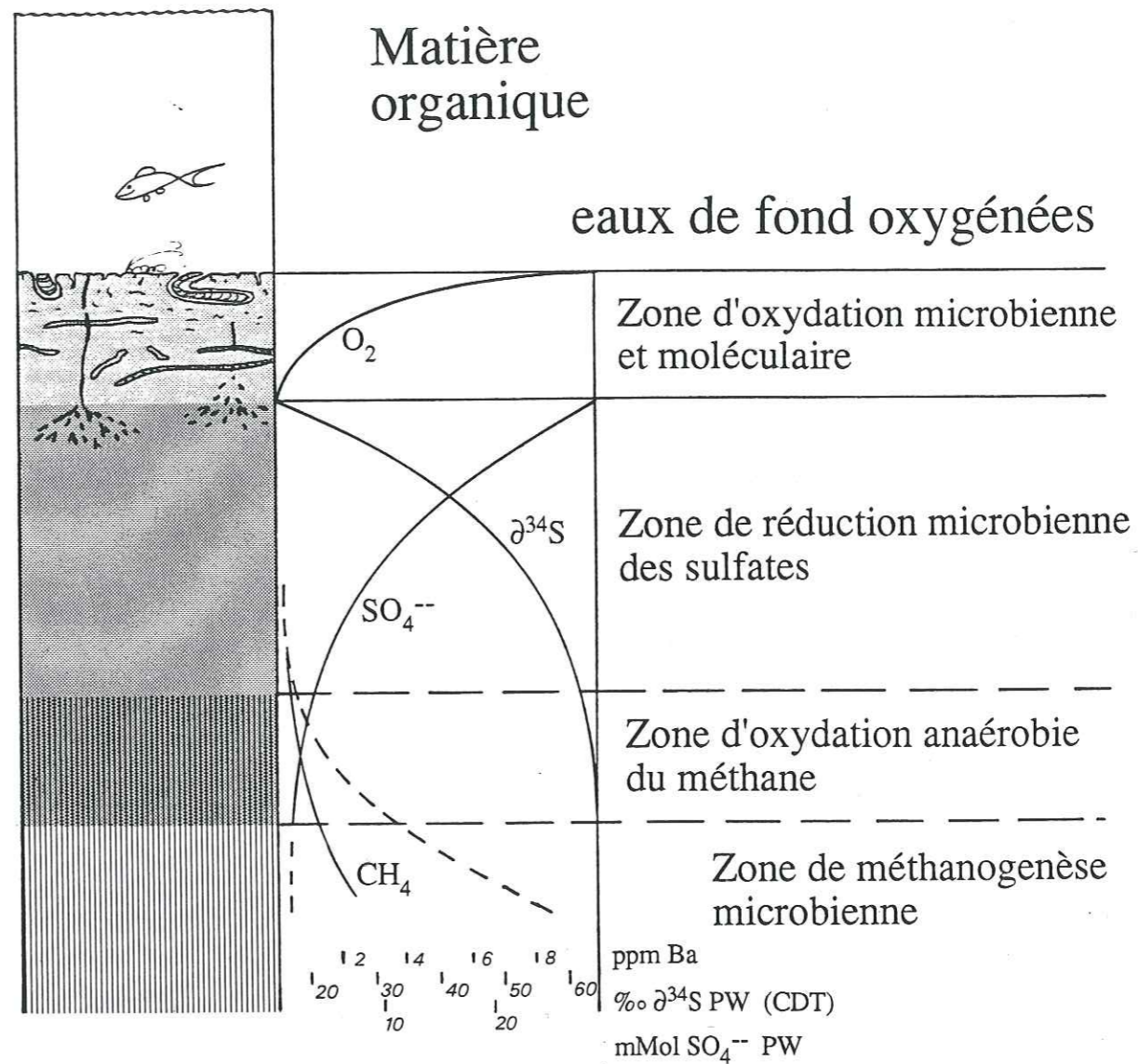


Fig. 216. Zonation diagénétique sous l'interface eau marine-sédiment, dans le cas où les eaux de fond sont normalement oxygénées. Distribution des teneurs en oxygène dissous, en SO_4^{2-} , en CH_4 et en Ba. Le rapport isotopique $\delta^{34}\text{S}$ des sulfates est indiqué. D'après BRUMSACK (1986) et CURTIS (1987).

pyritosphères au cours de la sulfato-réduction qui s'opère sous l'interface eau-sédiment. Cet ensemble de valeurs concerne toutes les sortes de concrétions à l'exception des *cones-in-cones*. Cependant quatre catégories de nodules peuvent être distinguées selon la composition isotopique moyenne et aussi selon la tendance positive ou négative ($\Delta\delta^{34}\text{S}$) vers la périphérie.

+ *Le premier type* concerne les nodules "patates" (à barytine microcristalline) localisés dans les couches sous le niveau Kilian (dans l'Aptien supérieur élevé) dont les valeurs sont fortes : entre 67,8 et 69,1 ‰ (un nodule). Ces valeurs résultent d'un haut degré de fractionnement du sulfate dans un système clos. Il pourrait correspondre à la précipitation de la barytine à une profondeur substantielle sous l'interface (plusieurs mètres ?). Une tendance négative est caractérisée du cœur vers la périphérie ($\Delta\delta^{34}\text{S} = -1,3$ ‰). Ce peut être le résultat d'un faible renouvellement des sulfates de la solution interstitielle.

+ *Le second type* correspond aux concrétions échantillonnées dans la partie supérieure des *black shales* de l'Albien inférieur élevé et de l'Albien moyen. Les marnes encaissantes sont sombres et homogènes à discrètement laminées et elles présentent des teneurs entre 27,7 et 36,6 % CaCO_3 (32 % en moyenne). Elles ne sont pas associées avec des concrétions calcaires. La composition isotopique des nodules avoisine 49,5 ‰ (de 43,4 à 64,7 ‰). C'est le résultat d'une croissance à une certaine profondeur (décimètres à mètres ?) sous la surface sédimentaire. Ils montrent une tendance isotopique négative ($\Delta\delta^{34}\text{S} = -3,80$ ‰ en moyenne). Comme pour le premier type, ceci peut exprimer un système clos, où le sulfate résiduel est prélevé pour la précipitation de la barytine. Les grandes gerbes de barytine qui forment généralement le cortex résultent probablement d'une lente cristallisation. La tendance négative peut être expliquée par un faible accroissement de la disponibilité de l'isotope léger résultant d'un approfondissement de la zone de diffusion des sulfates.

Beaucoup de nodules de ce type présentent un réseau septarien dont les craquelures sont remplies de barytine. L'un de ces nodules échantillonnés au ravin de Séresc présente un $\delta^{34}\text{S} = 54,9$ ‰ pour le cortex et un $\delta^{34}\text{S} = 57,3$ ‰ pour la barytine des craquelures. Ceci amène à un $\Delta\delta^{34}\text{S} = -2,4$ ‰.

+ *Le troisième type* est caractéristique des marnes assez carbonatées de l'Albien moyen qui reposent en discontinuité sur les *black shales*. Elles sont associées aux miches calcaires. La composition isotopique du soufre des nodules est en moyenne de 56,5 ‰ (de 45,0 à 76,0 ‰). Le degré relativement élevé de fractionnement exprime une croissance à une certaine profondeur (plusieurs décimètres à plusieurs mètres ?) La tendance isotopique est positive ($\Delta\delta^{34}\text{S} = +2,5$ ‰ en moyenne). Elle pourrait s'expliquer par une diminution progressive de la disponibilité du soufre dans les solutions interstitielles qui devient relativement plus riche en isotope lourd. Ceci peut représenter la conséquence d'un confinement progressif, d'une diminution de la diffusion du sulfate depuis l'eau de mer, peut-être du fait d'un appauvrissement en oxygène dissous des eaux de fond (?).

+ *Le quatrième type* donne les valeurs les plus faibles (34,8 à 37,7 ‰). Elles correspondent aux nodules en patates extraits sous l'horizon "petite vérole" (intervalle 6), dans l'Albien supérieur. Leur tendance isotopique est positive ($\Delta\delta^{34}\text{S} = +2,9$ ‰), et une explication similaire à celle du troisième type peut être proposée. Ils sont aussi associés à des concrétions calcaires. Les différentes sortes de nodules distribuées dans les intervalles 4 et 5 à Bert et Bruis appartiennent respectivement aux types 2 et 3 (leurs valeurs sont comprises entre 43,4 et 76,0 ‰, avec une moyenne de 51,2 ‰).

4.4.6. Essai d'interprétation

Les concrétions du premier groupe, collectées dans les couches de *black shales*, présentent une faible teneur en ^{34}S qui est très proche de la composition isotopique des eaux de mer contemporaines (selon CLAYPOOL *et al.*, 1980). Ceci indique que la barytine s'est formée par apport direct de sulfate depuis le réservoir marin, le système étant ouvert. Ceci peut s'expliquer si la précipitation s'est opérée juste sous l'interface eau-sédiment. Un tel concrétionnement est possible grâce à une stabilisation du front barytique (à la limite inférieure de la zone de réduction des sulfates) durant un temps suffisant, impliquant alors un très faible taux de sédimentation (cf. BRUMSACK, 1986). Ceci montre également que le dépôt de CRMO telles que le niveau Paquier

ne s'est pas opéré sous des conditions toujours pleinement anoxiques (réductrices), mais a subi des périodes de moindre confinement (cf. BREHERET, 1991, et voir plus haut) où une pénétration de la zone de réduction des sulfates sur une faible épaisseur, dans la vase riche en MO, a permis la précipitation de barytine.

Les valeurs plus élevées du second groupe représentent la conséquence de la précipitation de la barytine à partir du sulfate des solutions interstitielles dont la composition isotopique plus lourde est due à l'action des bactéries sulfato-réductrices. Ces organismes extraient sélectivement le $\delta^{32}\text{S}$ parce qu'une énergie moindre est nécessaire pour casser la liaison $^{32}\text{S-O}$ que $^{34}\text{S-O}$ (HARRISON et THODE, 1958). L'enrichissement des solutions interstitielles en ^{34}S en conséquence de l'activité bactérienne est d'autant mieux marquée que la concentration en sulfate tend vers zéro pour une profondeur croissante (BRUMSACK, 1986). Dans le système clos du sédiment (hors de l'apport direct des ions sulfates du réservoir marin), les valeurs élevées expriment le degré d'épuisement du sulfate des solutions interstitielles. La composition lourde des nodules barytiques enregistre ainsi une phase relativement tardive de la diagenèse précoce, par rapport au dépôt du sédiment hôte. Ainsi les données permettent *a priori* de déduire que les nodules qui présentent une composition isotopique lourde se sont formés sous un enfouissement plus important que ceux dont la composition est proche des sulfates du réservoir océanique. De la sorte, ils indiquent une pénétration plus profonde de la zone de réduction des sulfates.

La précipitation de la barytine est effective si le front diagénétique est stabilisé à une profondeur donnée par rapport à l'interface, et cette condition est remplie si le taux de sédimentation s'annule. Ceci explique tout-à-fait que les nodules à composition isotopique lourde se situent sous les surfaces d'omission. De plus, on peut remarquer, à propos des intervalles 4 et 5, que les nodules des sites de bordure, là où les pauses sédimentaires sont plus importantes, sont plus riches en ^{34}S (Bert, la Folie : moyenne $\delta^{34}\text{S} = 51,2$ ‰) que dans les sites centraux (Palluel : moyenne $\delta^{34}\text{S} = 36,3$ ‰). On peut noter également qu'il n'y a pas de tendance manifeste dans la composition isotopique du soufre des nodules sur l'épaisseur d'un intervalle, ce qui élimine *a priori* l'hypothèse de la genèse des différents horizons à partir d'une seule surface d'arrêt de sédimentation.

Remarques sur la tendance isotopique $\Delta\delta^{34}\text{S}$.

Comme nous l'avons vu, les valeurs isotopiques les plus élevées impliquent un fractionnement important qui est corrélatif de l'épuisement presque total des sulfates par les bactéries sulfato-réductrices, et dont le sous-produit dominant est la pyrite framboïdale. Si le sulfate n'est pas entièrement consommé par les bactéries lorsqu'il se produit une pause de sédimentation, la barytine peut se former au niveau de pénétration de ces ions. Si le système est clos, c'est-à-dire sans nouvelle diffusion de sulfate depuis l'eau de mer ou des couches encaissantes, et si la croissance nodulaire est centrifuge (ce qui est le cas très général), alors la périphérie des nodules devient plus lourde que le centre (autrement dit si la vitesse d'accrétion nodulaire est importante par rapport au flux d'ions sulfates). Une tendance isotopique positive représenterait donc la conséquence d'un confinement au site de nodulisation.

La tendance opposée, c'est-à-dire une composition isotopique plus légère vers la périphérie des nodules, résulte d'un système plus ouvert. De nouveaux ions SO_4^{2-} , riches en ^{32}S sont incorporés au système (ou autrement dit la vitesse d'accrétion nodulaire est faible par rapport au flux d'ions sulfates). Cette disposition¹¹⁵ apparaît plutôt typique des nodules des *black shales*, alors que les nodules des marnes bioturbées présentent la tendance isotopique normale.

La tendance négative pour les nodules des *black shales* indiquerait une pénétration relativement aisée des ions sulfates jusqu'à la profondeur de concrétionnement, ceci dans un sédiment moins compact que les marnes (un peu plus calcaires et intensément bioturbées) qui encaissent les nodules à tendance positive. Mais les modalités de ces tendances ne sont pas clairement élucidées. A cet égard, les circulations latérales, selon la stratification, jouent probablement un grand rôle qui pourrait être apprécié par une étude spatiale, mais pour laquelle d'autres analyses seraient nécessaires.

¹¹⁵ décrit aussi par SAKAI (1971) dans un nodule barytique de la Mer du Japon, mais dans un contexte sédimentaire différent.

4.4.7. En résumé

Les données géochimiques concordent avec les observations de terrain. Elles montrent que la genèse des nodules barytiques est bien liée à des arrêts de sédimentation. La nodulisation s'opère très généralement sur des hétérogénéités du sédiment telles que des terriers et des vestiges d'organismes. Le mécanisme de la nodulisation peut s'expliquer ainsi. Les ions sulfates sont d'origine marine et diffusent depuis l'interface eau-sédiment au sein de la pile sédimentaire. Le baryum provient des solutions chargées des produits libérés lors de la lente dégradation de la MO, en milieu réducteur, et évacuées vers le haut par la compaction. Au cours d'arrêts prolongés de sédimentation, lorsque des courants balayent les fonds, la fixation de la profondeur de la zone de réduction des sulfates permet la croissance du sulfate de baryum et la formation de concrétions. Selon le degré d'oxygénation des eaux de fond et la porosité du sédiment, le front barytique se situe à des profondeurs variées sous l'interface eau-sédiment. Comme le traduit la composition isotopique du soufre, la cristallisation peut s'opérer au voisinage immédiat de l'interface pour les CRMO laminées, et à profondeur plus importante, décimétrique à plurimétrique, pour des marnes bioturbées.

L'origine du baryum sédimentaire serait la biosynthèse planctonique à partir du stock marin (qui a probablement été enrichi au cours du Crétacé moyen en conséquence d'un volcanisme sous-marin lointain et des apports continentaux renforcés par une intense altération).

L'interprétation suggérée ici est proche de celle de CLARK et MOSIER (1989) à propos des nodules du Dévonien de Virginie. Cependant, elle en diffère par le fait que ces auteurs supposent un lien direct entre l'environnement dysérobie des eaux marines et la formation des nodules barytiques. L'interprétation présentée ici confère aux nodules un statut de marqueur de faciès diagénétique. Ils sont engendrés dans des sédiments de différentes lithologies, fréquemment déposés, pour ce qui les concerne, dans des conditions d'oxygénation déficiente des eaux de fond (section II.2.1). Mais la croissance nodulaire s'opère lorsque les fonds sont balayés par des eaux au moins modérément oxygénées, et souvent bien longtemps après le dépôt du sédiment hôte. Notre interprétation ne peut suivre celle suggérée par JEWELL et STALLARD (1991) pour les dépôts massifs de barytine litée du *Slaven Chert* du Nevada, dont les modalités de gisement sont en fait nettement différentes du cas vocontien. Selon ces auteurs, la barytine se serait formée dans la colonne d'eau et se serait sédimentée sur le fond marin dans un contexte d'*upwelling*, à la limite entre zones oxique et anoxique.

4.5. CONCLUSION

Dans les Marnes bleues, où parfois les repères lithologiques se font rares, les diverses concrétions qui jalonnent la pile sédimentaire constituent des témoins diagénétiques dont l'intérêt pour la sédimentologie et de la stratigraphie n'avait guère été perçu jusqu'à présent. Les faits évoqués ici montrent leur importance.

Nous avons vu que les nodules phosphatés, dont j'ai signalé de nombreux horizons, se forment selon deux manières. Dans les CRMO, il s'agit de microbialites, comme en atteste la préservation de structures biologiques très délicates, qui se sont minéralisées à l'interface eau-sédiment ou en son voisinage immédiat (quelques millimètres ?). Certaines sont centrées sur des bioclastes divers, d'autres correspondent probablement à des voiles microbiens qui se sont étendus sur les fonds, alors que les eaux étaient déficientes en oxygène. Des nodules phosphatés d'une deuxième sorte se sont développées en profondeur dans le sédiment sur des terriers émanés de surfaces d'arrêt de sédimentation, ou parfois des bioclastes. Leur minéralisation s'est opérée précocement à une profondeur pluricentimétrique à pluridécimétrique.

Les nodules calcaires sont également de deux sortes. Les uns se trouvent dans des CRMO ou dans des marnes homogènes. Ils sont généralement centrés sur des terriers. Le rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ présente des valeurs très négatives. Elles indiquent que les ions carbonates, qui en sont à l'origine, proviennent essentiellement de la dégradation de la MO dans la zone de réduction des sulfates. La deuxième sorte de nodules correspond à ce qu'on appelle les miches calcaires. Celles-ci sont disposées sur des horizons calcaires délités, et constituent (à l'instar des nodules de la première sorte) des manchons autour de terriers. La participation d'ions carbonates issus de la dégradation de la MO est plus discrète ; elle se matérialise par une légère chute du $\delta^{13}\text{C}$ par rapport

à la composition des calcaires délités et des marnes encaissantes : le carbonate qui les constitue majoritairement provient effectivement du plancton. Dans les deux cas, le carbonate se forme vers la base de la zone de réduction des sulfates lorsque la zone de diffusion est stabilisée par un arrêt prolongé de sédimentation. Cette profondeur est pluricentimétrique à plurimétrique (?).

Les nodules barytiques sont, comme la plupart des concrétions évoquées ci-dessus, disposés sur des hétérogénéités sédimentaires, terriers ou vestiges biologiques. Leur habitus diffère surtout selon le faciès du sédiment hôte. Dans les marnes bioturbées, ce sont des nodules arrondis en patate, dont la masse est elle-même bioturbée. Dans les marnes et argilites sombres, homogènes, ce sont des nodules plus ou moins aplatis développant souvent de longues gerbes de barytine, et dans les *black shales* laminés, ce sont des *cones-in-cones*. La composition isotopique du soufre atteste la formation diagénétique précoce de ces concrétions. Le sulfate est d'origine marine et le baryum vient de la dégradation de la MO de la pile sédimentaire. La genèse d'un horizon à concrétions barytiques implique un arrêt de sédimentation prolongé permettant, comme pour les concrétions calcaires, la fixation du front diagénétique à une profondeur donnée. Les *cones-in-cones* se forment au voisinage de l'interface sur les CRMO, les autres nodules se forment en profondeur dans le sédiment ; les valeurs de $\delta^{34}\text{S}$ indiquent des conditions de confinement intra-sédimentaires variées pour les nodules rencontrés.

La formation de ces diverses concrétions est nettement en rapport avec des ralentissements ou des pauses de la sédimentation. La plupart sont liées à l'existence d'hétérogénéités sédimentaires, particulièrement de terriers. Leur minéralisation met également en jeu la matière organique. Bien que leur conditions de genèse ne soient pas tout-à-fait les mêmes, ces caractères communs expliquent que ces concrétions sont souvent étroitement associées sur les affleurements (pl. 18, fig. 3, 4). Les conditions peuvent être réunies pour la formation de ces trois minéraux au cours d'un arrêt de sédimentation. Ainsi, il n'est pas rare de trouver des nodules (dans l'Albien moyen par exemple) où le cœur est occupé par du phosphate auquel s'associe du carbonate, le tout entouré d'un cortex barytique. Les diverses observations et les données géochimiques montrent que si les conditions sont réunies, le phosphate précipite en premier, puis le carbonate et le sulfate. Mais la formation de ces deux produits serait plus ou moins concomitante. Du reste, on sait que des conditions alcalines favorisent la précipitation de barytine.

Ces concrétions sont bien souvent groupées au sein d'intervalles stratigraphiques définis. Ils représentent alors la conséquence d'une sédimentation saccadée, rythmée de pauses sédimentaires. Les corrélations effectuées pour des faisceaux de bancs calcaires noduleux montrent qu'ils coïncident avec une réduction d'épaisseur sensible par comparaison avec une série sans nodules. De la sorte, ces faisceaux de bancs noduleux sont l'expression d'une condensation stratigraphique.

Les nodules de différentes natures minéralogiques constituent ainsi de véritables outils découverts au gré des travaux de terrain. Ils permettent de jeter un éclairage particulier sur la série et mettent notamment en valeur les variations de l'activité sédimentaire. Leur intérêt dans l'étude sédimentologique et stratigraphique ne peut être négligé.

*Conclusions
générales*

CONCLUSIONS GENERALES

L'étude de terrain menée sur les sédiments de l'Aptien et l'Albien de la Fosse vocontienne a permis de mettre en évidence de nombreuses couches noires laminées, comparables aux faciès de *black shales* contemporains, décrits dans nombre de bassins autour du globe. L'existence de témoignages manifestes de "l'événement anoxique océanique" OAE 1, que présentaient SCHLANGER et JENKYNS en 1976, est ainsi révélée. L'établissement de corrélations entre les coupes levées montre la continuité latérale des couches noires à l'échelle du bassin pélagique. Elles attestent le caractère autochtone, non resédimenté, de ces couches issues de la calme décantation des particules détritiques terrigènes et de la phase biogène planctonique. La précision des corrélations peut aller à l'échelle centimétrique. Dans leur ensemble, ces couches noires alternent avec des marnes bioturbées selon des cycles de haute fréquence ; elles constituent ainsi une expression de la sédimentation alternante caractéristique de la série pélagique vocontienne au Crétacé, et bien connue dans les faciès plus calcaires du Néocomien. Ces couches noires, ponctuant des petites séquences, paraissent bien liées aux variations dans l'insolation à la surface du globe, contrôlées par les cycles de rotation de la Terre.

L'analyse révèle que ces *black shales* sont inégalement répartis au sein de plusieurs intervalles dans l'ensemble des Marnes bleues dont ils ne représentent qu'une fraction de l'épaisseur (environ 30 %) : à l'Aptien inférieur, à l'Aptien moyen, à l'Albien inférieur-moyen et au sommet de l'Albien supérieur. Au sein de ces intervalles, certaines couches sont particulièrement remarquables par leurs caractères de schistes carton et constituent d'excellents niveaux repères ; elles sont notées, pour les principales, niveaux Goguel, Paquier et Breistroffer.

L'appréhension de la disposition spatio-temporelle des dépôts médio-crétacés, envisagée dans le bassin pélagique et sur ses bordures, permet de replacer les couches noires dans l'évolution de la dynamique sédimentaire du bassin. De manière schématique, au Crétacé moyen apto-albien, la cuvette vocontienne se remplit de produits détritiques terrigènes fins (essentiellement argileux), alors que de très faibles épaisseurs de matériaux s'accumulent sur les plates-formes adjacentes. Mais cette sédimentation présente des caractères contrastés, tant au niveau des périodes de dépôt que des aires de dépôt. Ceci se traduit par des épaisseurs de sédiment très inégalement réparties dans le bassin, ainsi que par l'existence de lacunes substantielles dont certaines sont détectées jusque dans les dépôts-centre. Ainsi, peut-on opposer à la bordure Sud-Est, qui est sous-alimentée de manière chronique, la bordure Nord-Ouest qui accueille, principalement à l'Aptien, une épaisseur substantielle de sédiment. Cette répartition s'explique par l'origine, la quantité et la nature des apports, ainsi que par le potentiel d'espace disponible sur la plate-forme. Elle résulte également de la physiographie du bassin, liée essentiellement au contrôle tectonique, ainsi que de l'importance et de la configuration des courants. En effet, selon les périodes, un piégeage de matière peut s'opérer sur certaines zones de la plate-forme et d'où émanent des sédiments gravitaires canalisés dans des morphologies (par exemple à l'Ouest du bassin à l'Aptien moyen-supérieur), ou bien la quasi-totalité des sédiments fins est exportée distalement et dispersée par les courants à l'échelle du bassin (comme à l'Albien inférieur-moyen). A certaines époques, comme à l'Aptien moyen élevé-Aptien supérieur, l'inégalité de la répartition sédimentaire à l'échelle du bassin se traduit par la pénurie hors des zones d'accumulation gravitaire et centrale. Il en résulte l'individualisation d'étendues soumises durablement à la sous-alimentation et où s'empilent lentement des dépôts condensés. En d'autres époques, comme à l'Albien moyen, la condensation est générale pour le bassin.

L'expression la mieux visible de ces phénomènes d'accumulation sédimentaire réduite consiste en la présence d'objets diagénétiques ; il s'agit de concrétions de diverses natures minéralogiques : calcaires, pyriteuses, phosphatées et barytiques, ainsi que de glauconie. Au cours de ce travail, ces objets se sont peu à peu imposés comme de véritables outils pour détecter les

fléchissements du dépôt. Les observations de terrain, confortées par les données géochimiques, indiquent en effet que la plupart des concrétions se développent au cours de pauses de sédimentation, à faible profondeur (quelques décimètres) sous l'interface eau-sédiment. C'est la répétition de ces petits arrêts de sédimentation qui explique le caractère condensé de bien des intervalles. En l'absence d'accumulation nette durant de longues périodes, il se forme des hiatus parfois perceptibles du point de vue biostratigraphique, et soulignés par des surfaces de discontinuité significatives. Des alternances de dépôt et d'érosion sont éventuellement détectables par la présence d'éléments remaniés (fossiles ou autoclastes). Ces intervalles condensés et discontinuités ont largement permis de documenter les variations de la dynamique sédimentaire à l'échelle du bassin, complétant les données des faciès des dépôts pélagiques et des sédiments gravitaires.

Ces fluctuations dans la sédimentation sont décrites en neuf épisodes liés à l'approvisionnement en particules sédimentaires (détritisme terrigène et production planctonique, liés au climat et à la circulation océanique) et à la structuration du bassin. Les variations eustatiques sont, à cette échelle, difficiles à discriminer ; leur amplitude (en l'absence de glacio-eustatisme avéré) étant relativement faible par rapport aux déformations tectoniques.

Le dépôt des Marnes bleues s'organise en trois grands cycles transgressifs - régressifs qui coïncident à peu près avec l'Aptien (de l'Aptien inférieur élevé à l'Aptien supérieur élevé), l'Albien (de l'Aptien supérieur élevé à l'Albien supérieur) et le Vraconien (Albien supérieur à Cénomaniens). A cette échelle, ces cycles qui paraissent refléter des fluctuations géodynamiques dépassant très largement le cadre local pourraient porter l'empreinte eustatique.

Les intervalles qui présentent les couches-repères de *black shales* sont situés dans le contexte transgressif de ces cycles. Plus précisément, les couches repères Goguel, Paquier et Breistroffer correspondent à des maxima transgressifs. A cet égard, la disposition transgressive du niveau Paquier est particulièrement nette, comme on peut le voir au Sud du bassin ; d'autre part, le lien avec une élévation du niveau marin relatif est attesté par l'ouverture de communications avec le bassin de Londres-Paris et l'invasion d'ammonites depuis le Hanovre. Plusieurs faits attestent leur faible taux d'accumulation. Notamment, sur les bordures Sud et Sud-Est, ces niveaux sont envahis par la glauconie dont les caractéristiques minéralogiques sont celles d'un minéral évolué, riche en potassium, particulièrement pour le niveau Paquier. Par ailleurs, pour ce même niveau, le blocage du détritisme terrigène serait à l'origine de conditions écologiques favorables à un éphémère développement des *Nannoconus*. Ces couches repères représentent ainsi des niveaux condensés.

Dans leur ensemble, les phases transgressives sont caractérisées par un enregistrement sédimentaire fin, où la cyclicité due aux alternances climatiques est bien réglée. Les phases régressives correspondent à des sédiments plus détritiques, marqués par une contribution silteuse substantielle et l'abondance de faunes benthiques. La répartition des dépôts est alors hétérogène à l'échelle du bassin. L'accumulation est importante en certaines zones, cependant que d'autres sont sous-alimentées et à l'origine de séries lacunaires.

Différents caractères distinguent les couches noires de l'encaissant : l'absence de bioturbation et leur fissilité manifeste à l'affleurement, leur richesse en matière organique et en éléments traces, leur pauvreté en faune benthique. Toutefois, des disparités existent entre ces *black shales*. Les couches les plus fréquentes, qui constituent les périodites, présentent une lamination fort discrète, une fissilité un peu irrégulière, des teneurs modérées en matière organique (leur carbone organique total est de l'ordre de 2 %), marquée par une légère altération sur le fond marin au moment du dépôt, et mélangée avec un fond d'organoclastes continentaux. La microfaune de foraminifères benthiques est en général extrêmement pauvre, mais présente. Les couches repères présentent une lamination régulière et un débit parfait de schiste carton. Leur teneur en matière organique est plus élevée, souvent au-dessus de 3 % et atteint exceptionnellement 8 % ; une fraction importante est constituée de matière amorphe provenant d'algues planctoniques, mais porte également la signature d'une activité bactérienne benthique. La microfaune de foraminifères benthiques est totalement absente. Ces caractéristiques représentent les conséquences d'une oxygénation déficiente au niveau du fond : suboxie plus ou moins marquée pour les unes et anoxie totale pour les autres.

Toutefois, des différences particulièrement significatives dans les compositions des organismes planctoniques et nectoniques entre les couches attestent des conditions variées pour les eaux de surface. Ainsi, par exemple, certaines couches s'avèrent riches en foraminifères

planctoniques alors que d'autres en sont dépourvues.

Des couches noires déposées dans des conditions d'oxygénation déficiente, parfois d'anoxie totale, constituent l'enregistrement de phénomènes dont les tentatives d'explication peuvent s'appuyer d'une part sur l'évolution des composantes sédimentaires dans le temps, et ce jusqu'à fine échelle, mais également, d'autre part, sur l'extension géographique de leurs témoignages.

A cet égard, des ensembles de couches noires, stratigraphiquement distincts au cours de l'Aptien-Albien, présentent une extension considérable, attestée, pour certains, pratiquement à l'échelle globale. Un tel enregistrement, caractérisé en des périodes définies, amène à subdiviser "l'événement anoxique océanique" OAE 1 de SCHLANGER et JENKINS en plusieurs entités ; elles sont notées OAE 1a à OAE 1d, suivant les nomenclatures de ARTHUR *et al.* (1990), LARSON *et al.* (1993) et BRALOWER *et al.* (1994). Dans ces enveloppes de temps, dont la durée va de quelques centaines de milliers d'années à quelques millions d'années, il n'est pas possible, du fait de l'inadéquation des outils biostratigraphiques, d'établir avec certitude le synchronisme des couches unitaires qui composent ces ensembles. Il serait donc inexact d'expliquer leur dépôt en conséquence d'une anoxie ou une suboxie à l'échelle globale. Du reste, au lieu d'une telle éventualité, c'est plutôt la réunion de conditions générales propices à l'oxygénation déficiente qui peut être évoquée ; des facteurs locaux, ou régionaux tels que confinement hydrologique ou emballement de la production déclencheraient de tels processus. A l'échelle globale, une origine climatique, sous l'influence du volcanisme apparaît probable, mettant en cause notamment le dégagement de CO₂ dans l'enveloppe atmosphère-hydrosphère (ARTHUR *et al.*, 1985 ; LARSON, 1991). Les fluctuations périodiques, à haute fréquence, contrôlées par les paramètres astronomiques, se surimposent et expliquent la cyclicité de tels dépôts.

Dans ces intervalles s'individualisent les couches-repères, telles que le Goguel et le Paquier, identifiés comme des horizons condensés. Ils correspondent à l'enregistrement des "*brief intervals of peak dysoxia-anoxia*" de BRALOWER *et al.* (1994), de durée inférieure au million d'années, et pendant lesquels la distribution géographique de couches particulièrement riches en MO est maximale. Le dépôt de ces *black shales*, en coïncidence avec des maximums transgressifs, pourrait être lié à des épisodes d'activité géodynamique particulièrement intense. Mais, à cette échelle également, le synchronisme des horizons individuels ne peut être assuré, et d'autre part la signification peut être recherchée dans des facteurs locaux ou régionaux.

Ainsi, par exemple, pour le niveau Paquier de l'Albien inférieur, l'anoxie s'expliquerait par une stratification de densité des eaux provoquée par des échanges entre bassins parisien et vocontien. Ils seraient rendus possibles par l'ouverture du seuil bourguignon, comme en atteste la migration de faunes d'ammonites depuis le Nord de l'Allemagne vers le Sud.

Cette même couche nous fournit l'opportunité d'apprécier les fluctuations des conditions de production et de dépôt à fine échelle. En effet, si l'on peut accorder le statut de faciès anoxique, ou anaérobie, pour l'ensemble de ce niveau Paquier, l'enregistrement sédimentaire montre des changements dans le degré d'oxygénation des eaux de fond de l'anoxie à la suboxie, ou même l'hypoxie, en l'espace de quelques centimètres, voire millimètres. Par ailleurs, des alternances dans les catégories de planctons calcaires représentées à l'échelle millimétrique, mais aussi emboîtées dans des séquences pluricentimétriques, suggèrent des changements dans le mode et l'intensité de la production dans les eaux de surface. De telles fluctuations affectent le necton (ammonites) et sont également détectées par les paramètres géochimiques. A cette hétérogénéité des petites séquences, dont l'empilement vertical constitue le niveau, s'oppose leur extension latérale très grande puisque les corrélations montrent, au degré de précision près, la présence des mêmes petites séquences centimétriques (PA 12 et 13) particulièrement riches en *Nannoconus* dans les gisements de Bavière et d'Autriche, à plus de 800 km du bassin vocontien.

Quoi qu'il en soit, les caractéristiques présentées pour cet exemple suggèrent la complexité de l'histoire qu'une simple couche est susceptible de révéler ; semblable scénario paraît donc difficile à transposer à d'autres couches de cette série (et *a fortiori* pour d'autres contextes) car chacune présente sa propre originalité. Il demeure bien des inconnues pour présenter une esquisse mieux ajustée de ces épisodes sédimentaires, et parvenir à une vision plus nette des mécanismes qui les régissent. En particulier, le support d'une étude pluridisciplinaire menée à très fine échelle sur plusieurs exemples permettrait une avancée substantielle à cet égard.

Aux questions posées au début de ce travail, quelques éléments de réponses ont été fournis, mais bien d'autres questions, qui demeurent à résoudre, ont naturellement surgi au gré des études de terrain ; elles ont également été suscitées grâce à la lecture de nombreux travaux exposant les avancées dans les différents domaines abordés. D'autres réponses, et davantage d'autres questions...

Références bibliographiques

"une certitude est une capitulation" (Armand GATTI)

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- ABOUSSOUAN, M.T. (1963).- Contribution à l'étude sédimentologique et paléocéanographique des terrains aptiens et albiens de la Provence aux Baronnies. *Rec. Trav. St. Mar. End.*, Bull 30., n°45, p. 95-164.
- ACCARIE, H., BEAUDOIN, B., DEJAX, J., FRIES, G., MICHARD, J.-G. & TAQUET, Ph. (1995).- Découverte d'un dinosaure Théropode nouveau (Genusaurus sisteronis n.g., n. sp.) dans l'Albien marin de Sisteron (Alpes de Haute-Provence, France) et extension au Crétacé inférieur de la lignée cératosaurienne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, sér. IIa, **320**, 327-334.
- ADAMS, J.A.S. & WEAVER, R. (1958).- Thorium-to-uranium ratio as an indicator of sedimentary process : examples of the concept of geochemical facies. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, **42**, 2, 387-430.
- AIGNER, T. (1980).- Biofacies and stratigraphy of the Lower Kimmeridge Clay (U. Jurassic, Dorset, England). *N.Jb. Paläont. Abh.*, **159**, 324-338.
- AIGNER, T. (1985).- *Storm depositional systems : dynamic stratigraphy in modern and ancient shallow-marine sequences*. Lecture notes Earth Sciences, **3**, Springer, Berlin, 174 p.
- ALAVI-NAINI, (1972).- Etude géologique de la région de Djam. *Geol. Surv. Iran*, Téhéran, rep 23, 288.
- ALLEN, J.R.L. (1981).- Palaeotidal speeds and ranges estimated from cross-bedding sets with mud drapes. *Nature*, **293**, p. 394-396.
- ALLEN, J.R.L. & HOMEWOOD, P. (1984).- Evolution and mechanics of a Miocene tidal sandwave. *Sedimentology*, **31**, p. 63-81.
- ALTSCHULER, Z.S., CISNEY, E.A. & BARLOW, I.H. (1952).- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **63**, 1230-1231.
- ANASTASAKIS, G.C. et STANLEY, D.J. (1984).- Sapropels and organic-rich variants in the Mediterranean : sequence development and classification. In : STOW, D.A.V. & PIPER, D.J.W. (éd.), *Fine-grained sediments : deep-water processes and facies*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 497-510.
- ARNAUD, H. (1979).- Surfaces d'ablation sous-marines et sédiments barrémo-bédouliens remaniés par gravité du Barrémien au Cénomaniens entre le Vercors et le Dévoluy (SE de la France). *Géologie alpine*, **55**, p. 5-21.
- ARNAUD, H. & ARNAUD-VANNEAU, A. (1989).- Séquences de dépôt et variations du niveau relatif de la mer au Barrémien et à l'Aptien inférieur dans les massifs subalpins septentrionaux et le Jura (SE de la France). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, **8**, V, 3, 651-660.
- ARNAUD, H. & ARNAUD-VANNEAU, A. (1993).- The Urgonian Platform and its margin. ODP leg 143 post-cruise meeting field trip. *Géologie Alpine, série spéciale "Colloques et Excursions"*, **3**, 59-104.
- ARNAUD, H., ARNAUD-VANNEAU, A., BOURBON, M., LEMOINE, M. & MEGARD-GALLI, J. (1985).- Hauts-fonds dans la paléogéographie mésozoïque des Alpes occidentales : témoins d'une activité tectonique liée à l'ouverture de l'océan téthysien ligure. In : Gabilly, J. & Deloffre, R. (éd.) *Géodynamique des seuils et des hauts-fonds*. Comité des travaux historiques et scientifiques, Paris, *Bull. Section des Sciences*, IX, p. 115-128.
- ARNAUD, H., BARFETY, J.C., GIDON, M. & PAIRIS, J.L. (1978).- A propos du rhexmatisme des zones alpines au Sud de Grenoble. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, **286**, p. 1335-1338.
- ARNAUD, H., CHAROLLAIS, J. et alii (1984).- Bresse, Jura, Bas-Dauphiné, Chaînes subalpines septentrionales. In : Debrand-Passard, S., *Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Stratigraphie et paléogéographie*, Mém. Bur. Rech. géol. min. **125**, p. 305-313.
- ARNAUD, H. & LEMOINE, M. (1993).- Structure and Mesozoic-Cenozoic evolution of the South-East France Basin (SFB). *Géologie Alpine, série spéciale "Colloques et Excursions"*, **3**, 53-58.
- ARNOLD, M. & SHEPPARD, S.M.F. (1981).- East Pacific Rise at latitude 21°N. Isotopic composition and origin of the hydrothermal sulphur. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **56**, 148-156.
- ARTHUR, M.A. (1979).- North Atlantic Cretaceous black shales : the record at site 398 and a brief comparison with other occurrences. In : Sibuet, J.C. & Ryan, W.B.F. (éd.) *Init. Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **47**, part 2, Washington, U.S. Govt Print. Off., 719-752.
- ARTHUR, M.A., BRUMSACK, H.-J., JENKYN, H.C. & SCHLANGER, S.O. (1990).- Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich Cretaceous sequences. In : Ginsburg, R.N. & Beaudoin, B. (éd.), *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, 75-119, Kluwer Academic Publishers.

- ARTHUR, M.A., DEAN, W.E. & SCHLANGER, S.O. (1985).- Variations in the global carbon cycle during the Cretaceous related to climate, volcanism, and changes in atmospheric CO₂. In : Sundquist, E.T. & Broecker, W.S. (éd.) *The carbon cycle and atmospheric CO₂ : natural variations Archean to Present*, Geophys. Mon. 32, AGU, Washington, D.C., 504-530.
- ARTHUR, M.A., DEAN, W.E. & STOW, D.A.V. (1984).- Models for the deposition of Mesozoic-Cenozoic fine-grained organic-carbon-rich sediment in the deep sea. In : Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W. (éd.) *Fine-grained sediments : deep-water processes and facies*. Geol. Soc. London, spec. publ., 15, Blackwell, 527-560.
- ARTHUR, M.A. & JENKYN, H.C. (1981).- Phosphorites and paleoceanography. 26th Int. geol. Congr. Paris, 1980, *Oceanologica Acta*, spec. publ., 83-96.
- ARTHUR, M.A. & PREMOLI-SILVA, I. (1982).- Development of widespread organic-carbon rich strata in the Mediterranean Tethys. In : Schlanger, S.O. & Cita, M.B. (éd.) *Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies*. Academic Press, New York, 8-54.
- ARTHUR, M.A., SCHLANGER, S.O. & JENKYN, H.C. (1987).- The Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event, II, Palaeoceanographic controls on organic-matter preservation. In : Brooks, J. & Fleet, A.J. (éd.) *Marine petroleum source rocks*. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 26, 401-420.
- AUSICH, W.I. & BOTTJER, D.J. (1982).- Tiering in suspension-feeding communities on soft substrata throughout the phanerozoic. *Science*, 216, 173-174.
- AUTRAN, G. & DELANOY, G. (1987).- Mise en évidence d'un niveau à ammonites aptiennes dans la basse vallée du Var (Alpes-Maritimes, France) conséquences paléogéographiques. *Géobios*, 20, 3, p. 415-422, 4 fig. 1 pl., Lyon.

B

- BAHGLI, M.K., GUILLOCHEAU, F., MOUHOUBI, M. & HOFFERT, M. (1989).- Les turbidites à pulsations attribuées à des bouffées turbides. Une nouvelle séquence de figures sédimentaires : le cas du bassin oligocène maghrébin (Algérie du Nord). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 308, II, 411-417.
- BAIRD, G.C. & BRETT, C.E. (1991).- Submarine erosion on the anoxic sea floor : stratigraphic, paleoenvironmental, and temporal significance of reworked pyrite-bone deposits. In : Tyson, R.V. & Pearson, T.H. (éd.), *Modern and ancient continental shelf anoxia*, Geological Society Special Publication, 58, 233-257.
- BANDEL, K. & KNITTER, H. (1986).- On the origin and diagenesis of the bituminous Posidonia Shales (Toarcian) of Southern Germany. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband*, 60, 151-177.
- BARALE, G. & BREHERET, J.-G. (1995).- Découverte de *Cheirolepidiaceae* dans l'Aptien des Marnes bleues de la zone vocontienne (SE de la France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. IIa, 321, 433-439.
- BARDOSSY, G. & DERCOURT, J. (1990).- Les gisements de bauxites téthysiennes (Méditerranée, Proche et Moyen Orient) : cadre paléogéographique et contrôles génétiques. *Bull. Soc. géol. France*, (8), 6, 6, 869-888.
- BATES, R.L. & JACKSON, J.A. (1980).- *Glossary of Geology*, American Geological Institute, Washington, 749 p.
- BARRELL, J. (1917).- Rhythms and measurement of geologic time. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 28, p. 745-904.
- BARRON, E. (1983).- A warm equable Cretaceous : the nature of the problem. *Earth Sci. Rev.*, 19, 305-338.
- BARRON, E.J., SALTZMANN, E. & PRICE, D.A. (1984).- Occurrence of *Inoceramus* in the South Atlantic and oxygen isotopic temperatures in hole 530 A. In : Hay, W.W., Sibuet, J.C. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 75, Washington (U.S. Government Printing Office), 893-904.
- BATURIN, G.N. (1982).- *Phosphorites on the sea floor - origin, composition and distribution*. Development in sedimentology, Elsevier, 33, 343 p.
- BE, A.W.B. (1977).- An ecological zoogeographic and taxonomic review of recent planktonic foraminifera. In : Ramsay, A.T.S. (éd.), *Oceanic micropaleontology*. Academic Press, London, 1-100.
- BEAUDOIN, B. (1977).- *Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin : le Jurassique terminal-Berriassien des chaînes subalpines méridionales*. Thèse Doct. Caen, 339 p.
- BEAUDOIN, B., COJAN, I., FRIES, G., JOSEPH, P., MAILLART, J., MERCIER, D., PARIZE, O., PINAULT, M., PINOTEAU, B. & TRUYOL, V. (1987).- Compaction-Décompaction. *1er Congrès Français de Sédimentologie*, Paris, 1987, Livre des résumés, 44-45.
- BEAUDOIN, B., FRIES, G., JOSEPH, P., BOUCHET, R. & CABROL, C. (1986).- Tectonique synsédimentaire crétacée à l'Ouest de la Durance (S.E. France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, Sér. II, 303, 8, p. 713-718.
- BERGER, W.H. (1974).- Deep-sea sedimentation. In : Burk, C.A. & Drake, C.L. (éd.) *The geology of continental margins*. Springer-Verlag, New-York, 325-358.

- BERTRAND, (1896).- Etude géologique du nord des Alpes-maritimes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, IX, 56, 214 p.
- BISHOP, J.K. (1988).- The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. *Nature*, 24, 341-434.
- BJØRLYKKE, K. (1993).- Fluid flow in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 86, 137-158.
- BLANC, J.-J. (1959).- Faciès de l'Aptien et de l'Albien dans les Baronnies. *Bull. Soc. géol. Fr., Paris*, 7, 1, p. 598-607.
- BLANC, J.-J. & BROCHIER, J. (1969).- Le faciès des "grès verts" (Albien). Sphéroïdes et figures sédimentaires dans la région d'Oppedette et Carniol (Haute-Provence). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 7, 11, p. 588-594.
- BLANPIED, C. & STANLEY, D.J. (1981).- Uniform mud (unifite) deposition in the Hellenic Trench, eastern Mediterranean. *Smiths. Contrib. Marine Sci.*, 13, 40 p.
- BLATT, H. (1982).- *Sedimentary petrology*. W.H. Freeman and Company, New York, 514 p.
- BONATTI, E., MARCO, Z., KAY, R. and RYDELL, H. (1976).- Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites : Mesozoic equivalents of modern deposits from spreading centers. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 87, 83-94.
- BOSTRÖM, K. (1970).- Submarine volcanism as a source of iron. *Earth and Planet. Sci. Lett.* 9, 348-354.
- BOSTRÖM, K. & PETERSON, M.N.A. (1969).- Origin of aluminium poor ferro-magnesium sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise. *Mar. Geol.*, 7, 427-447.
- BOSTRÖM, K., PETERSON, M.N., JOENSUU, O. & FISHER, D. (1969).- The origin of aluminium poor ferromanganous sediments in areas of high heat flow in the East-Pacific Rise. *Mar. Geol.*, 7, 427-447.
- BOTTJER, D.J. (1985).- Trace fossils and paleoenvironments of two Arkansas Upper Cretaceous discontinuity surfaces. *J. Paleont.*, 59, 2, 282-298.
- BOTTJER, D.J., DROSER, M.L. & JABLONSKI, D. (1988).- Palaeoenvironmental trends in the history of trace fossils. *Nature*, 333, 252-255.
- BOTTRELL, S. & RAISWELL, R. (1990).- Primary versus diagenetic origin of Blue Lias rhythms (Dorset, UK) : evidence from sulphur geochemistry. *Terra Nova*, 1, 451-456.
- BOUCHET, (1985).- Etude de la tectonique synsédimentaire au Barrémo-Aptien (région de Sisteron). Rapport E.N.S.M.P. (non déposé) cité in Friès (1986).
- BOUDEULLE, M., GAIDON, J.L., HITTE-PRAT, S., MARTIN-CALLE, S. & PAILLERET, P. (1985).- Indicators of hydrothermalism in Mesozoic sediments of Vocontian trough : mineralized concretions and nodules. *Terra cognita* 5, 194.
- BOWEN, H.J.M. (1956).- Strontium and barium in sea water and marine organisms. *United Kingdom, Journal of Marine Biology Association*, 35, 451-460.
- BOURBON, M. (1980). *Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique : la zone Briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Éocène inférieur*. Thèse doct. Etat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 580 p.
- BOUTAKOFF, (1930).- Etude stratigraphique et tectonique sur la région frontale de la nappe provençale du Cheiron. *Mém. Inst. géol. Louvain*, 6, 2, p. 115-316, 7 pl.
- BRALOWER, T.J., ARTHUR, M.A., LECKIE, R.M., SLITER, W.V., ALLARD, D.J. & SCHLANGER, S.O. (1994).- Timing and paleoceanography of oceanic dysoxia/anoxia in the Late Barremian to early Aptian (Early Cretaceous). *Palaios*, 9, 335-369.
- BRALOWER, T.J., SLITER, W.V., ARTHUR, M.A., LECKIE, R.M., ALLARD, D. & SCHLANGER, S.O. (1993).- Dysoxic/anoxic episodes in the Aptian-Albian (Early Cretaceous). *The Mesozoic Pacific : geology, tectonics, and volcanism*, Geophysical Monograph 77, 5-37.
- BRASSEUR, R. (1962).- *Etude géologique du massif de Suzette*. Thèse Doctorat ès Sciences, Université de Lyon, n°288, 195 p.
- BREHERET, J.-G. (1983).- Sur des niveaux de black shales dans l'Albien inférieur et moyen du bassin vocontien (Sud-Est de la France) : étude de nanofaciès et signification des paléoenvironnements. *Bull. Mus. nat. Hist. nat.*, Paris, 4e ser., 5, C, 113-159.
- BREHERET, J.-G. (1985a).- Indices d'un événement anoxique étendu à la Téthys alpine, à l'Albien inférieur (événement Paquier). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 300, sér. II, 8, 355-358.
- BREHERET, J.-G. (1985b).- Sédimentologie et diagenèse de la matière organique contenue dans le niveau Paquier, couche repère de l'Albien inférieur vocontien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 301, sér. II, 15, 1151-1156.
- BREHERET, J.-G. (1988).- Episodes de sédimentation riche en matière organique dans les marnes bleues d'âge Aptien-Albien de la partie pélagique du bassin vocontien (SE France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), IV, 2, 153-160.
- BREHERET, J.-G. (1988).- La francolite des concrétions phosphatées, un indicateur de diagenèse ; le cas de l'Aptien-Albien de la partie pélagique du bassin vocontien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, 306, 1017-1022.

- BREHERET, J.-G. (1989).- Hydrodynamism and sediment distribution by Albian time in the Vocontian domain (S-E France). Meeting on "Mesozoic eustacy record on Western Tethyan Margins", 2ème Congrès Français de Sédimentologie (ASF), Lyon, novembre 1989, Livre des résumés, p. 13.
- BREHERET, J.-G. (1989a).- Black shales - glaucony relationships, the mid-Cretaceous example of the Vocontian basin (SE France). *A.S.F., 10th European Regional Meeting*, Budapest (additif au livre des résumés).
- BREHERET, J.-G. (1989).- Hydrodynamism and sediment distribution by Albian time in the Vocontian domain (S-E France). In : Cotillon, P. & Ferry, S. (éd.), *Mesozoic eustacy record on Western Tethyan margins*. Meeting 23-24 Nov. 1989, Lyon, Book of abstracts (colloque suivant le 2e Congrès Français de Sédimentologie, Paris, 1989), p. 13.
- BREHERET, J.-G. (1991).- Glauconitization episodes in marginal settings as echoes of mid-Cretaceous anoxic events recorded in the Vocontian basin. In : Tyson, R. & Pearson, T. (éd.) *Modern and Ancient continental shelf anoxia*. Marine Study Group of the Geological Society, Geol. Soc., London, spec. publ., **58**, 415-425.
- BREHERET, J.-G. (1991).- Phosphatic concretions in black facies of the Aptian-Albian Marnes bleues Formation of the Vocontian basin (SE France), and at site DSDP 369 : evidence of benthic microbial activity. *Cretaceous Research*, **12**, 411-435.
- BREHERET, J.-G. (1994a).- The mid-Cretaceous organic-rich sediments from the Vocontian zone of the french South-East Basin. In : Mascle, A. (éd.) *Hydrocarbons of France*, European Association of Petroleum Geologists, n°4.
- BREHERET, J.-G. (1994b).- L'empreinte de la diagenèse précoce sur les périodites à dominante calcaire dans les marnes bleues de l'Aptien-Albien du domaine vocontien (bassin du Sud-Est de la France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **164**, 2, 181-189.
- BREHERET, J.-G. (1994c).- Faisceaux de bancs calcaires noduleux dans l'Apto-Albien du bassin vocontien : l'expression diagénétique d'une sédimentation saccadée. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, **318**, 513-519.
- BREHERET, J.-G. (1995).- Altérations dans la régularité de l'empilement quasi-périodique de la série pélagique du Crétacé inférieur de la zone vocontienne (SE de la France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **320**, sér. IIa, 993-1000.
- BREHERET, J.-G. & BRUMSACK (1993).- Les concrétions barytiques des marnes bleues apto-albiennes du bassin vocontien (SE France) constituent des indices de pauses de sédimentation. 4ème Congrès Français de sédimentologie, Lille, novembre 1993. Livre des Résumés, Publ. A.S.F., Paris, **19**, 63-64.
- BREHERET, J.-G., CARON, M. & DELAMETTE, M. (1986).- Niveaux riches en matière organique dans l'Albien vocontien ; quelques caractères du paléoenvironnement ; essai d'interprétation génétique. In : Bréhéret, J.-G. (éd.) *Les couches riches en matière organique et leurs conditions de dépôt*. *Docum. Bur. Rech. géol. min.*, Orléans, **110**, 141-191.
- BREHERET, J.-G. & CRUMIERE, J.-P. (1989).- Organic-rich episodes in the mid-Cretaceous (Aptian to Turonian) pelagic facies of the Vocontian basin (SE France). In : Cotillon, P. (éd.) *Les événements de la partie moyenne du Crétacé*, Géobios, Mém. sp., n°11, 205-210.
- BREHERET, J.-G. & DELAMETTE, M. (1987).- Séquences de dépôt et couches riches en matière organique (CRMO) dans les marnes bleues aptiennes et albiennes du bassin vocontien. In : Ferry, S. & Rubino, J.L., (éd.) *Eustatisme et séquences de dépôt dans le Crétacé du Sud-Est de la France*, Livret-guide de l'excursion du Groupe Français du Crétacé en Fosse Vocontienne (25-27 mai 1988), Géotrope, **1**, (ALYGE), Lyon, 83-93.
- BREHERET, J.-G. & DELAMETTE, M. (1989).- Faunal fluctuations related to oceanographical changes in the Vocontian basin (S-E France) during Aptian-Albian time. *Géobios*, mém. sp. **11**, 267-277.
- BREHERET, J.-G. & DELAMETTE, M. (1989) Les nodules barytiques d'âge crétacé moyen dans le domaine vocontien (SE France), marqueurs de discontinuités sédimentaires en série marneuse de bassin. *C.R. Acad. Sci.* Paris, **308**, II, 1369-1374.
- BREISTROFFER, M. (1933).- Etude de l'étage Albien dans le massif de la Chartreuse (Isère et Savoie). *Ann. Univ. Grenoble*, **17**, 3, 1-50.
- BREISTROFFER, M. (1937).- Les subdivisions du Vraconien dans le Sud-Est de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), VI, 63-68.
- BREISTROFFER, M. (1939-1940).- Révision des ammonites du Vraconien de Salzac (Gard) et considérations générales sur ce sous-étage albien. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, **22**, 71-171.
- BREISTROFFER, M. (1947).- Sur les zones d'ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, **26**, p. 17-104.
- BROMLEY, R.G. (1975).- Trace fossils at omission surfaces. In : Frey, R.W. (éd.), *The study of trace fossils*. Springer-Verlag, New York, 399-428.
- BROMLEY, R.G. (1990).- *Trace fossils : Biology and taphonomy*. 280 p., Unwin Hyman, London (Special topics in palaeontology), 280 p.

- BROMLEY, R.G. & ASGAARD, U. (1991).- Ichnofacies : a mixture of taphofacies and biofacies. *Lethaia*, **24**, 153-163.
- BROMLEY, R.G. & EKDALE, A.A. (1984).- *Chondrites* : A trace fossil indicator of anoxia in sediments. *Science*, **224**, 872-874.
- BROMLEY, R.G. & EKDALE, A.A. (1984).- *Chondrites* : a trace fossil indicator of anoxia in sediments. *Science*, **224**, 872-874.
- BROMLEY, R.G. & EKDALE, A.A. (1986).- Composite ichnofabrics and tiering of burrows. *Geol. Mag.*, **123**, 1, 59-65.
- BROMLEY, R.G., PEMBERTON, S.G. & RAHMANI, R.A. (1984).- A cretaceous woodground : the *Teredolites* ichnofacies. *J. Paleont.*, **58**, 2, 488-498.
- BRONGERSMA-SANDERS, M. (1967). Barium in pelagic sediments and in diatoms. *Koninkl. Nederl. Akad. Wetensch. Proc.*, Ser. B, Amsterdam, **70**, 93-99.
- BROSSE, E. (1982).- *Contribution à la minéralogie et à la géochimie des sédiments pélagiques profonds. Comparaison des "black shales" du Crétacé dans l'Atlantique Central Nord et des dépôts du Malm et du Crétacé en Briançonnais*. Thèse Doct. Ing., Ecole nat. sup. Mines Paris, 474 p.
- BROWN, W.H., FYFE, W.S. & TURNER, F.J. (1962).- Aragonite in California glaucophane schists and the kinetics of the aragonite - calcite transformation. *J. Petrology*, **3**, 566-582.
- BRUMMER, G.J., HEMLEBEN, C. & SPINDLER, M. (1986).- Planktonic foraminiferal ontogeny and new perspectives for micropaleontology. *Nature*, **319**, 6048, 50-52.
- BRUMSACK, H.-J. (1986).- Trace metal accumulation in black shales from the Cenomanian/Turonian boundary event. In : Walliser, O., (éd.) *Global bio-events*, Lecture Notes in Earth Sciences, 8, Springer-Verlag, Berlin, 337-343.
- BRUMSACK, H.J. (1986) The inorganic geochemistry of Cretaceous black shales (DSDP Leg 41) in comparison to modern upwelling sediments from the Gulf of California. In : Summerhayes, C.P. & Shackleton, N.J. (éd.), *North Atlantic Palaeoceanography*, Geological Society spec. publ. **21**, 447-462.
- BRUMSACK, H.-J. (1991).- Inorganic geochemistry of the German "Posidonia Shale" : palaeoenvironmental consequences. In : Tyson, R.V. & Pearson, T.H. (éd.), *Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia*, Geological Society spec. publ., **58**, 353-362.
- BRUNN, P. (1962).- Sea-level rise as a cause of shore erosion. *J. Waterways and Harbors Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, **88**, 117-130.
- BUDYKO, M.I. & RONOVS, A.B. (1979).- Chemical evolution of the atmosphere in the Phanerozoic. *Geochem. Int.*, **16**, 1-9.
- BURKOV, V.V. & PODPORINA, E.K. (1963).- Morphology and genesis of barite concretions containing strontium, in the Mangyshlak Peninsula. *Trudy Inst. Mineralog. Geokhim. Kristallokhim. Red. elem.*, *Akad. Nauk. SSSR*, Moscow, **17**, 33-46.
- BURNE, R.V. & MOORE, L.S. (1987).- Microbialites : organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaos*, **2**, 241-254.
- BURNETT, W.C. (1980).- Apatite-glaucinite associations off Peru and Chile : palaeoceanographic implications. *J. geol. Soc.* London, **137**, 757-764.
- BUROLLET, P.F., MEMMI, L. & M'RABET, A. (1983).- Le Crétacé inférieur de Tunisie. Aperçu stratigraphique et sédimentologique. *Zitteliana*, **10**, 255-264.
- BUSCH, D.A. (1971).- Genetic units in delta prospecting. *Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **55**, 1137-1154.
- BUSSON, G. (1984).- Relations entre la sédimentation du Crétacé moyen et supérieur de la plate-forme du nord-ouest africain et les dépôts contemporains de l'Atlantique centre et nord. *Eclogae geol. Helv.*, **77**, 2, 221-235.
- BUSSON, G. (1987).- Originalité des transgressions anté-néogènes sur les plates-formes épicontinentales : une remise en question des interprétations eustatiques. *Sciences géologiques*, 281-299.
- BUSSON, G. (1988).- Relations entre les types de dépôts évaporitiques et la présence de couches riches en matière organique (roches-mères potentielles). *Rev. Inst. fr. Pétr.*, **43**, 2, 181-215.
- BUSSON, G. & NOEL, D. (1991).- Les nannoconidés, indicateurs environnementaux des océans et mers épicontinentales du Jurassique terminal et du Crétacé inférieur. *Oceanologica Acta*, **14**, 4, 333-356.
- BYERS, C.W. (1977).- Biofacies patterns in euxinic basins. In : Cook, H.E. & Enos, P. *Deep water carbonate environments. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. SEPM spec. publ.*, **25**, 5-17.

- CABROL, (1985).- Etude du Crétacé moyen au Sud de la Montagne de Lure. Rapport E.N.S.M.P., 54 p. (non déposé), cité in Friès (1986).
- CALDEIRA, K. & RAMPINO, M.R. (1991).- The mid-Cretaceous super-plume, carbon dioxide, and global warming. *Geophys. Res. Lett.*, **18**, 987-990.
- CALVERT, S.E. (1987). Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments. In : Brooks, J. & Fleet, A.J. (eds.) *Marine petroleum source rocks*, Geological Society spec. publ., **26**, 137-151.
- CALVERT, S.E., BUSTIN, R.M. & PEDERSEN, T.F. (1992).- Lack of evidence for enhanced preservation of sedimentary organic matter in the oxygen minimum zone of the Gulf of California. *Geology*, **20**, 757-760.
- CANDE, R., de (1956).- *Ouverture pour une discothèque*. Solfèges, Seuil, Paris, 288 p.
- CAREZ, L. (1882).- Sur l'Aptien et le Gault dans les départements du Gard et de l'Ardèche. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **3**, **11**, p. 100-102.
- CARON, M. (1983).- La spéciation chez les Foraminifères planctiques : une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. *Zitteliana*, **10**, 671-676.
- CARON, M. (1985).- Cretaceous planktic foraminifera. In : Bolli, H.M., Saunders, J.B. & Perch-Nielsen, K. (éd.) *Plankton stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, 17-86.
- CARON, M. & HOMEWOOD, P. (1982).- Evolution of early planktic Foraminifera. *Marine Micropaleont.*, **7**, 453-466.
- CASEY, (1961).- The stratigraphical paleontology of the Lower Greensand. *Palaeontology*, London, **3**, **4**, 487-621, pl. 77-84.
- CASEY, R. (1978).- A monograph of the Ammonoidea of the Lower Greensand. Part. 8. *Palaeontogr. Soc.*, **132**, 583-632.
- CAUTRU, J.-P. (1976).- La recherche de phosphate dans la série albienne du "Golfe de Pont-Saint-Esprit". Rapport B.R.G.M. (S.N.G./GEO), 8 p., 2 fig.
- CAUTRU, J.-P. (1977).- Syndicat phosphates France. Albien du Sud-Est. Etat de la recherche au 15 juillet 1977. Rapport B.R.G.M. (S.N.G./GEO), 3 p., 5 fig.
- CAVANAUGH, C.M., GARDINER, S.L., JONES, M.L., JANNASCH, H.W. & WATERBURY, J.B. (1981).- Prokaryotic cells in the hydrothermal vent tube worm *Riftia pachytila* Jones : possible chemautotrophic symbionts. *Science*, Washington, **213**, 340-342.
- CHAMLEY, H. (1979).- Les successions argileuses de l'Atlantique Nord, écho des changements mésozoïques et cénozoïques de l'environnement. Exemple du bassin du Cap Vert. *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, **289**, 11, 769-772.
- CHAMLEY, H. (1979).- North Atlantic clay sedimentation and paleoenvironment since the Late Jurassic. In : Talwani, M., Hay, W.W., Ryan, W.B.F. (éd.) *Deep drilling results in the Atlantic Ocean ; continental margins and paleoenvironment*. Maurice Ewing Series, **3**, Amer. Geophys. Union Publ., 342-361.
- CHAMLEY, H., DEBRABANT, P., CANDILLIER, A.M. & FOULON, J. (1983).- Clay mineralogical and inorganic geochemical stratigraphy of Blake Bahama basin since the Callovian, site 534, Deep Sea Drilling Project, Leg 76. In : Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., Barnard, L.A. et al. (éd.) *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, **76**, Washington, U.S. Govt. Print. off., 437-451.
- CHAMLEY, H., DEBRABANT, P., FOULON, J. & LEROY, P. (1980).- Contribution de la minéralogie et de la géochimie à l'histoire des marges nord-atlantiques depuis le Jurassique supérieur (sites 105 et 367, D.S.D.P.). *Bull. Soc. géol. France*, (7) **21**, 745-755.
- CHANET, B. (1991).- *Téléostéens primitifs et vertébrés associés dans l'Aptien-Albien de Provence (S-E. France)*. Diplôme d'Etudes Approfondies, Paris, Octobre 1991, 77 p. + ann.
- CHENET, P.-Y. (1978).- *La marge téthysienne au Mésozoïque dans le secteur subbriannonnais entre Gap et le col du Galibier (Alpes occidentales françaises)*. Thèse Doct.-ing., E.N.S.M.P., Paris, 385 p.
- CHRISTOL, L. (1943).- Sur la stratigraphie des environs de Rosans (Hautes-Alpes). *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **5**, 43-44.
- CHRISTOL, L. (1943).- Etude du Crétacé inférieur de Noyers-sur-Jabron (Montagne de Lure) Basses-Alpes. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, **212**, **44**, 223-234.
- CLAPAROLS, C. (1992).- *Comportement des éléments en traces et variations des compositions isotopiques du Nd et du Sr au cours de l'altération de dépôts volcaniques : étude de cas et applications aux séries mésozoïques de black shales de l'Océan Austral*. Thèse Univ. Paris-Sud, Centre d'Orsay, 305 p.
- CLARK, S.H.B. & MOSIER, E.L. (1989) Barite nodules in Devonian shale and mudstone of western Virginia. *U.S. geol. Surv.*, 1880, 25-28.

- CLAYPOOL, G.E., HOLSER, W.T., KAPLAN, I.R., SAKAI, H. & ZAK, I. (1980).- The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretation. *Chem. Geol.*, **28**, 199-260.
- COCCIONI, R., ERBA, E. & PREMOLI-SILVA, I. (1992).- Barremian-Aptian calcareous plankton biostratigraphy from the Gorgo Cerbara section (Marche, central Italy) and implications for plankton evolution. *Cretaceous Research*, **13**, 517-537.
- COCCIONI, R., NESCI, O., TRAMONTANA, M., WETZEL, F.C. & MORETTI, E. (1987).- Descrizione di un livello-guida "radiolaritico-bituminoso-ittiolitico" alla base delle Marne a Fucoidi nell'Appennino umbromarchigiano. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **106**, 183-192.
- COLEMAN, M.L. & RAISWELL, R. (1981).- Carbon, oxygen and sulphur isotope variations in concretions from the Upper Lias in N.E. England. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **45**, 329-340.
- COMBES, P.-J. (1990).- Typologie, cadre géodynamique et genèse des bauxites françaises. *Geodynamica Acta*, **4**, **2**, 91-109.
- CONTE, G. (1985).- Découverte d'ammonites du Gargasien dans les "grès et calcaires à Discoïdes et orbitolines" du synclinal de la Tave (Gard, France). *Géobios*, **18**, **2**, 203-209.
- COOK, P.J. et McELHINY, M.V. (1979).- A re-evaluation of the spatial and temporal distribution of sedimentary phosphate deposits in the light of plate tectonics. *Econ. Geol.*, **74**, 315-330.
- CORNEE, A. (1988).- Productivité microbienne benthique et planctonique, dans les milieux hypersalés actuels : une revue. In : Busson, G. (éd.) *Evaporites et hydrocarbures. Mém. Mus. natn. Hist.nat.*, (C), **55**, 19-42.
- CORNFORD, C. (1979).- Organic deposition at a continental rise : organic geochemical interpretation and synthesis at D.S.D.P. site 397, eastern North Atlantic. In : Von Rad, U., Ryan, W.B.F. et al. (éd.) *Init. rep. of the Deep Sea Drilling Project*, **47**, part 1, Washington, (U.S. Govt. Print. off.), 503-510.
- COTILLON, P. (1962).- Les nodules phosphatés de l'Albo-aptien de La Bâtie (Basses-Alpes)- Leur signification paléocéanographique. *C.R. Soc. géol. Fr.*, **3**, p. 82.
- COTILLON, P. (1965).- Découverte de sédiments d'âge aptien près de Bargème (Var). Leur importance paléocéanographique. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **261**, 3169-3172.
- COTILLON, P. (1971).- Le Crétacé inférieur de l'Arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, **68**, 313 p., 8 pl.
- COTILLON, P. (1985).- Hauts-fonds de la marge nord-est provençale au Crétacé inférieur. Un exemple de contrôle tectonique et bathymétrique. In : Gabilly, J. & Deloffre, R. (éd.) *Géodynamique des seuils et des hauts fonds*. Bull. sect. des Sciences, Géologie, Paris, Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, **9**, 25-38.
- COTILLON, P., FERRY, S., GAILLARD, C., JAUTEE, E., LATREILLE, G. & RIO, M. (1980).- Fluctuations des paramètres du milieu marin dans le domaine vocontien (France Sud-Est) au Crétacé inférieur. Mise en évidence par l'étude des formations marmo-calcaires alternantes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), **22**, **5**, 735-744.
- COURTINAT, B., CRUMIERE, J.-P. & BODERGAT, A.-M. (1990).- Les Scolécodontes, reliques des annélides errantes, témoins de la suboxie plutôt que l'anoxie dans des black shales mésozoïques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **310**, II, 1089-1093.
- CRAMEZ, (1990).- Glossaire de stratigraphie séquentielle. Anglais-Français. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **45**, **3**, 435-452.
- CREANEY, S. et PASSEY, Q.R. (1993).- Recurring patterns of total organic carbon and source rock quality within a sequence stratigraphic framework. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **77**, 386-401.
- CRIMES, T.P., GOLDRING, R., HOMEWOOD, P., STUIJVENBERG, J. van & WINKLER, W. (1981).- Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren flysch (Cretaceous-Eocene), Switzerland. *Eclogae geol. Helv.*, **74**, **3**, 953-995.
- CROSS, T. (1988).- Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles. In : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G. St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (éd.) *Sea-level change : an integrated approach*. Soc. econ. Paleont. Mineral., spec. Publ., **42**, 371-380.
- CROWLEY, T.J. (1983).- The geologic record of climatic change. *Review of Geophysics and space physics*, **21**, **4**, 828-877.
- CRUMIERE, J.-P., CRUMIERE-AIRAUD, C., ESPITALIE, J. & COTILLON, P. (1990).- Global and regional controls on potential source-rock deposition and preservation : the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event (CTOAE) on the European Tethyan margin (Southeastern France). In : Huc, A.Y. (éd.) *Deposition of organic facies*. A.A.P.G. Studies in Geology, **30**, Tulsa, 107-118.
- CULLEN, D.J. & BURNETT, W.C. (1986).- Phosphorite associations on seamounts in the tropical southwest Pacific ocean. *Marine Geology*, **71**, 215-236.
- CUOMO, M.C. & P.R. BARTHOLOMEW (1991).- Pelletal black shale fabrics : their origin and significance. In : Tyson, R.V. & Pearson, T.H. (éd.) *Modern and ancient continental shelf anoxia*. Geol. Soc. Spec. Publ., **58**, 221-232.

- CURTIS, C.D. (1980).- Diagenetic alteration in black shales. *J. geol. Soc.*, **137**, 189-194.
 CURTIS, C. (1987).- Données récentes sur les réactions entre matières organiques et substances minérales dans les sédiments et sur leurs conséquences minéralogiques. *Mém. Soc. géol. France*, N.S., **151**, p. 127-141.

D

- DAHANAYAKE, K. & KRUMBEIN, W.E. (1985).- Ultrastructure of a laminated mat-generated phosphorite. *Mineralum Deposita*, **20**, 260-265.
 D'ARGENIO, B. & MIDZENTY, A. (1991).- Karst bauxites at regional unconformities and geotectonic correlation in the Cretaceous of the Mediterranean. *Boll. Soc. geol. it.*, **110**, 85-92.
 D'ARGENIO, B. & MIDZENTY, A. (1992).- Tectonic and climatic control on paleokarst and bauxites. *Gior. di Geol.*, ser. 3, **54**, 207-218.
 DAMIANI, L., MASSE, J.-P., PHILIP, J., TRONCHETTI, G., TRIAT, J.M., TRUC, VOGT, J., BAZILLE, F. (1980).- Notice de la carte géologique Pont-Saint-Esprit au 1/50.000.
 DARDEAU, G. & GRACIANSKY, P.C. de (1987).- Indices d'une tectonique synsédimentaire distensive d'âge Crétacé inférieur dans la basse vallée de l'Estéron (Alpes-Maritimes) et conséquences géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* (8), III, 6, p. 1207-1210.
 DARMEDRU, C. (1982).- *La microfaune dans les alternances marne - calcaire pélagiques du Crétacé inférieur vocontien (Sud-Est de la France). Mise en évidence d'oscillations climatiques.* Thèse doct. 3ème cycle, Université Claude Bernard, Lyon 1, 154 p., ann.
 DEAN, W.E. & GARDNER, J.V. (1982).- Origin and geochemistry of redox cycles of Jurassic to Eocene age, Cape Verde Basin (D.S.D.P. site 367), Continental margin of North West Africa. In : Schlanger, S.O. & Cita, M.B. (éd.) *Nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies.* Academic Press, London, 55-78.
 DEAN, W.E., GARDNER, J.V. & JANSKA, L.F. (1977).- Cyclic sedimentation along the continental margin of Northwest Africa. In : Lancelot, Y., Seibold, E. et al. (eds) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, vol. 41, Washington (U.S. Govern. Printing Office), 965-989.
 DEAN, W.E. & SCHREIBER, B.C. (1978).- Authigenic barite, Leg 41 Deep Sea Drilling Project. In : Lancelot et al. (éd.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project* (U.S. Govt. Printing Office, Washington) **41**, 915-931.
 DE BAAR, H.J.W., GERMAN, C.R., ELDERFIELD, H. & VAN GAANS, P. (1988).- Rare earth elements distributions in anoxic waters of the Cariaco Trench. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 1203-1220.
 DE BOER, P.L. (1982).- Aspects of Middle Cretaceous pelagic sedimentation in southern Europe. *Geologica Ultraiectina, Medelelingen van het Instituut voor Aarweten schappen der Rijksuniversiteit te Utrecht*. 112 p.
 DEBRABANT, P. & FOULON, J. (1979).- Expression géochimique des variations du paléoenvironnement depuis le Jurassique supérieur sur les marges nord-atlantiques. *Oceanologica Acta*, **2**, 4, 469-476.
 DEBRABANT, P. & PAQUET, J. (1985).- L'association glauconites-phosphates-carbonates (Albien de la Sierra d'Esperuna, Espagne méridionale). *Chem. Geol.*, **15**, 61-75.
 DECONINCK, J.-F. (1984).- *Sédimentation et diagenèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur-Crétacé dans le Jura méridional et le domaine subalpin (France Sud-Est). Comparaison avec le domaine Atlantique Nord.* Thèse 3ème cycle, Univ. Lille, n° 1216, 150 p., ann.
 DECONINCK, J.-F. (1992).- *Sédimentologie des argiles dans le Jurassique-Crétacé d'Europe occidentale et du Maroc.* Mémoire d'habilitation à diriger des recherches en sciences naturelles. Univ. Lille, n° H 50, 248 p., ann.
 DECONINCK, J.-F., BEAUDOIN, B., CHAMLEY, H., JOSEPH, Ph. & RAOULT, J.-F. (1985).- Contrôles tectonique, eustatique et climatique de la sédimentation argileuse du domaine subalpin français au Malm-Crétacé. *Rev. Geol. dyn. Geogr. phys.*, **26**, 5, 311-320.
 DEGENS, E.T., EMEIS, K.C., MYCKE, B. & WIESNER, M.G. (1986).- Turbidites, the principal mechanism yielding black shales in the early deep Atlantic Ocean. In : SUMMERHAYES, C.P. & SHACKLETON, N.J. (éd.), *North Atlantic Palaeoceanography*, Geol. Soc. Spec. Publ. n°21, p. 361-376.
 DEGENS, E.T. & ROSS, D.A. (1973).- *The Black Sea. Geology, chemistry and biology.* Am. Ass. Petrol. Geol. Mem., **20**, 633 p.
 DEGENS, E.T. & STOFFERS, P. (1976).- Stratified waters as a key to the past. *Nature*, **263**, 22-27.
 DEHAIRS, F., BAEYENS, W. & GOEYENS, L. (1992).- Accumulation of suspended barite at mesopelagic depths and export production in the Southern Ocean. *Science*, **258**, 1332-1335.

- DEJONGHE, L., FAIRON-DEMARET, M., GAUTHIER, B. & STREEL, M. (1987).- Détermination par analyse palynologique de l'âge crétacé inférieur de mise en place du gisement de barite de Fleurus. (Synclinorium de Namur, Belgique). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **304**, II, 6, 227-232.
 DE LA BECHE, H.T. (1834).- *Research in theoretical geology.* Charles Knight, London, 407 p.
 DELAMETTE, M. (1988).- *L'évolution du domaine helvétique (entre Bauges et Morcles) de l'Aptien supérieur au Turonien : séries condensées, phosphorites et circulations océaniques (Alpes occidentales franco-suisse).* Thèse doctorat ès Sciences, Univ. Genève, Publications du Département de Géologie et de Paléontologie de l'Université de Genève, n° 5, 316 p.
 DELAMETTE, M. (1989a).- Les dépôts à phosphorites du Crétacé moyen de la plate-forme helvétique : rôle de l'eustatisme et des circulations océaniques. In : Cotillon, P. (éd.) *Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien)*, Géobios mém. spéc. **11**, 35-46.
 DELAMETTE, M. (1989b).- L'origine des mélanges de faunes dans les conglomérats phosphatés albiens-cénomaniens de la plate-forme helvétique (Alpes occidentales). *Revue de Paléobiologie*, vol. spec. n°3, A.P.F.-S.P.S., p. 19-37.
 DELAMETTE, M. (1990).- Aptian, Albian and Cenomanian microbialites from the condensed phosphatic deposits of the Helvetic shelf, Western Alps. *Eclogae geol. Helv.*, **83**, 99-121.
 DELAMETTE, M. (1994).- Les séries à phosphorites aptiennes à cénomaniennes de la plate-forme helvétique en Haute-Savoie et en Valais : stratigraphie et essai d'interprétation séquentielle (Alpes externes, France et Suisse). *Publ. Dép. géol. paléontol. Univ. Genève*, **14**, 101-135.
 DELAMETTE, M., CARON, M. & BREHERET, J.-G. (1986).- Essai d'interprétation génétique des faciès euxiniques de l'Eo-Albien du bassin vocontien (SE France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, **302**, 17, 1085-1090.
 DEMAISON, G. (1990). Anoxia vs. productivity : what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks ? : Discussion. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **75**, 3, 499.
 DEMAISON, G.J. & MOORE, G.T. (1980).- Anoxic environments and oil source bed genesis. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, **64**, 1179-1209.
 DEMAY, (1984).- Alpes méridionales. In : Debrand-Passard, S. (éd.) *Synthèse géologique du Sud-Est de la France*, Mém. Bur. Rech. géol. min., **125**, p. 317-319.
 DEMAY, L. & THOMEL, G. (1986).- Tentative d'élaboration d'une chronologie hémérale de l'Aptien moyen (système Crétacé) fondée sur les ammonites. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **302**, II, 1, 29-34.
 DESTOMBES, J.-P. & DESTOMBES, P. (1963).- Barytine sédimentaire dans les argiles albiennes de Wissant (Pas-de-Calais). *C.R. somm. Soc. géol. France*, séance du 20 mai 1963, p. 169-171.
 DIDYK, B.M., SIMONEIT, B.R.T., BRASSELL, S.C. & EGLINTON, G. (1978).- Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature*, **272**, 216-222.
 DONNELLY, T.W., FRANCHETEAU, J. et al. (1980).- *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Leg **51**, **52**, **53**, parts 1 & 2. Washington, U.S. Govt. Print. off., 1613 p.
 DOUGLAS, R.G. & SAVIN, S.M. (1978).- Oxygen isotopic evidence for the depth stratification of Tertiary and Cretaceous planktic foraminifera. *Marine Micropaleontology*, **3**, 2, 175-196.
 DUCREUX, J.L. (1989).- La transgression lagunaire d'âge cénomanien moyen à supérieur le long de la bordure cévenole (Bassin du Sud-Est de la France) ; apports de la minéralogie et de la géochimie. In : Cotillon, P. (éd.) *Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien)*, Géobios mém. spéc. **11**, 27-33.
 DUCREUX, J.L. & GAILLARD, M.G. (1986).- Le Cénomaniens moyen à lignite de Saint-Laurent-de-Carnols (Gard). Données palynologiques et sédimentologiques. Implications paléocéologiques. *Géologie de la France*, **2**, 189-196.
 DUMAS, E. (1875).- *Statistique géologique, minéralogique, métallurgique et paléontologique du département du Gard.* Lombard-Dumas éd. Paris, 3 vol., 1129 p.
 DUMAS, E. (1876).- *Statistique géologique, minéralogique, métallurgique et paléontologique du département du Gard, 2ème partie*, VIII. Terrain crétacé, système du Grès vert, p. 397
 DUMONT, T., LEMOINE, M. & TRICART, P. (1984).- Pérennité de la sédimentation pélagique du Jurassique supérieur jusque dans le Crétacé supérieur au-dessus de la croûte océanique téthysienne ligurienne : la série supra-ophiolitique du lac des Cordes (zone piémontaise des Alpes occidentales au SE de Briançon). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, **299**, 15, p. 1069-1072.
 DUNBAR, C.O. & ROGER, J. (1966).- *Principles of stratigraphy*, John Wiley & Sons, inc., N.Y. (1957), 356 p., chapitre 6 : Breaks in the record : 116-134.
 DUNBAR, R.B. et BERGER, W.H. (1981).- Fecal pellet flux to modern bottom sediment of Santa Barbara Basin (California) based on sediment trapping. *Geol. Soc. Am. Bull.*, part. I, **92**, 212-218.

- DUVAL, B., CRAMEZ, C. & VAIL, P. (1992).- Types and hierarchy of stratigraphic cycles. Abstract volume of the meeting on *Sequence stratigraphy of European basins*, Dijon, may 1992, CNRS-URA 157 Dijon, IFP, 44-45.
- DYMOND, J., SUESS, E. & LYLE, M. (1992).- Barium in deep-sea sediment : a geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography*, **7**, 163-181.

E

- EDWARDS, B.D. (1985).- Bioturbation in a dysaerobic, bathyal basin : California borderland. *Soc. Econ. Petrol. Geol. Bull.*, 309-331.
- EICHER, D.L., FRUSH, M.P. & MOULLADE, M. (1978).- Diversity of Cenomanian benthic foraminifera in Southern Europe. Actes du VI^e Colloque Africain de Micropaléontologie. *Ann. des Mines et Géol.*, Tunis, **28**, 367-388.
- EINSELE, G., & RICKEN, W. (1991).- Limestone-marl alternation - an overview. In : Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (éd.) *Cycles and events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 23-47.
- EKDALE, A.A. (1985a).- Paleocology of the marine endobenthos. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **50**, 63-81.
- EKDALE, A.A. (1985b).- Trace fossils and mid-Cretaceous anoxic events in the Atlantic ocean. In : Curran, H.A. (éd.), *Biogenic structures : their use in interpreting depositional environment*. S.E.P.M., spec. publ. **35**, 333-342.
- EKDALE, A.A. & BROMLEY, R. (1984).- Cretaceous chalk ichnofacies in Northern Europe. In : David, L. & Gall, J.-C. (éd.) *Paléocéologie*, Congrès International, Lyon 1983, *Géobios*, Mém. sp. **8**, 201-204.
- EKDALE, A.A. & MASON, T.R. (1988).- Characteristic trace-fossil associations in oxygen-poor sedimentary environments. *Geology*, **16**, 720-723.
- EMEIS, K.-C., WHELAN, J. K. & TARAFI, M. (1991).- Sedimentary and geochemical expression of oxic and anoxic conditions on the Peru Shelf. In : Tyson, R.V. & Pearson, T.H. (éd.), *Modern and ancient continental shelf anoxia*. Geol. Soc. spec. publ., **58**, 155-170.
- ERBA, E. (1994).- Nannofossils and superplumes : the early Aptian "nannofossil crisis". *Paleoceanography*, **9**, 3, 483-501.
- ESPITALIE, J., DEROO, G. & MARQUIS, F. (1985a).- La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Première partie. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, Paris, **40**, 563-579.
- ESPITALIE, J., DEROO, G. & MARQUIS, F. (1985b).- La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Deuxième partie. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, Paris, **40**, 755-784.
- ESPITALIE, J., DEROO, G. & MARQUIS, F. (1986).- La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Troisième partie. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, Paris, **41**, 73-89.
- ESPITALIE, J., LAPORTE, J.L., MADEC, M., MARQUIS, F., LEPLAT, P. & PAULET, J. (1977).- Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Rev. Inst. Franç. Pétr.*, **32**, 1, 23-43.
- EWING, M., WORZEL, J.L. et al. (1969).- *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, 1, Washington, U.S. Govt. Print. Off., 672 p.

F

- FALLOT, J. E. (1884).- Note sur un gisement crétacé fossilifère des environs de la gare d'Eze (Alpes-Maritimes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (3), 12, p. 289-300.
- FALLOT, J. E. (1885).- *Etude géologique sur les étages moyens et supérieurs du terrain crétacé dans le Sud-Est de la France*. Thèse, Paris, 268 p., 8 pl.
- FARRIMOND, P., EGLINTON, G., BRASSELL, S.C. & JENKYN, H.C. (1989).- Toarcian anoxic event in Europe : an organic geochemical study. *Mar. Petrol. Geol.*, **6**, 134-147.
- FARRIMOND, P., EGLINTON, G., BRASSELL, S.C. & JENKYN, H.C. (1990).- The Cenomanian/Turonian anoxic event in Europe : an organic geochemical study. *Mar. and Petrol. Geol.*, **7**, 75-89.
- FARRIMOND, P., STODDART, D.P. & JENKYN, H.C. (1994).- An organic geochemical profile of the Toarcian anoxic event in northern Italy. *Chem. Geol.*, **111**, 17-33.

- FAURE-MURET, A. (1955).- *Etudes géologiques sur le massif de l'Argentera-Mercantour et ses enveloppes sédimentaires*. Thèse Sci., Paris, et Mém. Carte géol. Fr., 336 p., 19 pl.
- FAUGERES, J.-C., LANG, J., LUCAS, G. & PERRIAUX, J. (1970).- Contribution à l'étude des faciès détritiques du Crétacé moyen du vercors. *Géologie Alpine*, **46**, p. 77-86.
- FEDBECK, H., CHILDRESS, J.J. & ROMERO, G.N. (1981).- Calvin-Benson cycle and sulphide oxidation enzymes in animals from sulphide-rich habitats. *Nature*, London, **293**, 291-293.
- FERRY, S. (1978).- Les "calcaires à débris" barrémo-aptiens de la Drôme vocontienne (France Sud-Est) : des cônes d'épandage bioclastique en eau profonde. *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, H.S. **4**, 273-303.
- FERRY, S. (1987).- Le détritisme carbonaté profond dans le Crétacé inférieur du Sud-Est français. Ses rapports avec l'eustatisme. *Géologie alpine*, **63**
- FERRY, S. (1988).- Contrôle eustatique de la resédimentation calcaire en fosse vocontienne (Mésozoïque, S-E de la France). In : Ferry, S., Rubino, J.L. et alii., *Eustatisme et séquences de dépôt dans le Crétacé du Sud-Est de la France*. Livret-guide de l'excursion du groupe français du Crétacé en fosse vocontienne (25-27 mai 1988). *Géotrope*, Lyon, **1**, p. 40-55.
- FERRY (1990).- Introductory remarks on the carbonate depositional system. In : FERRY, S. & RUBINO, J.-L. (éd.). *Mesozoic eustasy record on western Tethyan margins*, Post-Meeting field trip in the Vocontian Trough (1989), Guide-book, Lyon, 2^eme Congrès Français de Sédimentologie, p. 13 - 27.
- FERRY, S. (1990).- Post field trip comments. In : FERRY, S. & RUBINO, J.-L. (éd.). *Mesozoic eustasy record on western Tethyan margins*, Post-Meeting field trip in the Vocontian Trough (1989), Guide-book, Lyon, 2^eme Congrès Français de Sédimentologie, p. 121-140.
- FERRY, S., COTILLON, P. & RUBINO, J.-L. (1986).- Comparaison des formes de l'érosion sous-marine fossiles et actuelles. Le Crétacé du périclinal de Lure (chaînes subalpines françaises) et les flancs du canyon shamrock (marge bretonne). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, **303**, 10, p. 935-940.
- FERRY, S. & FLANDRIN, J. (1979).- Mégabrèches de resédimentation, lacunes mécaniques et pseudo- "hard-grounds" sur la marge vocontienne au Barrémien et à l'Aptien inférieur (Sud-Est de la France). *Géologie alpine*, Grenoble, **55**, p. 75-92.
- FERRY, S. & RUBINO, J.-L. (1990).- *Mesozoic eustasy record on Western Tethyan margins. Guide-book of the post-meeting field trip in the Vocontian trough* (25th-28th November 1989). Colloque tenu à Lyon les 23-24 novembre 1989, à la suite du 2^e Congrès Français de Sédimentologie, Paris, 1989, 141 p.
- FISCHER, A.G. (1981).- Climatic oscillations in the Biosphere. In : Nitecki (éd.), *Biotic crises in ecological and evolutionary time*. Academic Press, New York, 103-131.
- FISCHER, A.G. (1982).- Long-term oscillations recorded in stratigraphy. In : Berger, W.H. & Crowell, J.C. (éd.) *Climate in Earth history*, National Academic Press, Washington, D.C., 97-104.
- FISCHER, A.G. & BOTTJER, (1991).- Orbital forcing and sedimentary sequences. *J. sed. Petrol.*, **61**, 7, 1063-1069.
- FLANDRIN, (1970).- Notice de la carte géologique Luc-en-Diois au 1/50.000.
- FLANDRIN, (1974).- Notice de la carte géologique Die au 1/50.000.
- FÖLLMI, K. (1990).- Condensation and phosphogenesis : example of the Helvetic mid-Cretaceous (northern Tethyan margin). In : Notholt, A.J.G. & Jarvis, I. (éd.) *Phosphorite Research and Development*. Geol. Soc. Spec. Publ., **52**, 237-252.
- FÖLLMI, K.B., WEISSERT, H., BISPING, M. & FUNK, H. (1994).- Phosphogenesis, carbon-isotope stratigraphy, and carbonate-platform evolution along the lower Cretaceous northern Tethyan margin. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **106**, 729-746.
- FONTES, J.C., MERCIER, J. & SIGAL, J. (1965).- L'Aptien-Albien dans le massif du Dévoluy. In : Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon 1963, *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, **34**, p. 747-752.
- FOUCAULT, A. & RAOULT, J.-F. (1984).- *Dictionnaire de géologie*. Guides géologiques régionaux, Masson, Paris, 2^eme éd., 347 p.
- FOWLER, S.W. et SMALL, L.F. (1972).- Sinking rates of Euphausiid fecal pellets. *Limnol. Oceanogr.*, **17**, 273-296.
- FRAKES, L.A. & FRANCIS, J.E. (1990).- Cretaceous paleoclimates. In : Ginsburg, R.N. and Beaudoin, B. (éd.), *Cretaceous Resources, events and rhythms*, 273-287, Kluwer Academic Publishers, the Netherlands.
- FREY, R.W., (1970).- Trace fossils of Fort Hays limestone member of Niobrara Chalk (Upper Cretaceous), west-central Kansas. *University of Kansas Paleontological Contributions*, art. **53** (Cretaceous 2), 41 p.
- FREY, R.W., HOWARD, J.D. & PRYOR, W.A. (1978).- *Ophiomorpha* : its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **23**, 199-229.
- FREY, R.W., PEMBERTON, S.G. & SAUNDERS, T.D.A. (1990).- Ichnofacies and bathymetry : a passive relationship. *J. Paleont.*, **64**, 1, 155-158.

- FRIES, G. (1986).- *Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomaniens*. Thèse ès Sciences, Paris VI, ENSMP, 370 p.
- FRIES, G. & BEAUDOIN, B. (1985).- L'éventail de Céüse à l'Apto-Albien (S.E. France). Livret-guide de l'excursion A.S.F. 1985, 143 p.
- FRIES, G. & BEAUDOIN, B. (1986).- Resédimentation de sapropels dans l'Apto-Albien du bassin du Sud-Est (France). In : Bréhéret, J.-G. (éd.) Les couches riches en matière organique et leurs conditions de dépôt. (réunion du GRECO 52). *Doc. Bur. Rech. géol. min.*, **110**, 193-206.
- FRIES, G. & BEAUDOIN, B. (1987).- Les grès apto-albiens dans leur contexte paléomorphologique (bassin subalpin méridional, S.E. France). *Géologie Alpine*, mém. H.S., 13, p. 215-226.
- FRIES, G., BEAUDOIN, B., BIZON, G. & BIZON, J.J. (1985).- Le faisceau du Risou : contrôle morpho-tectonique de la sédimentation apto-cénomaniens (Hautes-Alpes, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, **300**, 17, 869-872.
- FRIES, G., BEAUDOIN, B., BIZON, G. & BIZON, J.-J. (1992).- Stratigraphy and sequence stratigraphy of the subalpine Aptian series (S.E. France) : on the identification of depositional sequences in basinal environment. Abstract volume of the meeting on *Sequence stratigraphy of European basins*, Dijon, may 1992, CNRS-URA 157 Dijon, IFP, 316-317.
- FRIES, G., BIZON, G., BIZON, J.-J. & BEAUDOIN, B. (1986).- Séquences sédimentaires et évolution de la microfauve de l'Aptien au Cénomaniens : l'exemple du Sud-Est de la France. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **10**, 2, 393-403.
- FRIES, G. & RUBINO, J.-L. (1990).- Testing the application of sequence stratigraphy to aptian deposits in southeastern France. In : Ginsburg, R.N. & Beaudoin, B. (éd.) *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, NATO ASI Series, C, **304**, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 47-62.
- FROELICH, P.N., ARTHUR, M.A., BURNETT, W.C., DEAKIN, M., HENSLEY, V., JAHNKE, R., KAUL, L., KIM, K.H., ROE, K., SOUTAR, A. & VATHAKANON. (1988).- Early diagenesis of organic matter in Peru continental margin sediments : phosphorite precipitation. *Marine Geology*, **80**, 309-343.
- FROMAGET, J. (1950).- Observations sur le Crétacé moyen dans le Sud-Ouest des Alpes-maritimes. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **230**, 453-455.
- FROMAGET, J. (1953).- Le crétacé moyen dans le prolongement Sud-Oriental de la fosse Vocontienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **237**, 16, p. 917-919.
- FROMAGET, J. (1954).- Nouvelle contribution à la connaissance du Crétacé moyen dans la fosse vocontienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **238**, 9, 1048-1051.
- FROMAGET, J. & VARCIN, (1954).- Nouvelle contribution à la connaissance du Crétacé moyen dans la Fosse vocontienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **238**, 9, p. 1048-1050.
- FUNNELL, B.M. (1987). Anoxic non-events ; alternative explanations. In : Brooks, J. & Fleet, A.J. (eds.), *Marine petroleum source rocks*, Geological Society Special Publication **26**, 421-422.

G

- GAFFIN, S. (1992).- Comment on "Latest pulse of Earth : evidence for a mid-Cretaceous superplume" and "Geological consequences of superplumes". *Geology*, 475-477.
- GAIDA, K.H., GEDENIK, R., KEMPER, E., MICHAELIS, W., SCHEUCH, R., SCHMITZ, H.H. & ZIMMERLE, W. (1981).- Lithologische, mineralogische und organisch-geochemische Untersuchungen an Tonsteinen und Tonmergelsteinen der Unterkreide Nordwest-Deutschlands (unter besonder Berücksichtigung der Schwarzschiefer). *Geol. Jb.*, A **58**, 15-47.
- GAIDON, J.L. (1988).- *Minéralisations et structuration d'une marge continentale passive : l'exemple des concrétions tubulaires du bassin subalpin (Callovien-Oxfordien)*. Thèse doct., Univ. Lyon 1, 21-88, 236 p.
- GAILLARD, C. (1980).- Megagyrolites ardescensis n. gen., n. sp. trace fossile nouvelle du Valanginiens d'Ardèche (France). *Géobios*, **13**, 3, p. 465-471.
- GAILLARD, C. (1984).- Bioturbation des sédiments pélagiques du Crétacé inférieur dans le bassin vocontien (Chaînes subalpines méridionales, France). In : David, L. & Gall, J.-C. (éd.) *Paléocéologie*, Congrès International, Lyon 1983, *Géobios*, Mém. sp. **8**, 205-214.
- GAILLARD, C. & OLIVERO, D. (1993).- Interprétation paléocéologique nouvelle de *Zoophycos* Massalongo, 1855. *C.R. Acad. Sci.* Paris, **316**, II, 823-830.
- GAILLARD, C., RIO, M., ROLLIN, Y. & ROUX, M. (1992).- Fossil chemosynthetic communities related to vents or seeps in sedimentary basins : the pseudobioherms of southeastern France compared to other world examples. *Palaios*, **7**, 451-465.

- GALISSON, H. (1987).- *Evolution de la circulation dans l'Atlantique Sud et Central au cours du Mésozoïque*. Thèse doct., Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 523 p., (ann., 96 p.).
- GALLARDO, V.A. (1977).- Large benthic microbial communities in sulphide biota under Peru-Chile subsurface counter current. *Nature*, London, **268**, 331-332.
- GALLOWAY, W.E. (1989).- Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I : Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **73**, 2, 125-142.
- GANZ (1912).- Stratigraphie der mittleren Kreide (Gargasien-Albien) der oberen helvetischen Decken in den nördlichen schweizeralpen. *Mem. Soc. helv. Sci. nat.*, **1**, 148 p.
- GARRISON, R.E. & KASTNER, M. (1990).- Phosphatic sediments and rocks recovered from the Peru margin during ODP Leg 112. In : Suess, E., Von Huene, et al. (éd.) *Proc. ODP, Sci. Results*, **112**, 111-134.
- GARRISON, R.E., KASTNER, M. & KOLODNY, Y. (1987).- Phosphorites and phosphatic rocks in the Monterey formation and related Miocene units, coastal California. In : Ingersoll, R.V., Ernst, W.G. (éd.) *Cenozoic basin development in coastal California*, **6**, Prentice Hall, New Jersey, 348-381.
- GARZANTI, E. (1993).- Himalayan ironstones, "superplumes", and the breakup of Gondwana. *Geology*, **21**, 105-108.
- GAYRAL, P. & FRESNEL, J. (1979).- *Exanthemachrysis gayraliae* Lepailleur (Prymnesiophyceae, Pavlovales) : ultrastructure et discussion taxinomique. *Protistological*, **15**, 2, 271-282.
- GEBHARDT, G. (1982).- Glauconitic condensation through high-energy events in the Albian near Clars (Escagnolles, Var, SE-France). In : Einsele, G. & Seilacher, A., *Cyclic and event stratification*, Springer-Verlag, Berlin, p. 286-298.
- GEBHARDT, G. (1984).- Kondensiertes Apt und Alb im Helvetikum (Allgäu und Vorarlberg). Biostratigraphie und Fauneninhalt. *Schr. Erdwiss. Komm., Osterr. Akad. Wiss.*, **7**, 271-285.
- GELPI, E., SCHNEIDER, H., MANN, J. & ORO, T. (1970).- Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae. *Phytochem.*, **9**, 603-612.
- GERDES, G. & KRUMBEIN, W.E. (1987).- *Biolaminated deposits*. Lecture notes Earth Sciences 9, Springer, Berlin, 183 p.
- GERMAN, C.R. & ELDERFIELD, H. (1991).- Application of the Ce anomaly as a paleoredox indicator : the ground rules. *Paleoceanography*, **5**, 823-833.
- GIBBS, R.J. (1977).- Clay mineral segregation in the marine environment. *J. sed. Petrol.*, **47**, 237-243.
- GIGNOUX, M. (1936).- Stratigraphie de la bordure ouest du Briançonnais, entre Briançon et la Galibier ; origine de la "quatrième écaille" Briançonnaise. *Bull. Soc. géol. France*, **5**, VI, 155-163.
- GIGOT, (1982).- Notice de la carte géologique Forcalquier au 1/50.000.
- GILLET, S. (1919).- Sur la faune de Lamellibranches des gisements néocomiens pyriteux. *Bull. Soc. géol. Fr.* (4), **19**, 285-288.
- GILLET, S. (1924).- Etudes sur les Lamellibranches néocomiens. *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., n°3, **1**, 3/4, 1-224.
- GILLET, S. (1925).- Etudes sur les Lamellibranches néocomiens. *Mém. Soc. géol. Fr.*, N.S., n°3, **2**, 1, 225-339.
- GINSBURG, L. (1953).- Feuilles de Castellane et Roquesteron au 1/50.000. Région d'Andon et de Thorenc (Alpes-Maritimes). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, C.R. Collab., 1952), **LI**, 239, p. 145-159.
- GLENN, C.R., ARTHUR, M.A., RESIG, J.M., BURNETT, W.C., DEAN, W.E. & JAHNKE, R.A. (1994).- Are modern and ancient phosphorites really so different ? In : Iijima, A., Abed, A.M. & Garrison, R.E. (éd.), *Siliceous, phosphatic and glauconitic sediments of the Tertiary and Mesozoic*, VSP publishers, Utrecht, (Proc. 29th Int'l. Geol. Congr., part C), 159-188.
- GLICKSON, H. & TAYLOR, G.H. (1985).- Cyanobacterial mats : major contributors to the organic matter in Toolebuc Formation oil shales. *Geol. Soc. Aust. Spec. Publ.*, **12**, 273-286.
- GOGUEL, J. (1932).- Sur l'extension des faciès urgoniens dans les monts de Vaucluse. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, sér. 5, **2**, 5/6/7, p. 445-464.
- GOGUEL, J. (1938).- Glissements sous-marins dans le Crétacé inférieur. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5e série, **VIII**, 251-256.
- GOGUEL, J. (1944).- Contribution à l'étude paléogéographique du Crétacé inférieur dans le Sud-Est de la France. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **215**, p. 457-518.
- GOGUEL, J. (1954).- A propos de la profondeur de dépôt des marnes à Ammonites pyriteuses. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **11**, 222-225.
- GONTHIER, E. G., FAUGERES, J.-C. & STOW, D.A.V. (1984).- Contourite facies of the Faro Drift, Gulf of Cadiz. In : Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W., *Fine-grained sediments : deep-water processes and facies*. Geol. Soc. spec. publ., n° 15, Blackwell Sc. publ., Oxford, p. 275-292.
- GOODWIN, P.W. & ANDERSON, E.J. (1985).- Punctuated agradation cycles : a general hypothesis of stratigraphic accumulation. *J. Geol.*, **93**, 515-533.

- GRABAU, (1913).- *Principles of stratigraphy*. A.G. Seiler, N.Y., 1185 p.
- GRABAU, A.W. (1934).- Oscillation or pulsation ? *International Geological Congress, 16th*, Washington, D.C., Report, 10-15.
- GRABER, K.K. & CHAFETZ, H.S. (1990).- Petrography and origin of bedded barite and phosphate in the Devonian Slaven Chert of Central Nevada. *J. Sed. Petrol.*, **60**, 6, 897-911.
- GRACIANSKY, P.C., De, AUFFRET, G.A., DUPEUBLE, P., MONTADERT, L. & MULLER, C. (1979).- Interpretation of depositional environments of the Aptian/Albian black shales on the north margin of the Bay of Biscayes 5D.S.D.P. sites 400 and 402). In : Montadert, L., Roberts, D. et al. (éd.) *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, **48**, Washington, U.S. Govt. Print. off., 877-907.
- GRACIANSKY, P.C. de, BUSNARDO, R., DOUBLET, R. & MARTINOD, J. (1987).- Tectogenèse distensive d'âge crétacé inférieur aux confins des Baronnies (Chaînes subalpines méridionales) ; liaison avec le rifting atlantique ; conséquences sur la tectonique alpine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), **III**, 6, 1211-1214.
- GRACIANSKY, P.C., De & CHENET, P.Y. (1979).- Sedimentological study of cores 138 to 56 (Upper Hauterivian to Middle Cenomanian) : an attempt at reconstruction of paleoenvironments. In : Sibuet, J.C., Ryan, W.B.F. et al. (éd.) *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, **47**, Part. 2, Washington (U.S. Govt. Print. Off.), 403-418.
- GRAS, S. (1835).- *Statistique minéralogique du département de la Drôme, ou description géologique des terrains qui constituent ce département*. Grenoble, Prudhomme, 224 p.
- GRASSE, P.P., POISSON, R.A. et TUZET, O. (1970).- *Zoologie. I, Invertébrés*. In : GRASSE, P.P., *Précis de sciences biologiques*, Masson et Cie, Paris, 2ème éd., 935 p.
- GREENE-KELLY, R. (1953).- Identification of montmorillonoids. *Journ. Soil Sci.*, **19**, 233-237.
- GRUET, Y., VOVELLE, J. & GRAZSSET, M. (1987).- Composante biominérale du ciment du tube chez Sabellaria alveolata (L.), annélide polychète. *Can. J. Zool.*, **65**, 837-842.
- GUERIN, S. (1981).- *Utilisation des foraminifères planctiques et benthiques dans l'étude des paléo-environnements océaniques au Crétacé moyen : application au matériel des forages D.S.D.P. de l'Atlantique Nord et Sud. Comparaison avec la Téthys*. Thèse 3ème cycle, Univ. Nice, Laboratoire de Géologie-Sédimentologie, Centre de Recherches Micropaléontologiques "Jean Cuvillier", n° 2, 198 p., 9 pl.
- GUERIN, S. & MOULLADE, M. (1979).- Les foraminifères dans les faciès "black shales" et assimilés : quelques réflexions sur le modèle vocontien au Crétacé inférieur. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **75**, 59-69.
- GUILLOCHEAU, F. (1991).- Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtés. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine*, **15**, 2, 383-410.
- GUILLOCHEAU, F. & HOFFERT, M. (1988).- Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plates-formes gondwanienne et armoricaine à l'Oxfordien et au Dévonien. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, **307**, p. 1909-1916.
- GUILLOCHEAU, F., LEJAY, A., HOMEWOOD, P. & HOFFERT, M. (1989).- Effet de variations du niveau relatif de la mer à très haute fréquence sur l'agencement de corps sédimentaires côtiers tidaux : importance relative des contrôles auto- et allo-cycliques. *C.R. Acad. Sci.* (Paris), **309**, II, 1047, 1053.
- GULBRANSEN, R.A. (1970).- Relation of carbon dioxide content of apatite of Phosphoria formation to regional facies. *U.S. Geol. Survey, prof. paper*, 700-B, B9-B13.

H

- HABIB, D. (1970).- Middle Cretaceous palynomorphs assemblages from clays near the horizon Béta Deep Sea outcrop. *Micropaleontology*, **16**, 3, 345-379.
- HABIB, D. (1979).- Sedimentary origin of North Atlantic Cretaceous palynofacies. In : Talwani, M., Hay, W.W. & Ryan, W.B.F. (éd.) *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean : continental margins and paleoenvironment*. Maurice Ewing series, 3 (Amer. Geophys. Union), 420-437.
- HACZEWSKI, G. (1989).- Poziomy wapieni kokkolitowych w serii menilitowo-krosnienskiej - rozroznianie, korelacja i geneza (Coccolith limestone horizons in the Menilite-Krosno series (Oligocene, Carpathians) - identification, correlation and origin). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, **59**, 435-523. (résumé en anglais).
- HADDING, A. (1932).- The Pre-quatery sedimentary rocks of Sweden. IV. Glauconite and glauconitic rocks. *Meddelanden fran Lunds Geologisk-Mineralogiska Institution*, **51**, 1-175.
- HALLOCK, P. & SCHLAGER, W. (1986).- Nutrient excess and the demise of coral reefs and carbonate platforms, *Palaos*, **1**, 389-398.

- HANZO, M. (1978).- A propos de nodules carbonatés du Toarcien inférieur de la région de Bettembourg (Grand-Duché de Luxembourg). *103ème Congrès National des Sociétés Savantes*, Nancy, 1978, Sciences, fasc. **IV**, 343-349.
- HANZO, M. (1979).- Milieu de dépôt et évolution diagénétique des argilites toarciennes d'après l'étude de nodules carbonatés des "Schistes carton" de Bettembourg (Grand-Duché de Luxembourg). *Sciences de la Terre*, Nancy, **23**, 1, 45-59.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987).- Chronology of fluctuating sealevels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, **235**, 1156-1167.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988).- Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. *Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ.*, **42**, 71-108.
- HARRISON, A.G. & THODE, H.G. (1958).- Mechanism of the bacterial reduction of sulphate from isotope fractionation studies. *Trans. Faraday Soc.*, London, **54**, 84-92.
- HART, M.B. (1980).- A water depth model for the evolution of the planktonic Foraminifera. *Nature*, **286**, 252-254.
- HART, M.B. & BAILEY, H.W. (1979).- The distribution of planktonic Foraminifera in the mid - Cretaceous of N.W. Europe. In : Wiedmann, J. (éd.) *Aspekte der Kreide Europas*. I.U.G.S., ser. A., **6**, 527-542.
- HEBERT, M. (1875).- Matériaux pour servir à la description du terrain Crétacé Supérieur en France. *Annales des Sciences géologiques*, **VI**, 2, 132 p.
- HEBERT, M. (1877).- Coupe du terrain crétacé de Saint-Laurent. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (3), **V**, p. 810.
- HEBERT, & TOUCAS, (1875).- Description du bassin d'Uchaux. In : Hébert, M. Matériaux pour servir à la description du terrain Crétacé Supérieur en France. *Annales des Sciences géologiques*, **VI**, 2, 132 p.
- HEIM, A. (1924).- Über submarine Denudation und chemische Sedimente. *Geol. Rdsch.*, **15**, 1-47.
- HEIM, A. & SEITZ, (1934).- Die Mittlere Kreide in dem helvetischen Alpen von Rhental und Vorarlberg und das Problem der Kondensation. *Mém. Soc. helv. Sci. nat.*, **69**, 185-310.
- HEMLEBEN, C. (1986).- "Short course" sur les foraminifères planctoniques, Tübingen.
- HEMLEBEN, C. & SPINDLER, M. (1983).- Recent advances in research on living planktonic foraminifera. In : Meulenkamp, J.E. (éd.) *Reconstruction of marine paleoenvironments*. *Utrecht Micropaleont. Bull.*, **30**, 141-170.
- HERBERT, T.D. & FISCHER, A.G. (1986).- Milankovitch climatic origin of mid-Cretaceous black shales rhythms in central Italy. *Nature*, London, **321**, 739-743.
- HERBIN, J.P., DEROO, G. & ROUCACHE, J. (1983).- Organic geochemistry in the Mesozoic and cenozoic formations of site 534, Leg 76, Blake-Bahama basin, and comparison with site 391, Leg 44. In : Sheridan, R.E., Gradstein, F.M. et al. (éd.) *Init. Repts. DSDP, 76*, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 481-493.
- HERBIN, J.P., DEROO, G. & ROUCACHE, J. (1984).- Organic geochemistry of Lower Cretaceous sediments from site 535, Leg 77, Florida Straits. In : Buffler, R.T., Schlager, W. et al. (éd.) *Init. Repts. DSDP, 77*, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 459-475.
- HERBIN, J.-P., MULLER, C., GEYSSANT, J.R., MELIERES, F. & PENN, I.E. (1991). Hétérogénéité quantitative et qualitative de la matière organique dans les argiles du Kimméridgien du Val de Pickering (Yorkshire, UK). Cadre sédimentologique et stratigraphique. *Rev. Inst. Franç. Pétr.*, **46**, 6, 675-712.
- HESSELBO, S.P. & PALMER, T.J. (1992).- Reworked early diagenetic concretions and the bioerosional origin of a regional discontinuity within british Jurassic marine mudstones. *Sedimentology*, **39**, 1045-1065.
- HEWITT, R.A. & WESTERMANN, G.E.G. (1990).- Nautilus shell strength variance as an indicator of habitat depth limits. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **179**, 1, 71-95.
- HIBSCH, C., KANDEL, D., MONTENAT, C. & OTT-D'ESTEVOU, P. (1992).- Evénements tectoniques crétacés dans la partie méridionale du bassin subalpin (massif Ventoux-Lure et partie orientale de l'arc de Castellane, SE France). Implications géodynamiques. *Bull. Soc. géol. France*, **163**, 2, 147-158.
- HIBSCH, C., MONTENAT, C. & OTT D'ESTEVOU, P. (1990).- Signification tectoniques des déformations synsédimentaires d'âge crétacé inférieur dans la partie orientale de l'arc de Castellane (Alpes-Maritimes, France). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **310**, II, 1739-1746.
- HICKEY, L.J. & DOYLE, J.A. (1977).- Early Cretaceous fossil evidence for angiosperm evolution. *Bot. Rev.*, **43**, 3-104.
- HILL, P.R. (1984).- Facies and sequence analysis of Nova Scotian slope muds : turbidite vs "hemipelagic" deposition. In : Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W., *Fine-grained sediments : deep-water processes and facies*. Geol. Soc. spec. publ., n° 15, Blackwell Sc. publ., Oxford, p. 311-318.
- HISCOTT, R.N. & MIDDLETON, G.V. (1979).- Depositional mechanism of thick-bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada. In : Doyle, L.J. & Pilkey, O.H. (éd.) *Geology of continental slopes*. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.* **27**, p. 307-326.

- HITE-PRAT, S. (1985).- *Les "Marnes bleues" à nodules barytiques du Gargasien et de l'Albien de la Fosse Vocontienne (Sud-Est de la France) : étude géochimique et minéralogique. Héritage, diagenèse, hydrothermalisme.* Thèse 3ème cycle, Université de Lyon 1, 131 p., annexes.
- HITZEL, (1902).- Sur les fossiles de l'étage albien recueillis par M.A. GUEBHARD dans la région d'Escagnolles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (4), 2, p. 874-880.
- HOEDEMAEKER, P.J. & COMPANY, M. (1993).- Ammonite zonation for the Lower Cretaceous of the Mediterranean region ; basis for the stratigraphic correlation within I.G.C.P. 262, *Rev. Espanola Pal.*, 8, 1, 117-120.
- HOFMANN, U. & KLEMEN, R. (1950).- Verlust der Austauschfähigkeit von Lithiumionen an Bentonit durch Erhitzung. *Zeits. Anorg. Chem.*, 262, 95-99.
- HOLLISTER, C.D., EWING, M. et al. (1972).- *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, 11, Washington, U.S. Govt. Print. Off., 1077 p.
- HOLTZAPFFEL, T. (1983).- *Origine et évolution des smectites albo-aptiennes et paléogènes du domaine Nord-Atlantique.* Thèse 3ème cycle, Lille, n° 1095, 164 p.
- HOLTZAPFFEL, T. (1985).- Smectites authigènes et glauconitisation dans les argiles du Gault (Albien du Boulonnais). *Ann. Soc. géol. Nord*, Lille, CIV, 33-39.
- HOLTZAPFFEL, T. & CHAMLEY, H. (1986).- Les smectites lattées du domaine atlantique depuis le Jurassique supérieur : gisement et signification. *Clay Minerals*, 21, 133-148.
- HOMWOOD, P.W. (1995).- Stratigraphic accommodation, ecological succession and the carbonate factory. *16th Regional Meeting of Sedimentology, IAS, 5ème Congrès Français de Sédimentologie. ASF, Book of Abstracts*, publ. ASF, Paris, 22, 170 p.
- HOMWOOD, P., GUILLOCHEAU, F., ESCHARD, R. & CROSS, T.A. (1992).- Correlations haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 16, 2, 357-381.
- HOTTINGER, L. (1988).- Sels nutritifs et biosédimentation. *Colloque : Biosédimentologie.* Réunion spécialisée APF, ASF, SGF, Marseille, 10-11 octobre 1988, livre des résumés, p. 45.
- HOWARD, K.W. & HANOR, J.S. (1987).- Compositional zoning in the Fancy Hill stratiform barite deposit, Ouachita Mountains, Arkansas, and evidence for the lack of associated massive sulfides. *Economic Geology*, 82, 1377-1385.

f - g

- IATZOURA, A. (1994).- *Caractérisation sédimentologique et géochimique d'une roche mère : la formation Querecual (Crétacé du Vénézuéla oriental).* Thèse doct. Univ. Paris VI. P. & M. Curie, Géologie et géochimie sédimentaire, n°94.11, 233 p.
- JACOB, Ch. (1904).- Aptien supérieur et Albien du Vercors. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4, 4, 516.
- JACOB, Ch. (1906).- Nouveau gisement découvert par M. Guebhard à l'Ouest de Gourdon (Alpes-Maritimes). *Bull. Soc. géol. Fr.* 4, VI, 82.
- JACOB, Ch. (1907).- *Etudes paléontologiques et stratigraphiques sur la partie moyenne des terrains crétacés dans les Alpes françaises et les régions voisines.* Thèse, Paris, Allier Impr., 315 p., 6 pl.
- JACQUIN, T., ARNAUD-VANNEAU, A., ARNAUD, H., RAVENNE, C. & VAIL, P.R. (1991).- Systems tracts and depositional sequences in a carbonate setting : a study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines. *Marine and Petroleum Geology*, 8, 122-139.
- JACQUIN, T., GARCIA, J.-P., PONSOT, C., THIERRY, J. & VAIL, P. R. (1992).- Séquences de dépôt et cycles régressifs/transgressifs en domaine marin carbonaté : exemple du Dogger du Bassin de Paris. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 315, II, 353-362.
- JANNASCH, H.W. & WIRSEN, C.O. (1981).- Morphological survey of microbial mats near deep-sea thermal vents. *Appl. Environ. Microbiol.*, 41, 528-538.
- JANSA, L.F., ENOS, P., TUHOLKE, B.E., GRADSTEIN, F.M. & SHERIDAN, R.E. (1979).- Mesozoic-Cenozoic sedimentary formations of the North American basin : western North Atlantic. In : Talwani, M., Hay, W., Ryan, W.B.F. (éd.), *Maurice Ewing Series 3, Deep drilling results in the Atlantic Ocean : continental margins and paleoenvironment.* - American Geophysical Union, Washington, D.C., p. 275-296.
- JAUZEIN, A. (1967).- *Contribution à l'étude géologique de la Tunisie septentrionale : les confins de la dorsale tunisienne (zone des dômes et sahels).* Thèse Sc. Paris.

- JENKYN, H.C. (1980).- Cretaceous anoxic events : from continents to oceans. *J. geol. Soc. London*, 137, 2, 171-188.
- JENKYN, H.C. (1986).- Pelagic environments. In : Reading, H.G. (éd.) *Sedimentary environments and facies*, Blackwell Sci. Publ., Oxford, 343-397.
- JENKYN, H.C. (1988).- The Early Toarcian (Jurassic) anoxic event : stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *Am. J. Sci.*, 288, 101-151.
- JEWELL, P.W. & STALLARD, R.F. (1991).- Geochemistry and paleogeographic setting of Central Nevada bedded barites. *J. Geol.*, 99, 151-170.
- JONES, B. & MANNING, D.A.C. (1994).- Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.*, 111, 111-129.
- JORGENSEN, B.B. & COHEN, Y. (1977).- Solar Lake (Sinai) 5. The sulphur cycle of the benthic cyanobacterial mats. *Limnol. Oceanogr.*, 22, 657-666.
- JOSEPH, P., BEAUDOIN, B., FRIES, G. & PARIZE, O. (1989).- Les vallées sous-marines enregistrent au Crétacé inférieur le fonctionnement en blocs basculés du domaine vocontien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 309, 1031-1038.
- JOSEPH, P. & CABROL, C. (1986).- La structuration du fossé de Banon. Carte isohypse du toit des calcaires bédouliens. Tectonique synsédimentaire à l'Apto-Albien. Rapport C.F.P.-E.N.S.M.P., 53 p. (non déposé, cité in Friès, G. (1986).
- JOSEPH, P., CABROL, C. & FRIES, G. (1987).- Blocs basculés et passes sous-marines dans le champ de Banon (France, S.E.) à l'Apto-Albien : une paléotopographie directement contrôlée par la tectonique synsédimentaire décrochante. *C. R. Acad. Sci. Paris*, II, 304, 9, 447-452.

K

- KALE, A.S. & PHANSALKAR, V.G. (1992).- Nannofossil biostratigraphy of the Utatur Group, Trichinopoly District, South India. *Mem. di Scienze geol., Univ. di Padova*, 63, 89-107.
- KAUFFMAN, E.G. (1978).- Benthic environments and paleoecology of the Posidonienschiefer (Toarcian). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 157, 1/2, 18-36.
- KAUFFMAN, E.G. (1981).- Ecological reappraisal of the German Posidonienschiefer (Toarcian) and the stagnant basin model. In : Gray, J., Boucot, A.J. & Berry, W.B.N. (éd.), *Communities of the past.* Hutchinson and Ross, Stroudsburg, Penn., 311-381.
- KAUFFMAN, E.G. (1988).- The case of the missing community : low oxygen adapted Paleozoic and Mesozoic bivalves ("flat clams") and bacterial symbioses in typical Phanerozoic seas. In : Centennial Meet., Denver, CO, *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs* A 48.
- KEMPER, E. (1982).- Die Aucellinen des Apt und Unter-Alb. *Geol. Jb.*, Hannover, 65, 579-596.
- KEMPER, E. (1987).- Das Klima der Kreide Zeit. *Geol. Jb.*, 96, 5-185.
- KEMPER, E. & KOCH, R. (1982).- Die Aragonit-Erhaltung und ihre Bedeutung für die dunklen Tonsteine des späten Apt und frühen Alb. *Geol. Jb.*, A 65, 259-271.
- KEMPER, E. & WOLFART, R. (1989).- The Mid-Cretaceous story. *Newsl. Stratigr.*, 20, 3, 171-176.
- KEMPER, E. et ZIMMERLE, W. (1978).- Die anoxischen Sedimente der präeoberaptischen Unterkreide NW-Deutschlands und ihr paläogeographischer Rahmen. *Geol. Jahrb. A*, 45, 3-41.
- KENNEDY, W.J. (1985).- Integrated macrobiostratigraphy to the Albian to basal Santonian. In : Reymont, R.A. & Bengtson, P. (éd.) *Mid-Cretaceous Events, Reports on results 1974 - 1983.* Publ. Palaeont. Inst. Uppsala Univ., 91-108.
- KENNEDY, W.J. & HALL, A. (1967).- The influence of organic matter on the preservation of aragonite in fossils. *Proc. geol. Soc. London.*, 1643, 253-255.
- KENNEDY, W.J. & KOLLMANN, H.A. (1979).- Lower Albian Ammonites from the Tannheim formation near Losenstein, Upper Austria. *Beitr. Paläont. Österreich*, 6, 1-25.
- KENT, R. (1991).- Lithospheric uplift in eastern Gondwana : evidence for a long-lived mantle plume system ?. *Geology*, 19, 19-23.
- KEUPP, H. & MUTTERLOSE, J. (1994).- Calcareous phytoplankton from the Barremian/Aptian boundary interval in NW Germany. *Cretaceous Research*, 15, 739-763.

- KIDD, R.B., CITA, M.B. & RYAN, W.B.F. (1978).- The stratigraphy of Eastern Mediterranean sapropel sequences recovered by DSDP Leg 42A and their paleoenvironmental significance. *In* : Hsü, K.S., Montadert, L. *et al.* (éd.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42. Part 1. Washington (U.S. Govt. Print. Off.), p. 421-443.
- KIDWELL, S.M. (1991).- Condensed deposits in siliciclastic sequences : expected and observed features. *In* : Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (éd.) *Cycles and events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 682-695.
- KILIAN, W. (1889).- Description géologique de la montagne de Lure. Thèse, Paris, 460 p.
- KILIAN, W. (1895).- Notice stratigraphique sur les environs de Sisteron et contribution à la connaissance des terrains secondaires du sud-est de la France. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, 3, 23, p. 659
- KILIAN, W. (1985b).- Sur divers gisements fossilifères de la région de Castellane (Basses-Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (3), XXIII, p. 885-898.
- KILIAN, W. & REBOUL, (1915).- La faune de l'Aptien inférieur des environs de Montélimar (Drôme) (Carrière de l'Homme d'Armes). *In* : Kilian, W., Contribution à l'étude des faunes paléocrétacées du Sud-Est de la France. *Mém. Serv. Carte géol. France*, Paris, 221 p.
- KILIAN, W. & LEENHARDT, F. (1890-1891).- Note sur les sables de la vallée d'Apt. *Bull. Carte géol. Fr.*, 2, 16, 254-268.
- KLEMM, H.D. & ULMISHEK, G.F. (1991).- Effective petroleum source rocks of the world : stratigraphic distribution and controlling depositional factors. *Amer. Assoc. petrol. Geol. Bull.*, 75, 12, 1809-1851.
- KLINKHAMMER, G.P. & PALMER, M.R. (1991).- Uranium in the oceans : where it goes and why. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 1799-1806.
- KOTAKE, N. (1989).- Paleocology of the *Zoophycos* producers. *Lethaia*, 22, 327-341.
- KOUTZOUKOS, E.A.M., LERARY, P.N., & HART, M.B. (1990).- Latest Cenomanian-earliest Turonian low-oxygen tolerant foraminifera : a case study from the Sergipe basin (N.E. Brazil) and the western Anglo-Paris Basin (Southern England). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 77, 145-177.
- KRAJEWSKI, (1984).- Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mountains, Western Carpathians. *Sedimentology*, 31, 443-470.
- KUENEN, P.H. (1958).- Turbidity currents, a major factor in Flysch deposition. *Eclogae geol. Helv.*, 51, 1009-1021.

L

- LAMBOY, M. (1990).- Microstructures of a phosphatic crust from the Peruvian continental margin : phosphatized bacteria and associated phenomena. *Oceanologica Acta*, 13, 439-451.
- LANCELOT, Y., HATHAWAY, J.C. *et al.* (1972).- Lithology of sediments from the western North Atlantic, leg 11 Deep Sea Drilling Project. *In* : Hollister, C.D., Ewing, J.I. *et al.* (éd.), *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, 11, Washington (U.S. Govt. Print. Off.), 901-950.
- LANCELOT, Y. & WINTERER, E.L. (1980).- Evolution of the Moroccan oceanic basin and adjacent continental margin. A synthesis. *In* : Lancelot, Y. & Winterer, E.L. (éd.) *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, 50, Washington (U.S. Govt. Print. Off.), 801-822.
- LARSON, R.L. (1991a).- Latest pulse of Earth : evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19, 547-550.
- LARSON, R.L. (1991b).- Geological consequences of superplumes. *Geology*, 19, 963-966.
- LARSON, R., FISCHER, A.G., ERBA, E. & PREMOLI-SILVA, I. (1993).- Summary of workshop results. Apticore-Albicore. *In* : Larson, R.L., Fisher, A.G., Erba, E. & Premoli-Silva (éd.) *Apticore-Albicore : A workshop on global events and rhythms of the mid-Cretaceous*, 4-9 October 1992, Perugia, Italie, 3-7.
- LATIL, J.-L. (1989).- Les genres *Engonoceras* Neumayr & Uhlig, 1881 et *Hypengonoceras* Spath, 1922 dans l'Albien Supérieur (Z. à *Dispar*) de Salzac, Gard, France. *Revue de Paléobiologie*, 8, 1, p. 51-63.
- LAURIN, B., GARCIA, J.P., MARCHAND, D. & THIERRY, J. (1990).- Hiérarchisation et datation des discontinuités sédimentaires : démarches et limites dans le Jurassique moyen de la plate-forme bourguignonne. *Bull. Soc. géol. France*, 8, VI, 6, 975-983.
- LAVAL, A. & DROMART, G. (1990).- Les terres rares dans les shales noirs mésozoïques. B.R.G.M. Int. report, note DAM/DEX 1756, 57 p.
- LECKIE, R.M. (1984).- Mid-Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy off Central Morocco, Deep Sea Drilling Project Leg 79, sites 545 and 547. *In* : Hinz, K., Winterer, E.L. *et al.* (éd.), *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, Washington (U.S. Govt. Print. Off.), 79, 579-620.

- LECKIE, R.M. (1987).- Paleocology of mid-Cretaceous planktonic foraminifera : a comparison of open ocean and epicontinental sea assemblages. *Micropaleontology*, 33, 2, 164-176.
- LECKIE, R.M. (1989).- A paleoceanographic model for the early evolutionary history of planktonic foraminifera. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 73, 107-138.
- LEENHARDT, F. (1883).- *Etude géologique du Mont-Ventoux*. Thèse de doctorat, Montpellier, 273 p.
- LE DOEUFF, D. (1977).- *Rythmes et contournements synsédimentaires en série carbonatée alternante. Reconstitution paléomorphologique au Crétacé inférieur dans les chaînes subalpines méridionales*. Thèse 3e cycle, Paris-Sud, Orsay, 239 p.
- LE GOC, B. (1977).- *Contribution à l'étude géologique - stratigraphie et paléogéographie - du Gargasien au Sénonien de la région Ventoux-Lure - chaînes sub-alpines méridionales*. Mém. D.E.S., Lyon, 157 p., 33 p. biblio., planches H.T., ann.
- LEMOIGNE, (1989).- La grande crise floristique médio-crétacée. *In* : Cotillon, P. (éd.) *Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien)*, Géobios mém. spéc. 11, 303-305.
- LEMOINE, M. (1985).- Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 8, 1, 126-137.
- LESSERTISSEUR, J. (1955).- Traces fossiles d'activités animales et leur signification paléobiologique. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 74, 150 p.
- LEVINTON, J.S. (1970).- The paleoecological significance of opportunistic species. *Lethaia*, 3, 69-78.
- LEYMERIE, A. (1841-1842).- Mémoire sur le terrain crétacé du département de l'Aube contenant des considérations générales sur le terrain Néocomien. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 4, 2, 291-364 ; 5, 1, 1-34.
- LEYMERIE, A. (1846).- *Statistique géologique et minéralogique du département de l'Aube*. Troyes, Paris, 676 p.
- LLOYD, C.R. (1982).- The Mid-Cretaceous Earth : paleogeography ; ocean circulation and temperature ; atmospheric circulation. *J. Geol.*, 90, 393-413.
- LOH, H. MAUL, B., PRAUSS, M. & RIEGEL, W. (1986).- Primary production, maceral formation and carbonate species in the Posidonia Shale of NW Germany. *In* : Degens, E.T., Meyers, P.A. & Brassell, S.C. (éd.), *Biogeochemistry of black shales*. Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband, 60, 397-421.
- LONGORIA, J.F. & GAMPER, M.A. (1974).- Albian planktonic foraminifera from the Sabinas Basin of Northern Mexico. *Actes VI colloque africain de micropaléontologie*, Tunis, 1974, 28, II, 39-71.
- LORENCHET de MONTJAMONT, M., BORNAND, M., MANDIER, P., MONTJUVENT, G. & COMBIER, J. (1979).- Notice de la carte géologique Montélimar au 1/50.000.
- LORY, C. (1861).- *Description géologique du Dauphiné (Isère, Drôme et Hautes-Alpes) pour servir d'explication à la carte géologique de cette province*. Grenoble, Maisonville, IIe partie, p. 312.
- LORY, C. (1879).- Note sur un gisement de poissons fossiles dans les marnes aptiennes de Rosans (Hautes-Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (3), 7, 677-678.
- LORY, Ch. (1985).- *Aperçu sommaire sur la structure géologique des Alpes occidentales*. Grenoble, Breynat, 69 p.
- LORY, P. & SAYN, G. (1895).- Sur la constitution du système crétacé aux environs de Châtillon-en-Diois. *Trav. du Lab. géol. Univ. Grenoble*, III, 2e fasc., p. 9.
- LOUAIL, J. (1981).- *La transgression crétacée du Sud du Massif Armoricain. Cénomaniens de l'Anjou et du Poitou. Crétacé supérieur de Vendée. Etude stratigraphique, sédimentologique et minéralogique*. Thèse ès Sci., Rennes, 456 p.
- LOUTIT, T.S., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. & BAUM, G.R. (1988).- Condensed sections : the key to age determination and correlation of continental margin sequences. *In* : Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G. St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (éd.) *Sea-level change : an integrated approach*. Soc. econ. Paleont. Mineral., spec. Publ., 42, 183-213.
- LUCAS, J. & PREVOST, L. (1985).- The synthesis of apatite by bacterial activity : mechanism. *Sciences géologiques, Mémoires*, Strasbourg, 77, 83-92.

M

- MACAIRE, J.-J. (1981).- *Contribution à l'étude géologique et paléopédologique du Quaternaire dans le Sud-Ouest du bassin de Paris (Touraine et ses abords)*. Thèse ès Sciences, Université de Tours, t. 1 : 304 p., t.2 : 146 p.
- MACCAVE, I.N. (1979).- Depositional features of organic-carbon-rich black and green mudstones at D.S.D.P. sites 386 and 387, Western North Atlantic. *In* : Tucholke, B.E., Vogt, P.R. *et al.* (éd.) *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, 43, Washington, U.S. Govt. Print. off., 411-416.

- McRAE, N.D., NESBITT, H.W. & KRONBERG, B.I. (1992).- Development of a positive Eu anomaly during diagenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **109**, 585-591.
- MACSOTAY, O. (1980).- *Mollusques benthiques du Crétacé inférieur : une méthode de corrélation entre la Téthys mésogéenne et le domaine paléo-caraiïbe (Vénézuéla)*. Thèse université, Lyon 1, 158 p.
- MAGNIEZ-JANNIN, F. (1975).- Les Foraminifères de l'Albien de l'Aube : paléontologie, stratigraphie, écologie. *Cah. Micropaléont.*, 358 p.
- MAILLOT, H. (1980).- Géochimie des sédiments crétacés et cénozoïques de la marge atlantique sud-orientale (leg 40 - D.S.D.P.). *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, **22**, 1, 75-83.
- MAILLOT, H. (1983).- *Les paléoenvironnements de l'Atlantique Sud : apport de la géochimie sédimentaire*. Société géologique du Nord, Villeneuve d'Asq, publ. 9, 316 p.
- MARKS, P. (1984).- Integrated microfossil biostratigraphy, mid-Cretaceous (Albian to Santonian). *Cretaceous Res.*, **5**, 15-27.
- MARTILL, D.M. (1989).- Preservation of fish in the Cretaceous Santana Formation of Brazil. *Palaeontology*, **31**, 1-18.
- MARTILL, D.M. (1994).- La fossilisation instantanée. *La Recherche*, **25**, 996-1002.
- MASSE, J.-P. (1989).- Relations entre modifications biologiques et phénomènes géologiques sur les plates-formes carbonatées du domaine péri-méditerranéen au passage Bédoulien-Gargasien. In : Cotillon, P. (éd.) Les événements de la partie moyenne du Crétacé, *Géobios*, mém. spec. **11**, 279-294.
- MASSE, P.J.L., MASSE, J.P., TRONCHETTI, G. (1989).- Variations sédimentaires sous contrôle tectonique durant l'Aptien supérieur-Cénomaniens moyen à l'articulation des blocs provençal et languedocien (S.E. de la France). *2e Congrès Français de Sédimentologie*, Paris, 20-22 nov. 1989, livre des résumés, p. 195.
- MASSE, J.P., MASSE, P.J.L. & TRONCHETTI, G. (1990).- Variations sédimentaires sous contrôle tectonique durant l'Aptien supérieur-Cénomaniens moyen à l'articulation des blocs provençal et languedocien (SE de la France) : cadre paléocéanographique et implications paléogéographiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (8), **6**, 963-971.
- MASSE, J.P. & PHILIP, J. (1976).- Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme Durancien. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, (2), **18**, 1, 49-66.
- MASTERS, B.A. (1977).- Mesozoic planctonic foraminifera, a world-wide review and analysis. In : Ramsay, A.T.S. (éd.) *Oceanic micropaleontology*, Academic Press, New York, 1, 301-731.
- MIALL, A.D. (1992).- Exxon global cycle chart : an event for every occasion ? *Geology*, **20**, 787-790.
- MIDDLEBURG, J.J., CALVERT, S.E. & KARLIN, R. (1991). Organic-rich transitional facies in silled basins : response to sea-level change. *Geology*, **19**, 679-682.
- MILANKOVITCH, M. (1941).- *Kanon der Redbestrahlung und seine Anwendung auf das Eisenzeitenproblem*, König. Serb. Akad., Beograd, 484 p.
- MILLOT, G. (1964).- *Géologie des argiles. Altération, sédimentologie, géochimie*. Masson, Paris, 499 p.
- MITCHUM, J.M. Jr, VAIL, P.R. & THOMPSON, S. III (1977) Part II. The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In : Payton, C.E. (éd.) *Seismic stratigraphy - application to hydrocarbon exploration*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., **26**, 53-62.
- MOLENAAR, N & MARTINIUS, A.W. (1990).- Origin of nodules in mixed siliciclastic-carbonate sandstones, the Lower Eocene Roda Sandstone Member, Southern Pyrenees, Spain. *Sedimentary Geology*, **66**, 227-293.
- MONGIN, D. (1980).- Observations paléocéologiques et biogéographiques sur les gastéropodes et Lamellibranches du stratotype de l'Albien. In : Rat, P. et al., L'Albien de l'Aube. *Les stratotypes français*, **5**, C.N.R.S., 407-429.
- MONNIER, P. (1986).- *De la plate-forme urgonienne provençale au bassin vocontien. Etude stratigraphique, cartographique et paléogéographique de la série crétacée du Mont Ventoux - chaînes subalpines méridionales, Sud-Est de la France*. Thèse Doctorat Université, Lyon 1, 177 p.
- MONTENAT, C. & BARRIER, P. (1985).- Dynamique d'un seuil. Le détroit de Messine du Pliocène à l'Actuel. In : Gabilly, J. & Deloffre, R. (éd.), *Geodynamique des seuils et des hauts-fonds*. Comité des travaux historiques et scientifiques, *Bulletin de la Section des Sciences*, **IX**, p. 11-24.
- MONTENAT, C., OTT D'ESTEVOU, P. & SAILLARD, M. (1986).- Sur la tectonique anté-cénomaniens du fossé de Sault-de-Vaucluse (Chaînes subalpines méridionales). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. II, **303**, 7, p. 609-612.
- MORROW, D.W., KROUSE, H.R., GHENT, E.D., TAYLOR, G.C. & DAWSON, K.R. (1978).- A hypothesis concerning the origin of barite in Devonian carbonate rocks of northeastern British Columbia. *Can. J. Earth Sci.*, **15**, 1391-1406.
- MORTER, A.A. & WOOD, C.J. (1983).- The biostratigraphy of Upper Albian-Lower Cenomanian Aucellina in Europe. *Zitteliana*, München, **10**, 515-529.
- MOULLADE, M. (1965).- Révision des stratotypes de l'Aptien : Gargas (Vaucluse). In : Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon 1963, *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, **34**, p. 201-214.

- MOULLADE, M. (1965).- Révision des stratotypes de l'Aptien : Clansayes (Drôme). In : Colloque sur le Crétacé inférieur, Lyon 1963, *Mém. Bur. Rech. géol. min.*, **34**, p. 215-222.
- MOULLADE, M. (1966).- Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé inférieur de la "Fosse vocontienne". *Doc. Labo. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **15**, 369 p., 17 p. ann.
- MOULLADE, M. & PORTHAULT, B. (1970).- Sur l'âge précis et la signification des grès et conglomérats crétacés de la vallée du Toulourenc (Vaucluse). Répercussions de la phase orogénique "autrichienne" dans le Sud-Est de la France. *Géologie alpine*, **46**, p. 141-150.
- MUTTERLOSE, J. (1992).- Biostratigraphy and paleobiogeography of Early Cretaceous calcareous nannofossils. *Cretaceous Research*, **18**, 167-189.
- MUTTI, E. (1985).- Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In : ZUFFA, G.G. (éd.), *Provenance of arenites*. NATO ASI Series, Reidel Pub. Co., p. 65-93.
- MUTVEI, H. (1967).- On the microscopic shell structure in some Jurassic ammonoids. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **129**, 157-166.
- MYERS, K.J. & WIGNALL, P.B. (1987).- Understanding Jurassic organic-rich mudrocks - New concepts using gamma-ray spectrometry and palaeoecology : examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. In : Leggett, J.K. & Zuffa, G.G. (éd.) *Marine Clastic Sedimentology*, Graham & Trotman, 172-189.

N - O

- NESTEROFF, W.D. (1973).- Petrography and mineralogy of sapropels. In : RYAN, W.B.F., HSÜ, K.J. et al., *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13 (U.S. Govt. Print. Off.), Washington, DC, p. 712-720.
- NOEL, D. (1968).- Nature et genèse des alternances de marnes et de calcaires du Barrémien supérieur d'Angles (Fosse vocontienne, Basses-Alpes). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **266**, sér. D, 1223-1225.
- NOEL, D., BREHERET, J.-G. & LAMBERT, B. (1987).- Enregistrement sédimentaire de floraisons phytoplanctoniques calcaires en milieu confiné. Synthèse de données sur l'actuel et observations géologiques. *Bull. Soc. géol. Fr.* **8**, **III**, 6, 1097-1106.
- NOEL, D. & BUSSON, G. (1979).- Milieux de sédimentation de schistes bitumineux et de black shales. Avant-propos. Réunion de la R.C.P. 459 "Nature et genèse des faciès confinés", *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, **75**, 3-4.
- NOEL, D. & MELGUEN, M. (1978).- Nannofacies of Cape Basin and Walvis Ridge sediments, Lower Cretaceous to Pliocene (leg 40). In : Bolli, H.M., Ryan, W.B.F. et al. (éd.) *Initial Reports of the DSDP*, (US Govnt Printing Office), **40**, 487-524.
- NUELLE, L.M. & SHELTON, K.L. (1986).- Geologic and geochemical evidence of possible bedded barite deposits in Devonian rocks of the Valley and Ridge Province, Appalachian mountains, *Economic Geology*, **81**, 1408-1430.
- O'BRIEN, G.W., HARRIS, J.R., MILNES, A.R. & VEEH, H.H. (1981).- Bacterial origin of East Australian continental margin phosphorites. *Nature*, Londres, **214**, 442-444.
- ODIN, G.-S. (1975).- *De glauconiarum, constitutione, origine, aetate*. Thèse ès Sci. Paris, Univ. P. et M. Curie.
- ODIN, G.-S. & FULLAGAR, P.D. (1988).- Geological significance of the glaucony facies. In : Odin, G.-S. (éd.) *Green marines clays. Development in sedimentology*, **45**, 295-332.
- ODIN, G.S. & MATTER, A. (1981).- De glauconiarum origine. *Sedimentology*, **28**, 611-641.
- ORBIGNY, A., d' (1842).- Paléontologie française, Ter. cré. **1**
- OUDIN, E. & COCHERIE, A. (1988).- Fish debris record the hydrothermal activity in the Atlantis II deep sediments (Red Sea). *Geochem. Cosmochim. Acta*, **52**, 177-184.
- OURISSON, G., ALBRECHT, P. & ROHMER, M. (1979).- The hopanoids. Palaeochemistry and biochemistry of a group of natural products. *Pure Appl. Chem.*, **51**, 709-729.
- OURSEL, (1979).- Rapport E.N.S.M.P., 40 p. non déposé, cité in : Friès, G. (1986).
- OWEN, H.G. (1971).- Middle Albian stratigraphy in the Anglo-Paris basin (thesis). *Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.)*, suppl. **8**, 1-164.

- PAILLERET, P. (1983).- *Les nodules barytiques de l'Albien du Sud-Est de la France ; un exemple de concentrations minérales en relation avec l'évolution diagénétique du sédiment*. Thèse doct. 3e cycle, Univ. Lyon 1, 236 p.
- PAQUET, H. (1970).- Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, **30**, 206 p.
- PAQUIER, V. (1900).- *Recherches géologiques dans le Diois et les Baronnies orientales*. Thèse Grenoble, 402 p.
- PAQUIER, V. (1905).- Sur l'âge des couches à Discoides decoratus du Vercors septentrional. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.* 20 nov. 1905.
- PAQUIER, V. (1906).- Sur l'Aptien et l'Albien des environs d'Autrans (Vercors septentrional). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 4e s., **6**, p. 461-472.
- PARENT, H. (1955).- Vraconnien et Cénomaniens néritiques entre Var et Siagne (Alpes maritimes). *Bull. Soc. géol. Fr.* **5**, **1**, 41-45.
- PARIZE, O. (1988).- *Sills et dykes gréseux sédimentaires : paléomorphologie, fracturation précoce, injection et compaction*. Thèse Université, Paris, E.N.S.M.P., et Mém. des Sciences de la Terre, C.G.G.M., n°7, 331 p.
- PARRISH, J.T. & CURTIS, R.L. (1982).- Atmospheric circulation, upwelling, and organic-rich rocks in the Mesozoic and Cenozoic eras. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **40**, 67-101.
- PARRON, C. (1989).- *Voies et mécanismes de cristallogenèse des minéraux argileux ferri-fères en milieu marin. Le processus de glauconitisation : évolutions minérales, structurales et géochimiques*. Thèse ès Sciences, Univ. Aix-Marseille, Faculté Saint-Jérôme, 411 p.
- PEDERSEN, T.F. & CALVERT, S.E. (1990).- Anoxia vs. productivity : What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks ? *Amer. Assoc. petrol. Geol. Bull.*, **74**, 454-466.
- PETT, G. (1985).- *Les argiles dans le Crétacé moyen du Nord-Est du bassin de Paris et de la fosse vocontienne. Héritage et évolution diagénétique*. Thèse d'université, Nancy, 257 p.
- PHLEGER, F.B. & SOUTAR, A. (1973).- Production of benthic foraminifera in three east Pacific oxygen minima. *Micropaleontology*, **19**, **1**, 110-115.
- PICKERING, K.T., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. (1989).- *Deep-marine environments. Clastic sedimentation and tectonics*. Unwin Hyman, London, 402 p., ann.
- PICKERING, K., STOW, D.A.V., WATSON, M. & HISCOTT, R. (1986).- Deep-water facies, processes and models : a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Review*, **23**, 75-174.
- PIPER, D.J.W. (1978).- Turbidites muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. In : Stanley, D.J. & Kelling, G. (éd.) *Sedimentation in submarine canyons, Fans and trenches*. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, Pa., 163-176.
- PIRSSON, L.V. & SCHUCHERT, Ch. (1915).- *Text-book of geology*, Wiley, N.Y.
- PLINT, A.G., EYLES, N., EYLES, C.H. & WALKER, R.G. (1992).- Control of sea level change. In : Walker, R.G. & James, N.P. (éd.) *Facies models*. Geological Association of Canada. 15-25.
- PORTHAULT, B. (1974).- *Le Crétacé Supérieur de la "fosse vocontienne" et des régions limitrophes (France SE)*. *Micropaléontologie, stratigraphie, paléogéographie*. Thèse doctorat ès sciences, Lyon, 342 p., 4 pl.

- RAGAZZI, M. (1982).- *L'Aptien dans les Alpes-Maritimes. Stratigraphie, paléocologie, sédimentologie*. Thèse 3ème cycle, 209 p.
- RAISWELL, R. (1976).- The microbiological formation of carbonate concretions in the Upper Lias of N.E. England. *Chem. Geol.*, **18**, 227-244.
- RAISWELL, R. (1987).- Non-steady-state microbiological diagenesis and the origin of concretions and nodular limestones. In : Marshall, J. (éd.) *Diagenesis of sedimentary sequences*, Geol. Soc. London spec. publ. , **36**, 41-54.
- RAISWELL, R. (1988).- Chemical model for the origin of minor limestone-shale cycles by anaerobic methane oxidation. *Geology*, **16**, 641-644.
- RAT, P., MAGNIEZ-JANNIN, F., CHATEAUNEUF, J.J., DAMOTTE, R., DESTOMBES, P., FAUCONNIER, D., FEUILLEE, P., MANIVIT, H., MONGIN, D. et ODIN, G. (1980).- L'Albien de l'Aube. *Les stratotypes français*, 5, éd. C.N.R.S., Paris.

- REDFIELD, A.C., KETCHUM, B.H. & RICHARDS, F.A. (1963).- The influence of organisms on the composition of sea water. In : *The Sea*, vol. 2, Interscience, New York.
- REICHERTER, K., PLETSCH, T., KUHN, W., MANTHEY, J., HOMEIER, G., WIEDMANN, J. & THUROW, J. (1994).- Mid-Cretaceous paleogeography and paleoceanography of the Betic Seaway (Betic Cordillera, Spain). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **107**, 1-33.
- REIMERS, C.E., KASTNER, M. & GARRISON, R.E. (1990).- The role of bacterial mats in phosphate mineralization with particular reference to the Monterey Formation. In : Burnett, W.C. & Riggs, S.R. (éd.) *Genesis of Neogene to modern phosphorites*, Cambridge Univ. Press, 300-311.
- RENZ, O. (1979).- Ammonoidea from the Lower Cretaceous of hole 402 A in the Bay of Biscay, DSDP Leg 48. In : Montadert, L., Roberts, D. et al. (éd.) *Init. Rep. of the Deep Sea Drilling Project*, **48**, Washington (U.S. Govt. Print. off.), 641-645.
- REYMENT, R.A. & BENGSTON, P. (1990).- The art of tilting at windmills : the moral of the Mid-Cretaceous. *Newsl. Stratigr.*, **22**, **1**, 1-6.
- RHOADS, D.C. & MORSE, J.W. (1971).- Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia*, **4**, 413-428.
- RICKEN, W. & EDER, W. (1991).- Diagenetic modification of calcareous beds - an overview. In : Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (éd.) *Cycles and events in stratigraphy*, Springer-Verlag, Berlin, 430-449.
- RICOU, L.E. (1987).- The Tethyan oceanic gates : a tectonic approach to major sedimentary changes within Tethys. *Geodynamica Acta*, Paris, **1**, 4/5, 225-232.
- RIEGL, W., LOH, H., MAUL, B. & PRAUSS, M. (1986).- Effects and causes in a black shale event - the Toarcian Posidonia Shale of NW Germany. In : Walliser, O.H. (éd.) *Global bioevents (Lecture Notes in Earth History, 8)*. Springer, Berlin, 267-276.
- RIOULT, M. & ROYANT, G. (1975).- La "croûte stromatolithique de Manara" : horizon-repère de l'Aptien-Albien dans la série briançonnaise du Monte Armette (Alpes ligures). *IXe Congrès International de Sédimentologie*, Nice, 1975, thème 10, 123-129.
- ROBASZYNSKY, F. (1989).- Evénements à l'échelle globale pendant la partie moyenne du Crétacé. Compte-rendu de la table ronde tenue au terme du Colloque du Groupe Français du Crétacé à Lyon, le 28 octobre 1987. In : Cotillon, P. (éd.) *Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien)*. Géobios, mém. sp. **11**, 311-319.
- ROBASZYNSKI, F., AMEDRO, F. et alii (1980).- Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais à partir de sept groupes paléontologiques : foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes. Zonations micropaléontologiques intégrées dans le cadre du Crétacé boréal nord-européen. *Rev. Micropaléont.* **22**, **4**, 195-321.
- ROBASZYNSKY, F., CARON, M., AMEDRO, F., DUPUIS, C., HARDENBOL, J., GONZALEZ DONOSO, J.M., LINARES, D. & GARTNER, S. (1993).- Le Cénomaniens de la région de Kalaat Senan (Tunisie centrale) : litho-biostratigraphie et interprétation séquentielle. *Revue de Paléobiologie*, **12**, **2**, 351-505.
- ROBASZYNSKI, F., CARON, M., DUPUIS, C., AMEDRO, F., GONZALEZ-DONOSO, J.-M., LINARES, D., HARDENBOL, J., GARTNER, S., CALANDRA, F. & DELOFFRE, R. (1990).- A tentative stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia : formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Boussens, **14**, **1**, p. 213-384, 35 fig., 44 pl.
- ROCH, E. (1971).- Géologie du Pays d'Apt. Première partie. *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (sér. 2, IV), **3**, p. 29-57.
- ROCH, E. (1971).- Géologie du Pays d'Apt. Deuxième partie. *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, (sér. 2, IV), **4**, p. 57-114.
- ROLLIN, Y., GAILLARD, C. & ROUX, M. (1990).- Ecologie des pseudobiohermes des Terres Noires jurassiques liés à des paléo-sources sous-marines. Le site oxfordien de Beauvoisin (Drôme, Bassin du Sud-Est, France). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **80**, 79-105.
- ROMAN, (1950).- Géologie régionale de la France. VI, Le Bas Vivarais. Paris, Hermann (*Act. scientif. industr.*, n°1090), 150 p. 35 fig.
- ROSSIGNOL-STRICK, M., NESTEROFF, W., OLIVE, P. & VERGNAUD-GRAZZINI, C. (1982).- After the deluge : Mediterranean stagnation and sapropel formation. *Nature*, London, **295**, 105-110.
- ROUSSELOT, S. (1990).- *Etude géochimique des niveaux riches en matière organique du bassin vocontien de l'Aptien-Albien*. DEA Géologie et Géochimie sédimentaires, Univ. Paris Sud (Orsay), Univ. Orléans, Univ. P. et M. Curie (Paris VI), 83 p., ann.
- ROUVILLE, de (1855).- Lettre à la Société géologique de France, présentée par M. le vicomte d'Archiac. (découverte d'un nouveau gisement de poissons fossiles à Beaufort près Crest (Drôme). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (2), XII, p. 178-182.

- RUBINO, J.-L. (1988).- Organisation des séquences de dépôt de la plate-forme au bassin dans l'Aptien et l'Albien du bassin vocontien (S-E de la France). In : Ferry, S., Rubino, J.-L. et al. (éd.), *Eustatisme et séquences de dépôt dans le Crétacé du Sud-Est de la France* (livret-guide de l'excursion du Groupe Français du Crétacé en fosse vocontienne, 25-27 mai 1988). *Géotrope*, Lyon, n°1, (déposé à la Soc. Géol. France, Paris), p. 56-82.
- RUBINO, J.-L. (1989).- Problem of 3rd order depositional sequence recording during transgressive supercycle. Example of Albian carbonate:clastic mixed deposits of S-E France. In : *Mesozoic Eustasy record on Western Tethyan margins*, Abstracts, publ. Ass. Sédim. Fr. 11, 53-54.
- RUBINO, J.-L. (1990).- Introductory remarks on the Gargasian/Albian mixed carbonate/siliciclastic system. In : FERRY, S. & RUBINO, J.-L. (éd.). *Mesozoic eustasy record on western Tethyan margins*, Post-Meeting field trip in the Vocontian Trough (1989), Guide-book, Lyon, 2ème Congrès Français de Sédimentologie, p. 28-45.
- RUBINO, J.-L., IMBERT, P. & PARIZE, O. (1995).- Shelf to basin facies relationship on a ramp setting : the Albian sandstones of the Vocontian basin (South-East France). I.A.S.16th Regional Meeting of Sedimentology & 5ème Congrès Français de Sédimentologie, Aix-les-Bains, avril 1995, p. 129.
- RUTTEN, M.G. (1953).- Sur la genèse des dépôts à ammonites pyriteuses. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, 15, 305-308.
- RUTTEN, M.G. & SCHONBERGER, H.J.M. (1957).- Syn-sedimentary sandstone dykes in the Aptian of the Serre Châtieu, Southern France. *Geol. en Mijnbouw*, 19, 6, p. 214-220.
- RYAN, W.B.F. & HEEZEN, B.C. (1965).- Ionian sea submarine canyons and 1908 Messina turbidity current. *Geol. Soc. America Bull.*, 76, p. 915-932.

S

- SAGEMAN, B.B. (1989).- The benthic boundary biofacies model : Hartland Shale Member, Greenhorn Formation (Cenomanian), Western Interior, North America. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 74, 87-110.
- SAKAI, H. (1971).- Sulfur and oxygen isotopic study of barite concretions from banks in the Japan Sea off the Northeast Honshu, Japan. *Geochemical Journal*, 5, 79-93.
- SALTZMANN, E.S. & BARRON, E.J. (1982).- Deep circulation in the Late Cretaceous : oxygen isotope paleotemperatures from *Inoceramus* remains in D.S.D.P. cores. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, Amsterdam, 40, 167-181.
- SAMOILOV, J.V. (1917).- Palaeophysiology : the organic origin of some minerals occurring in sedimentary rocks, *Mining Mag.*, 18, 87-98.
- SARRAN d'ALLARD, de (1884).- Recherches sur les dépôts fluviolacustres antérieurs et postérieurs aux assises marines de la craie supérieure du département du Gard. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 12, 553-629.
- SAVIN, S.M. (1982).- Stable isotopes in climatic reconstructions. In : National Research Council, Geophysical Study Comitee (éd.) *Climate in Earth History*. National Academy Press, Washington, D.C., 164-175.
- SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D.J. (1986).- Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology*, 14, 3-6.
- SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D.J. (1987).- The exaerobic zone, a new oxygen-deficient marine biofacies. *Nature*, 327, 6117, 54-56.
- SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D.J. (1989).- Trace-fossil model for reconstructing oxygenation histories of ancient marine bottom waters : application to Upper Cretaceous Niobrara Formation, Colorado. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 74, 49-74.
- SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D.J. (1991).- Oxygen-related biofacies in marine strata : an overview and update. In : Tyson, R.V. & Pearson, T.H. (éd.) *Modern and ancient continental shelf anoxia*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 58, 201-219.
- SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D.J. (1994).- Ichnofossils and ichnofabrics in rhythmically bedded pelagic/hemipelagic carbonates : recognition and evaluation of benthic redox and scour cycles. *Spec. Publs Int. Ass. Sediment.*, 19, 195-210.
- SAVRDA, C.E., BOTTJER, D.J. & GORSLINE, D.S. (1984).- Development of a comprehensive oxygen-deficient marine biofacies model : evidence from Santa Monica, San Pedro, and Santa Barbara Basins, California Continental Borderland. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 68, 9, 1179-1192.
- SCHLAGER, W. (1981).- The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 92, 197-211.
- SCHLAGER, W. (1991).- Depositional bias and environmental change - important factors in sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, 70, 109-130.

- SCHLAGER, W. (1993).- Accomodation and supply - a dual control on stratigraphic sequences. *Sedimentary Geology*, 86, 111-136.
- SCHLAGER, W. & PHILIP, J. (1990).- Cretaceous carbonate platforms. In : Ginsburg, R.N. & Beaudoin, B. (éd.) *Cretaceous Resources, Events and Rhythms*, NATO ASI Series, C, 304, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht, 173-195.
- SCHLANGER, S.O. & JENKYN, H.C. (1976).- Cretaceous oceanic anoxic events : causes and consequences. *Geologie Mijnb.*, 55, 3-4, 179-184.
- SCHMITZ, B. (1987).- Barium, equatorial high productivity, and the northward wandering of the Indian continent. *Paleoceanography*, 2, 1, 63-77.
- SEILACHER, A. (1953a).- Studien zur Paläologie. I. Über die Methoden der Paläologie. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 96, 421-452.
- SEILACHER, A. (1953b).- Studien zur Paläologie. II. Die fossilen Ruhespuren (Cubichnia). *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 98, 87-124.
- SEILACHER, A. (1964).- Biogenic sedimentary structures. In : Imbrie, J. & Newell, N.D. (éd.) *Approaches to paleoecology*, John Wiley and Sons, New York, 296-316.
- SEILACHER, A. (1967).- Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5, 413-428.
- SHANMUGAM, G. (1988).- Origin, recognition, and importance of erosional unconformities in sedimentary basins. In : Kleinspehn, K.L. & Paola, C. (éd.), *New perspectives in basin analysis*, Springer-Verlag, p. 83-108.
- SHERIDAN, R.E. (1963).- Phenomena of pulsation tectonics related to the breakup of the eastern North American continental margin. *Tectonophysics*, 94, 169-185.
- SHERIDAN, R.E., GRADSTEIN, F.M. et al. (1982).- Early history of the Atlantic Ocean and gas hydrates on the Blake Outer Ridge : results of the Deep Sea Drilling Project leg 76. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 876-885.
- SHERIDAN, R.E. (1987).- Pulsation tectonics as the control of long-term stratigraphic cycles. *Paleoceanography*, 2, 97-118.
- SIGAL, J. (1966).- Contribution à une monographie des Rosalines. 1. Le genre *Ticinella* Reichel, souche des *Rotalipores*. *Eclogae geol. Helv.*, 59, 1, 185-217.
- SIGAL, J. (1977).- Essai de zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques. *Géol. méditerranéenne*, IV, 2, 99-108.
- SIMONEIT, B.R.T. (1984).- Organic geochemistry of black shales from the Deep Sea Drilling Project, a summary of occurrences from the Pleistocene to the Jurassic. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg., Scope/Unep Sond.*, 60, 275-309.
- SIMONEIT, B.R.T. (1986).- Biomarker geochemistry of black shales from Cretaceous oceans - an overview. *Mar. Geol.*, 70, 9-41.
- SKIRROW, R. & COLEMAN, M.L. (1982) Origin of sulfur and geothermometry of hydrothermal sulphides from the Galapagos Rift, 86 W. *Nature*, 299, 142-144.
- SLACZKA, A. & THOMPSON, S. (1981).- A revision of the fluxoturbidite concept based on type example in the Polish Carpathian Flysch. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51, 3-44.
- SLANSKY, M. (1980).- Géologie des phosphates sédimentaires. *Mémoires Bur. Rech. géol. min.*, Orléans, 114, 92.
- SLITER, W.V. (1972).- Cretaceous foraminifers. Depth habitats and their origin. *Nature*, London, 239, 5374, 514-515.
- SLITER, W.V. (1976).- Cretaceous foraminifers from the southwestern Atlantic Ocean, leg 36 Deep Sea Drilling Project. In : Barker, P.F., Dalziel, I.W. et al. (éd.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 36, Washington (U.S. Govern. Print. Off.), 519-573.
- SLITER, W.V. (1977).- Cretaceous benthic foraminifers from the western south Atlantic, leg 39 Deep Sea Drilling Project. In : Supko, P.R., Perch-Nielsen, K. et al. (éd.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 39, Washington (U.S. Govern. Print. Off.), 657-697.
- SLITER, W.V. (1989).- Aptian anoxia in the Pacific basin. *Geology*, 17, 909-911.
- SLITER, W.V. & BAKER, R.A. (1972).- Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. *J. foraminiferal Research*, Washington, 2, 4, 167-183.
- SLOSS, L.L. (1963).- Sequences in the cratonic interior of North America. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74, 93-114.
- SMITH, J.P. & LEHR, J.R. (1966).- An X-ray investigation of carbonate-apatite. *J. Agr. Food Chem.*, 14, 145-160.
- SORNAY, J. (1943).- Sur le Crétacé moyen de Viviers-sur-Rhône. *Bull. Soc. géol. Fr., C.R. somm.*, 13, 168-169.
- SORNAY, J. (1944).- Remarques sur la transgression du Crétacé moyen en Ardèche. *Bull. Soc. géol. Fr., C.R. somm.*, 14, 183-185.
- SORNAY, J. (1950).- *Etude stratigraphique sur le Crétacé supérieur de la vallée du Rhône entre Valence et Avignon et des régions voisines*. Thèse, Grenoble, 254 p.

- SORNAY, J. (1959).- Les faunes d'Inocérames du Crétacé supérieur en France. *Coll. Crét. sup. Dijon*, 84e Congr. Soc. Savantes, 661-669.
- SORNAY, J. (1962).- Remarques sur le Bédoulien de Viviers-sur-Rhône (Ardèche). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **269**, p. 209-213.
- SOUDRY, D. & LEWY, Z. (1988).- Microbially influenced formation of phosphate nodules and megafossil moulds (Negev, Southern Israel). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **64**, 15-34.
- SOUTAR, A. & CRILL, P.A. (1977).- Sedimentation and climatic patterns in the Santa Barbara Basin during the 19th and 20th centuries. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1161-1172.
- SPENCER, D.W. & BREWER, P.G. (1971).- Vertical advection diffusion and redox potential as controls on the distribution of manganese and other trace metals dissolved in waters of the Black Sea. *J. Geophys. Research*, **76**, 5877-5892.
- SPICER, R.A. & CHAPMAN, J.L. (1990).- Climate change and the evolution of high-latitude terrestrial vegetation and floras. *Trends in Ecology and Evolution*, **5**, 9, 279-284.
- STEL, J.H. (1975).- The influence of hurricanes upon the quiet depositional conditions in the Lower Emsian La Vid Shales of Colle (N.W. Spain). *Leidse Geol. Meded.*, **49**, 475-486.
- STOW, D.A.V. (1977).- *Late Quaternary stratigraphy and sedimentation on the Nova Scotia shelf outer continental margin*. Thèse Ph.D. (non publiée : cité in Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W., 1984).
- STOW, D.A.V. (1981).- Laurentian fan : morphology, sediments, processes and growth pattern. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **65**, 375-393.
- STOW, D.A.V. & PIPER, D.J.W. (1984).- Deep-water fine-grained sediments ; history, methodology, and terminology. In : Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W. (éd.) *Fine-grained sediments : deep-water processes and facies*. Geol. Soc. London, spec. publ. **15**, Blackwell, 3-14.
- SUMMERHAYES, C.P. (1987).- Organic-rich Cretaceous sediments from the North Atlantic. In : Brooks, J. & Fleet, A.J. (éd.), *Marine petroleum source rocks*. Geological Society Special publication, **26**, 301-316.
- SUPRGCHEV, V.A. (1967).- Diagenetic barite concretions in the Albian formations of the Crimea. *Dopov. Akad. Nauk. Ukr. RSR*, Kiev, ser. B, **29**, 4, 323-326.

T

- TALBI, R. (1986).- *Intérêt pétrolier et potentialité bitumineuse des faciès d'âge Vraconien. Application à la prospection des schistes bitumineux*. Mém. DEA, Faculté des Sciences Tunis, 95 p.
- TAPPAN, H. & LOEBLICH, A.R. Jr (1973).- Evolution of the oceanic plankton. *Earth Sci. Rev.*, **9**, 207-240.
- TARDUNO, J.A., SLITER, W.V., KROENKE, L., LECKIE, R.M., MAYER, H., MAHONEY, J.J., MUSGRAVE, R., STOREY, M. & WINTERER, E.L. (1991).- Rapid formation of Ontong Java Plateau of Aptian mantle volcanism. *Science*, **254**, 399-403.
- TERMIER, H. & TERMIER, G. (1954).- Sur les conditions de formation des faunes pyriteuses. *C.R. somm. Soc. géol. Fr.*, **3**, 86-88.
- THIEDE, J. & DUNKELMANN, M.G. (1977).- Occurrences of *Inoceramus* remains in late Mesozoic pelagic and hemipelagic sediments. In : Supko, P.R., Perch-Nielsen, K. et al. (éd.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **39**, Washington (U.S. Government Printing Office), 899-910.
- THIERSTEIN, H.R. (1971).- Tentative Lower Cretaceous calcareous nannoplankton zonation. *Eclogae geol. Helv.*, **64**, 3, 459-488.
- THIERSTEIN, H.R. (1973).- Lower Cretaceous calcareous nannoplankton biostratigraphy. *Abh. Geol. B.-A.*, **29**, 52 p., ann.
- THIERSTEIN, H.R. (1976).- Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. *Marine Micropaleontology*, **1**, 325-362.
- THIEULOY, J.-P. & GIROD, J.-P. (1964).- L'Aptien et l'Albien fossilifères du synclinal d'Autrans (Vercors septentrional). *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, **40**, p. 91-111.
- THIEULOY, J.-P. & GIROD, J.-P. (1965).- Nouvelles données sur l'Albien de la Chartreuse et du Vercors. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, **41**, p. 141-162.
- THIRY, M. & JACQUIN, T. (1993).- Clay mineral distribution related to rift activity, sea level changes and paleoceanography in the Cretaceous of the Atlantic ocean. *Clay Minerals*, **28**, 61-84.
- THOMEL, G. (1960).- Observations sur l'Aptien et sur l'Albien des environs de Puget-Théniers (Alpes Maritimes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), **2**, 87-93.

- THOMEL, G. (1961).- Contribution à la connaissance de l'Albien et du Cénomaniens de la vallée de l'Asse (Basses-Alpes). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, (7), **3**, p. 3-10.
- THOMEL, G. (1964).- Les zones d'ammonites de l'Aptien des Basses-Alpes. *C.R. Acad. Sci. Paris*, gr. **9**, 258, 4308-4310.
- THOMEL, G. (1965).- L'évolution post-aptienne des Leiostraca dans les Sud-Est de la France. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, **260**, 5606-5608.
- THOMEL, G., BIDAR, A., EIGENHEER, R. & DE VILLOUTREYS, O. (1973).- Atlas paléobiogéographique du Cénomaniens des Chaînes subalpines méridionales. *Ann. Mus. Hist. Nat. Nice*, suppl. h.s., **1**, 29-48.
- THOMEL, G. & LANTEAUME, (1967).- Considérations sur la mise en évidence de dépôts aptiens dans la région niçoise. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, **265**, p. 1456-1459.
- THOMPSON, J.B. & FERRIS, F.G. (1988).- Microbial ultrastructure of a thrombolitic microbialite and bacterial mat from the chemocline in Fayetteville Green Lake. *Geol. Soc. Am. Abstr. with Programs*, Cent. Meeting, Denver, CO, A226.
- THOMPSON, J.B. & NEWTON, C.R. (1987).- Ecological reinterpretation of the dysaerobic Leiorhynchus fauna : Upper Devonian Genesee black shale, central New York. *Palaios*, **2**, 3, 274-281.
- THORNTON, (1984).- Basin model for hemipelagic sedimentation in a tectonically active continental margin : Santa Barbara Basin, California Continental Borderland. In : Stow, D.A.V. & Piper, D.J.W., *Fine-grained sediments : deep-water processes and facies*. Geol. Soc. spec. publ., n° 15, Blackwell Sc. publ., Oxford, p. 377-394.
- TOMITCH, (1918-1919).- Contribution à la connaissance du Crétacé inférieur des Préalpes maritimes. Etude de la collection A. GUEBHARD. *Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Grenoble*, **12**, p. 109-130.
- TORNAGHI, M.E., PREMOLI-SILVA, I. & RIPEPE, M. (1989).- Lithostratigraphy and planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Aptian-Albian "Scisti a fucoidi" in the Piobbico core, Marche, Italy : background for cyclostratigraphy. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **95**, 3, 223-264.
- TRIAT, J.-M. (1982).- Paléoaérations dans le Crétacé supérieur de Provence rhodanienne. *Mém. Sciences géologiques*, **68**, 189 p.
- TRIBOVILLARD, N. (1988).- *Contrôles de la sédimentation marneuse en milieu pélagique semi-anoxique. Exemples dans le Mésozoïque du Sud-Est de la France et de l'Atlantique*. Thèse Université, Lyon 1, 116 p.
- TRIBOVILLARD, N. (1989).- Sédimentation rythmique dans les marnes bleues de l'Aptien-Albien du bassin vocontien (Sud-Est de la France). In : Cotillon, P. (éd.) *Les événements de la partie moyenne du Crétacé (Aptien à Turonien)*, Géobios, mém. sp. n° **11**, p. 213-224.
- TRIBOVILLARD, N. & COTILLON, P. (1989).- Relationships between climatically influenced sedimentation and salt diapirism in the french western Alps based on evidence from organic and inorganic geochemistry. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **71**, p. 271-280.
- TRIBOVILLARD, N. & GORIN, G. (1991).- Organic facies of the Early Albian Niveau Paquier, a key black shales horizon of the Marnes bleues Formation in the Vocontian Trough (Subalpine Ranges, SE France). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **85**, 3-4, 227-237.
- TUREKIAN, K.K. & TAUSCH, E.H. (1964).- Barium in deep-sea sediments of the Atlantic ocean. *Nature*, **201**, 696-697.
- TYSON, R.V. (1987).- The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. In : Brooks, J. & Fleet, A.J. (éd.), *Marine Petroleum Source Rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., **26**, 47-67.
- TYSON, R.V. & PEARSON, T.H. (1991).- Modern and ancient continental shelf anoxia : an overview. In : Tyson, R.V. & Pearson, T.H. (éd.) *Modern and ancient continental shelf anoxia*, Geol. Soc. spec. publ. **58**, 1 - 24.

U - Z

- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. (1977).- Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3, Relative changes of sea level from coastal onlap. In : Payton, C.E. (éd.) *Seismic stratigraphy*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem. **26**, 63-81.
- VAN HOUTEN, F.B. & PURUKER, M.E. (1984).- Glauconitic peloids and chamositic ooids ; favourable factors, constraints and problems. *Earth Science Review*, **20**, 211-243.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG., J.F., LOUITT, J.F. & HARDENBOL, J. (1988).- An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In : Wilgus, C., Hastings, B., Ross, C., Posamentier, H., Van Wagoner, J. & Kendall, L.G. (éd.) *Sea-level changes, an integrated approach*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., spec. publ., **42**, 39-45.

- VERCOUTERE, T.L., MULLINS, H.T., McDOUGALL, K. & THOMPSON, J.B. (1987). Sedimentation across the central California oxygen minimum zone : an alternative coastal upwelling sequence. *J. Sed. Petrol.*, **57**, 4, 709-722.
- VOGT, P.R. (1989).- Volcanogenic upwelling of anoxic, nutrient-rich water : a possible factor in carbonate-bank/reef demise and benthic faunal extinctions ? *Geol. Soc. Am. Bull.*, **101**, 1225-1245.
- VON BREYMAN, M.T., EMEIS, K.-Ch. & CAMERLENGHI, A. (1990).- Geochemistry of sediments from the Peru upwelling area : results from sites 680, 682, and 688. In : Suess, E., von Huene, R., et al. (éd.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, Sci. Results, **112**, 491-503.
- WALKER, R.G. (1985).- Mudstones and thinbedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler Gorge conglomerates, California : a possible channel-levee complex. *J. Sed. Petrol.*, **55**, 279-290.
- WALKER, J.C.G. (1986).- Global geochemical cycles of carbon, sulfur and oxygen. *Marine Geology*, **70**, 159-174.
- WALKER, R.G. (1992).- Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In : Walker, R.G. & James, N.P. (éd.) *Facies models. Response to sea level change*. Geological Association of Canada, 1-14.
- WALL, D., DALE, B., LOHMANN, G.P. & SMITH, W.K. (1977).- The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Mar. Micropal.*, **2**, 121-200.
- WEDEPOHL, K.H. (1970).- Environmental influences on the chemical composition of shales and clays. In : Ahrens, L.H., Press, F., Runcorn, S.K. & Urey, H.C. (éd.) *Physics and chemistry of the Earth*, Oxford, Pergamon press, 307-333.
- WEDEPOHL, K.H. (1978).- Manganese : abundance in common sediments and sedimentary rocks. In : *Handbook of Geochemistry*, Springer-Verlag, vol. II.3, p. 1-17.
- WEISSERT, H. (1989).- C-isotope stratigraphy, a monitor of paleoenvironmental change : a case study from the Early Cretaceous. *Survey in Geophysics*, **10**, 1-61.
- WEISSERT, H. (1990).- Siliciclastics in the Early Cretaceous Tethys and North Atlantic oceans : documents of periodic greenhouse climate conditions. *Mem. Soc. Geol. It.*, **44**, 59-69.
- WEISSERT, H. & BREHERET, J.-G. (1991).- A carbonate carbon-isotope record from Aptian-Albian sediments of the Vocontian trough (SE-France). *Bull. Soc. Géol. France*, Paris (8), **VII**, 6, 1133-1140.
- WEISSERT, H., MCKENZIE, J.A. & CHANNELL, J.E.T. (1985).- Natural variations in the carbon cycle during the Early Cretaceous. In : Sundquist, E.T. & Broecker, W.S. (éd.) *The carbon cycle and atmospheric CO₂ : natural variations Archean to Present*, Geophys. Monogr. Ser., **32**, AGU, Washington, D.C., 531-545.
- WESTERMANN, G.E.G. (1973).- Strength of concave septa and depth limits of fossil Cephalopod. *Lethaia*, **6**, 4, 383-407.
- WETZEL, A. (1981).- Ökologie und stratigraphische Bedeutung biogener Gefüge in quartären Sedimenten am NW-afrikanischen Kontinentalrand. "Meteor" *Forsch.-Ergebnisse*, **C**, **34**, 1-47.
- WETZEL, A. (1984).- Bioturbation in deep-sea fine-grained sediments : influence of sediment texture, turbidite frequency and rates of environmental changes. In : Stow, D.A.V. & PIPER, D.J.V. (éd.), *Fine-grained sediments : deep-water processes and facies*. 595-608, Geological Society, Blackwell, London.
- WETZEL, A. & AIGNER, T. (1986).- Stratigraphic completeness : tiered trace fossils provide a measuring stick. *Geology*, **14**, 234-237.
- WETZEL, A. (1992).- An apparent concretionary paradox. *Zbl. Geol. Paläont.*, teil I, **12**, 2823-2830.
- WETZEL, (1985).- Facies anossiche ed episodi geotettonici globali. *Giornale di Geologia*, ser. 3, **47**, 1-2, 281-286.
- WIGNALL, P.B. & MEYERS, K.J. (1988).- Interpreting benthic oxygen levels in mudrocks : a new approach. *Geology*, **16**, 452-455.
- WILLIAMS, L.A. & REIMERS, C. (1983).- Role of bacterial mats in oxygen-deficient marine basins and coastal upwelling regimes : preliminary report. *Geology*, **11**, 267-269.
- WILPSHAAR, M. & LEEREVELD, H. (1994).- Palaeoenvironmental change in the Early Cretaceous Vocontian basin (SE France) reflected by dinoflagellate cysts. *Rev. Palaeobotany and Palynology*, **84**, 121-128.
- WINDISCH, C.C., LEYDEN, J.L., WORZEL, J.L., SAITO, T. & EWING, J. (1968).- Investigation of horizon b. *Science*, **162**, 3861, p. 1473.
- WISE, S.W. (1970).- Microarchitecture and mode of formation of nacre (mother-of-pearl) in Pelecypods, Gastropods, and Cephalopods. *Eclogae geol. Helv.*, **63**, 3, 775-797.
- ZIMMERLE, W. (1994).- Aptian and Albian phosphorites of Northwestern Germany (with emphasis on the biogenic aspects of phosphorite formation). *Kaupia. Darmstädter Beiträge zur Naturgeschichte*, **4**, 79-102.



Planches photographiques

Planche 1

1. Niveau Goguel. Ensemble des horizons GO 2 à GO 6. Aptien inférieur élevé. Ravin de Pétignon (les Sauzeries). Voir fig. 12 dans le texte. Les fétuques donnent l'échelle.

2. Niveau Goguel : GO 4. Aspect de la marne laminée (*black shale*). Les nombreuses pelotes fécales des broûteurs planctoniques sont écrasées selon les feuillets de la roche. Des petits nodules phosphatés sont disposés dans un plan. Epaisseur de la coupe : environ 8 cm

Planche 2

1. **Niveau blanc.** Le doublet de bancs calcaires (noté NB) et les marnes claires encaissantes ; sommet de l'Aptien inférieur. Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; voir fig. 2 dans le texte.

2. **Niveau noir.** Deux passées de marne sombre, homogène, forment ce niveau, noté NN 1, qui se situe un peu au-dessus du quatrième banc calcaire délité (NC 4) à partir du doublet du Niveau blanc. Il s'agit du passage Aptien inférieur - Aptien moyen. Les marnes qui font suite offrent un rubanement complexe de doublets comparables au niveau noir, alternant avec des passées plus claires. Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; voir fig. 2 (et 18).

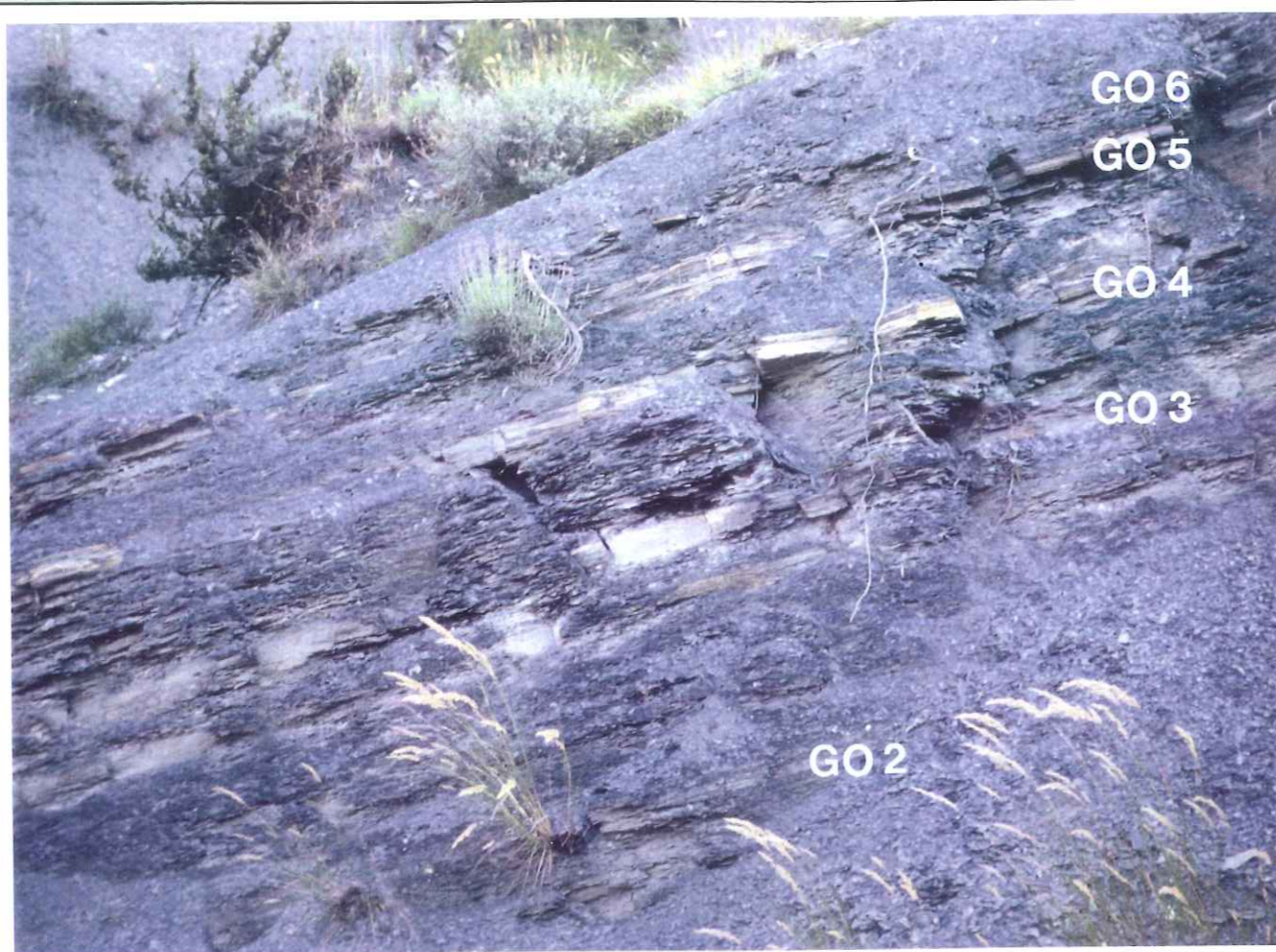


Planche 3

1. **Niveau Fallot.** Les passées noires, discrètement laminées, et modérément enrichies en matière organique, s'inscrivent dans le rubanement des marnes de l'Aptien moyen (notées FA 2', FA 2'', FA 3 et FA 4 ; les horizons FA 1 et FA 2 n'apparaissent pas sur ce cliché ; ils sont situés en dessous). Aptien moyen. Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; voir fig. 2 et 3.

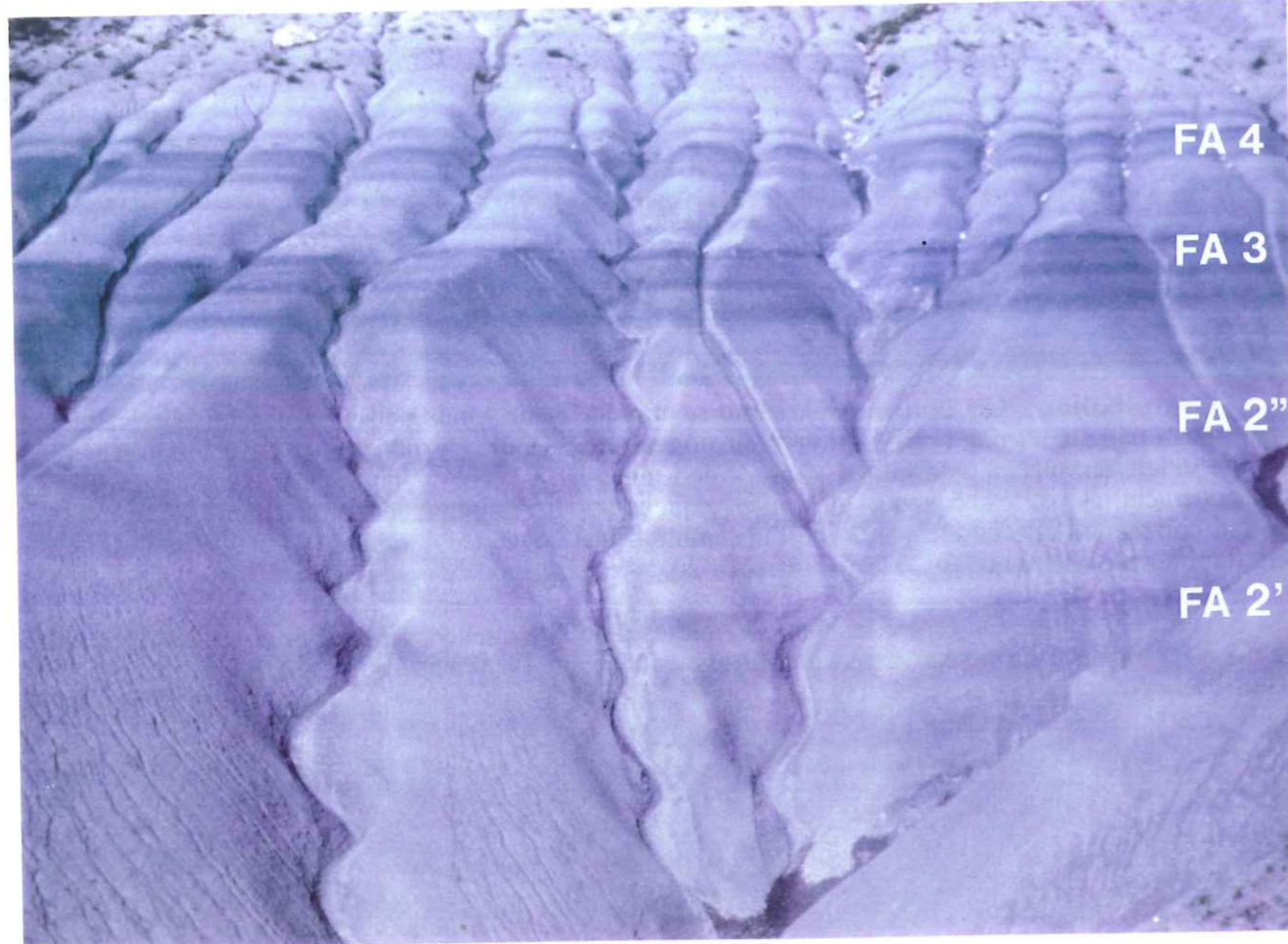
2. **Faisceau Fromaget.** Le faisceau de bancs calcaires pélagiques à *Nannoconus* (FR 2 à FR 6) forme une assise aisément repérable au sein des Marnes bleues, vers le sommet de l'Aptien (Clansayésien). Le banc FR 2 repose sur un slump noté S 5b. Le sommet du faisceau est impliqué dans un glissement synsédimentaire (S 7a) qui affecte également le niveau Jacob (J). Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; voir fig. 2 et 22.

Planche 4



1. **Niveau Kilian.** Cet horizon (K), sombre, un peu fissile (mais peu ou non laminé) se situe à l'Aptien supérieur terminal ; il se trouve au niveau où les marnes rubanées claires, bioturbées, de l'unité 9, laissent place aux argilites sombres de l'unité 10. DC 4 est l'un des bancs calcaires délités qui ponctuent les petites séquences de haute fréquence dont l'empilement forme l'unité 9. Le niveau Kilian correspond à la condensation de l'ensemble d'une séquence de haute fréquence. Col de Pré-Guittard (Arnayon) ; voir fig. 6 (ainsi que 24 - 26).

2. **Niveau Paquier.** On repère les deux premières petites séquences (PA 1 et PA 2) parmi les dix-huit qui composent ce niveau repère de l'Albien inférieur. La flèche rouge indique la position de l'horizon α (cf. pl. 7). Meffre (Arnayon) ; voir fig. 32 à 34.



FA 4

FA 3

FA 2''

FA 2'

Planche 5



1. Les couches de passage de l'Aptien à l'Albien. L'affleurement des Oustaus, d'une qualité exceptionnelle, permet d'observer la transition des marnes claires, assez calcaires et intensément bioturbées, de l'Aptien supérieur terminal aux *black shales* de l'Albien inférieur. La limite exacte n'est pas précisée du fait de la grande rareté des ammonites ainsi que de la disparition des foraminifères planctoniques marqueurs. Elle se situerait au voisinage de HN 2. L'ensemble est constitué de l'empilement des petites séquences de haute fréquence (unités génétiques). Au-dessous du niveau Kilian, ces séquences sont ponctuées par les calcaires délités (notés DC et subdivisions) entre lesquels s'individualise une bande sombre ; au-dessus de HN 1, elles sont ponctuées par les *black shales* laminés.

Dans les marnes qui font suite au Kilian, les horizons calcaires délités (disposés en doublets) se font plus discrets et sont soulignés par des petits horizons noirs (c'est le cas de HN 1, qu'on peut noter également DC 5, car c'est à la fois le dernier banc calcaire délité et le premier horizon noir) ; les horizons calcaires disparaissent ensuite complètement laissant place aux seuls horizons noirs (notés HN 1 à HN 8 sous le niveau Paquier). Les Oustaus (le Saix) ; voir fig. 49 (et voir aussi fig. 26, 29).



J S7a

FR 6

FR 5

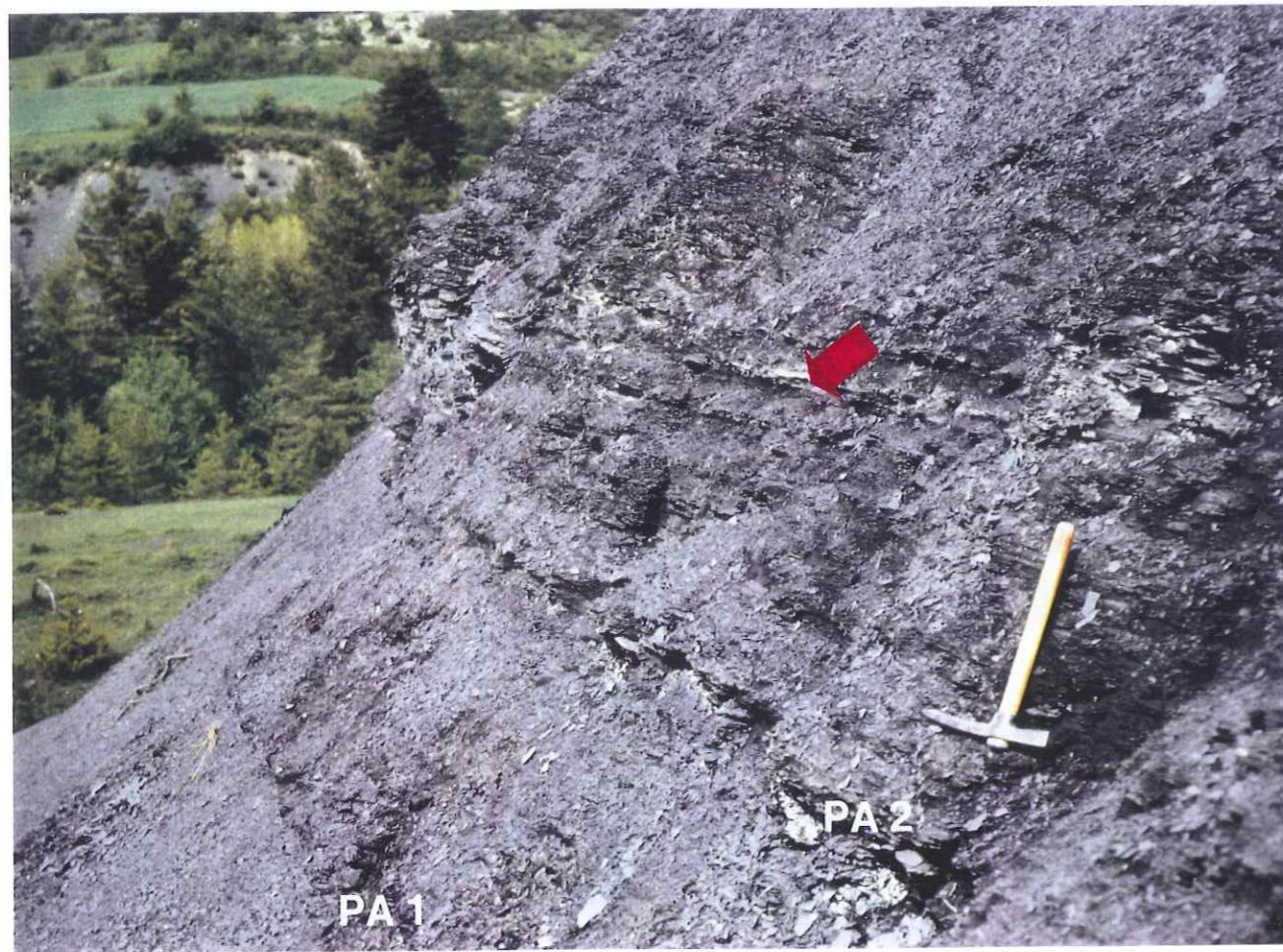
FR 4

FR 3

FR 2

S5b

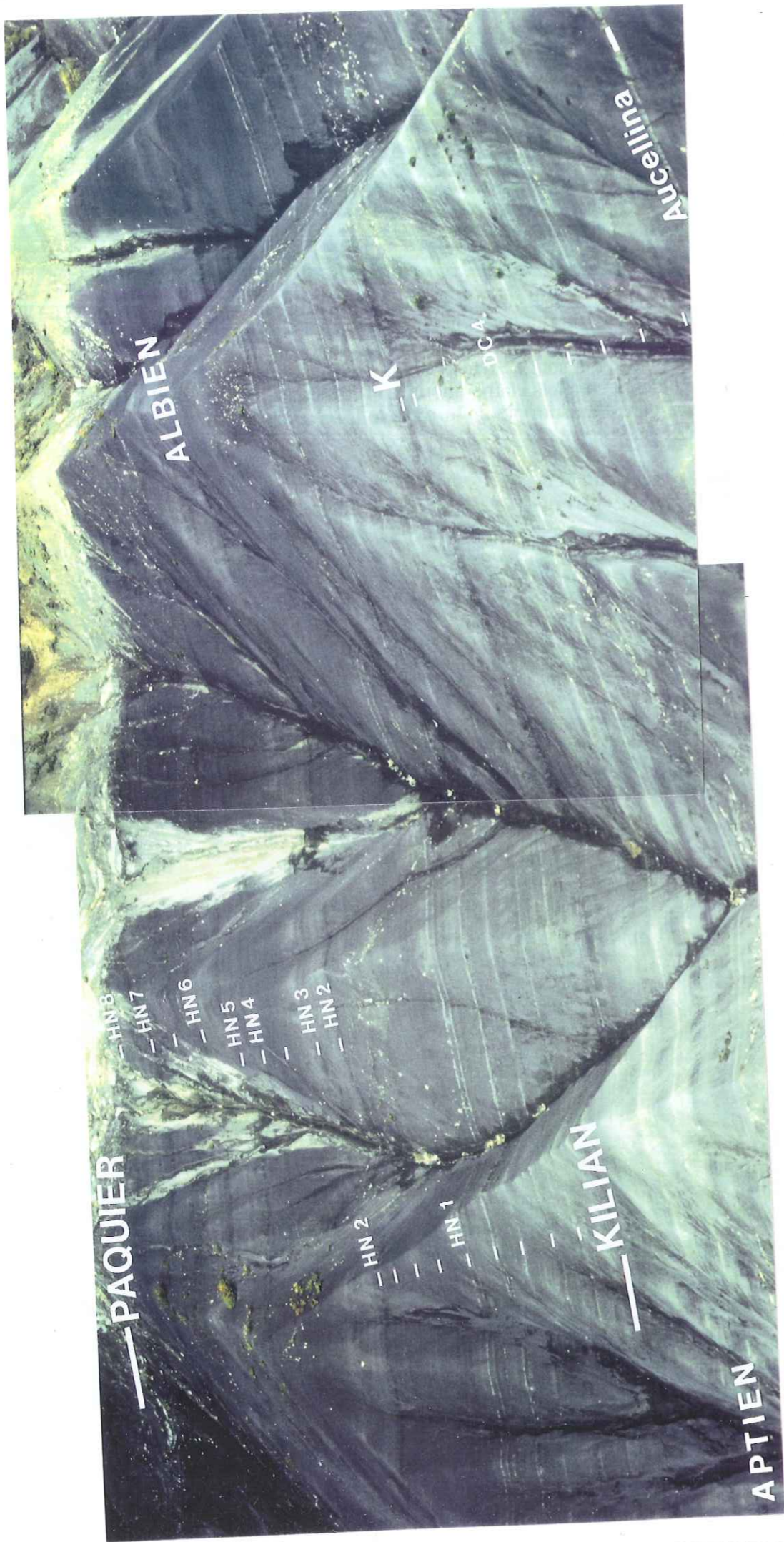
Planche 6



1. Les *black shales* de l'Albien inférieur. L'affleurement des Briers permet d'observer les petites séquences de haute fréquence (unités génétiques) qui composent les argilites et marnes sombres sous le niveau Paquier (noté P). Ces petites séquences sont ponctuées d'horizons noirs (notés HN), isolés, ou en doublets, qui sont enrichis en matière organique. Chacune de ces séquences est composée en moyenne de cinq couplets clair/sombre. Le rubanement, assez visible sur panorama, est dû à une légère différence dans l'anisotropie de la roche qui se révèle uniformément sombre. Les Briers (Saint-André-les-Alpes) ; voir fig. 29.

2. Détail du cliché précédent. Les traces de l'échantillonnage pratiqué sont visibles (cf. BREHERET & DELAMETTE, 1989, Fig. 2 et BREHERET, 1994, fig. 11).

Planche 7



1. **Niveau Paquier : l'horizon α .** Cette passée, dont l'épaisseur est ici de 4 cm, est formée de deux petites séquences PA 12 et PA 13, repérées à l'échelle du bassin vocontien (et retrouvées également sur les affleurements de Bavière et d'Autriche). Les lamines qui le composent sont particulièrement riches en *Nannoconus*. Le débit de la roche, du type schiste carton, est remarquable. Albien inférieur. Combe Bagna (la Farette) ; voir fig. 33 et 34.

2. **Niveau Paquier : la faune.** Le niveau repère est particulièrement riche en faune : essentiellement des ammonites (ici des genres *Leymeriella* et *Puzosia*), de rares bivalves, et quelques poissons. Les phragmocônes d'ammonites sont écrasés dans les feuillets de la roche, mais leur aragonite est préservée. Base de l'Albien inférieur. Col de Pré-Guittard (Arnayon).

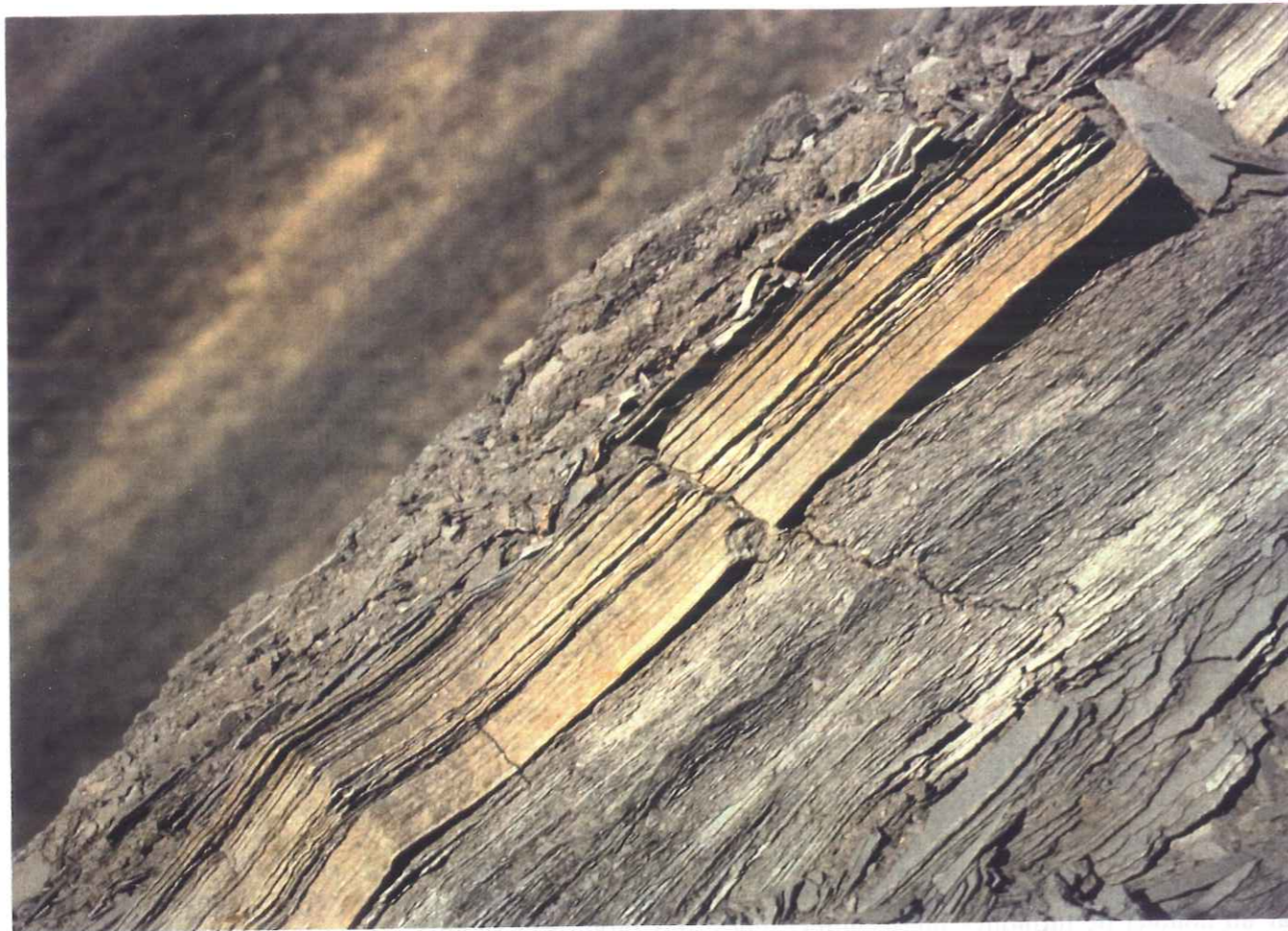
Planche 8



1. *Black shales* de l'Albien inférieur et de la base de l'Albien moyen. L'ensemble de cette unité lithologique est formé de l'empilement de petites séquences (unités génétiques) ponctuées par des horizons noirs (HN), laminés, riches en matière organique. Les horizons noirs sont généralement groupés en doublets ou triplets. A partir du niveau Léenhardt (noté L), ils se chargent en lentilles phosphatées réparties selon des plans dans la roche. Ces lentilles représentent la conséquence de développements microbiens (à la partie superficielle du sédiment). Des bivalves, notamment *B. concentrica*, sont fréquents au sommet de cette unité d'argilites noires. Col de Pré-Guittard (Arnayon) ; voir fig. 6 (ainsi que 37). C. Bréhéret, au fond du vallon, donne l'échelle.

2. *Les marnes de l'Albien supérieur.* Au-dessus des *black shales* de l'Albien inférieur - base de l'Albien moyen, la série devient plus carbonatée, ainsi que lacunaire. Des marnes à miches jaunes (MJ) à nombreux nodules barytiques, et riches en *B. concentrica*, datées de l'Albien moyen sommital, reposent en discontinuité ($\Delta 8$; voir § I.1.3.1, p. 294) sur ces *black shales*. Sur une nouvelle discontinuité (double : $\Delta 9 + \Delta 10$; voir § I.1.3.1, p. 295) reposent quelques décimètres de marnes à *B. sulcata* (Albien supérieur basal) et un horizon condensé (HC) à ammonites et *Pinna*. Après quelques mètres de marnes, la série est largement érodée ; la cicatrice de cette lacune est représentée par un doublet de turbidites pluricentimétriques, très bioturbées (noté T ; < désigne la position des turbidites). Au-dessus, la série est complète (comme le laissent penser les corrélations avec d'autres coupes réparties à l'échelle du bassin), mais elle est émaillée d'intervalles condensés. L'un de ces intervalles, à miches calcaires et nodules barytiques, est situé 20 m au-dessus du doublet de turbidites repère. Le banc calcaire noté Π se trouve à sa partie supérieure. Le sommet de l'affleurement est constitué du faisceau michoïde (FM), autre intervalle condensé dont tous les horizons calcaires sont noduleux. Col de Pré-Guittard (Arnayon) ; voir fig. 42, 44, 125.

Planche 9



1. Niveau Breistroffer. Le sommet de l'unité 13 est caractérisé par des marnes à nombreux bancs calcaires délités qui sont corrélés (niveau par niveau) avec les horizons à miches de la région d'Arnayon (Pré-Guittard, Bert) ; ils sont numérotés jusqu'à 50. L'unité 14 débute avec les laminites du niveau Breistroffer qui apparaissent en sombre sur le cliché. Ces horizons sont isolés ou groupés par deux ou trois (notés BR). Ils sont riches en ammonites et en bivalves, et présentent une teneur modérée en C.O.T. Albien supérieur élevé ("Vraconien"). Col de Palluel, flanc du Risou (Moydans) ; voir fig.46 (ainsi que 10, 44, 47).

2. Niveau Breistroffer. Les marnes se développent sur plusieurs dizaines de mètres dans l'unité 14. Elles sont composées de petites séquences ponctuées d'horizons noirs, généralement groupés en doublets (notés BR). Ils sont plus ou moins bien exprimés, et leur disposition interfère avec des horizons de calcaires délités. Ils deviennent de moins en moins apparents vers le haut et disparaissent à l'orée du Cénomaniens. Albien supérieur terminal ("Vraconien"). Le Châtelat (Arnayon) ; voir fig.47 (ainsi que 44, 46).



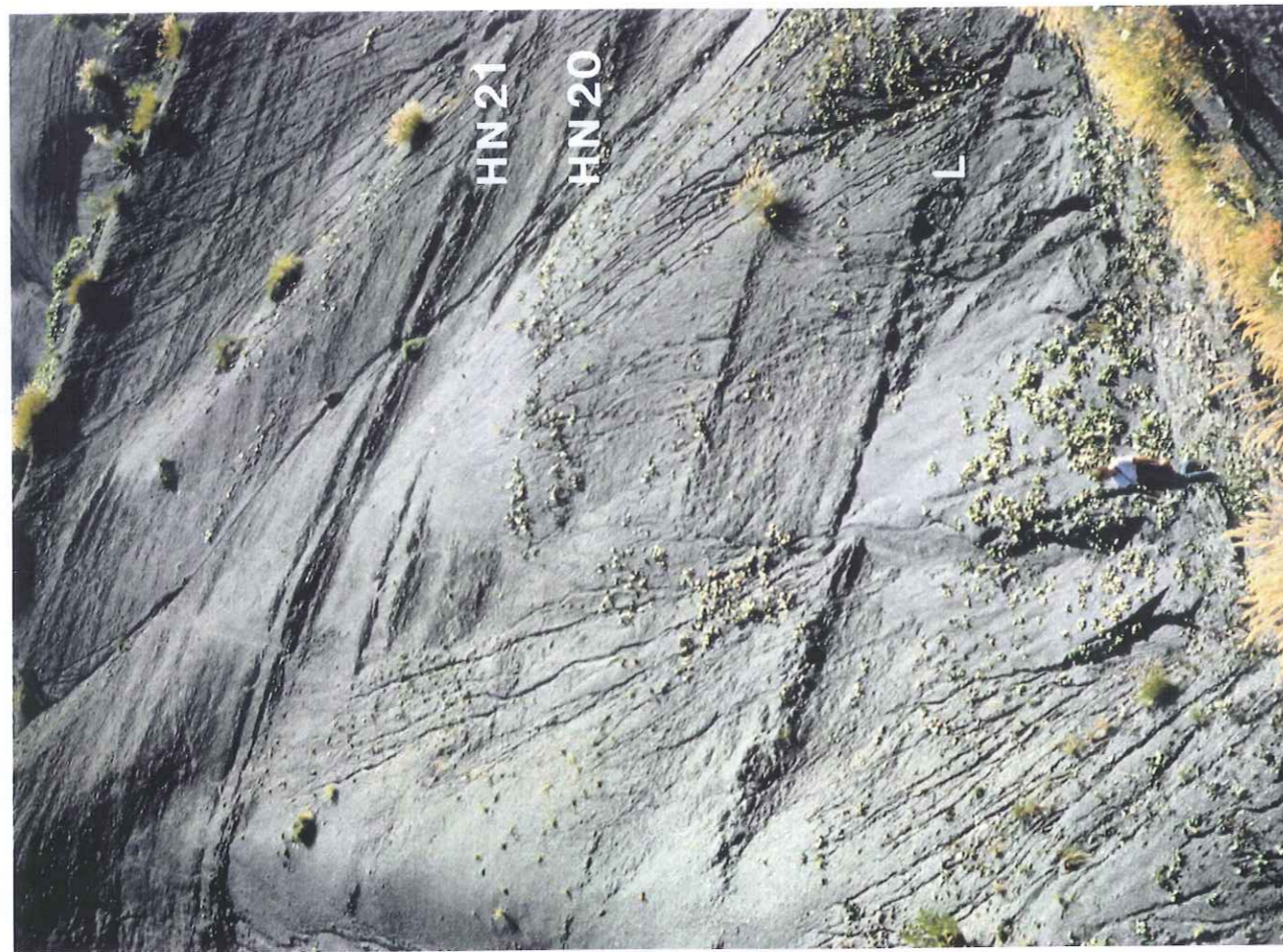


Planche 10

Niveau PAQUIER
Albien inférieur

1. **Horizon α** (§ II.3.5.3). Séquences PA 12 et PA 13. Lamines à *Nannoconus*, sur l'affleurement. La Baume (près Castellane ; secteur Sud-Est).
2. **Horizon α** . Séquences PA 12 et PA 13. Lamines à *Nannoconus*. Coupe sciée et polie. Stiedelsbach (Losenstein ; Autriche).
3. **Surface d'un feuillet du black shale**. Les empreintes d'ammonites en très grande quantité se chevauchent ; en plus des *Leymeriella* et *Hypacanthoplites*, les *Puzosia*, de petite taille, sont innombrables. Ceci suggère une mortalité en masse. La longueur du cliché couvre 17 cm. La Farette (Centre du bassin).
4. **Surface d'un feuillet du black shale**. Assemblage de *Leymeriella*, *Hypacanthoplites* et *Puzosia*. La longueur (base) du cliché couvre 9 cm. In der Höll' ; Hohenschwangau (Bavière).
5. **Horizon α** . Microfaciès de la séquence PA 13 (base) (LPNA). Lamines calcaires à *Nannoconus* ; lamines sombres, plus argileuses, riches en MO amorphe, à lentilles calcaires (pellets) et *Hedbergella*. Hyèges (Sud-Est du bassin).
6. **Horizon α** . Microfaciès de la séquence PA 13 (sommet) (LPNA). Les lentilles calcaires (pellets) à coccolithes et *Nannoconus* sont plus ou moins dispersées dans la matrice argileuse. Quelques lentilles de quartz silteux apparaissent en blanc. La MO amorphe imbibe les lentilles calcaires et les loges des foraminifères planctoniques. Hyèges (Sud-Est du bassin).
7. **Séquence PA 6**. Microfaciès (LPNA) du shale très homogène, microbioturbé. Bert ; Arnayon (Ouest du bassin).
8. **Séquence PA 7**. Microfaciès (LPNA) du shale bioturbé. Réseau de ?*Chondrites* déformés par la compaction. Bert (Arnayon ; Ouest du bassin).

Planche 11

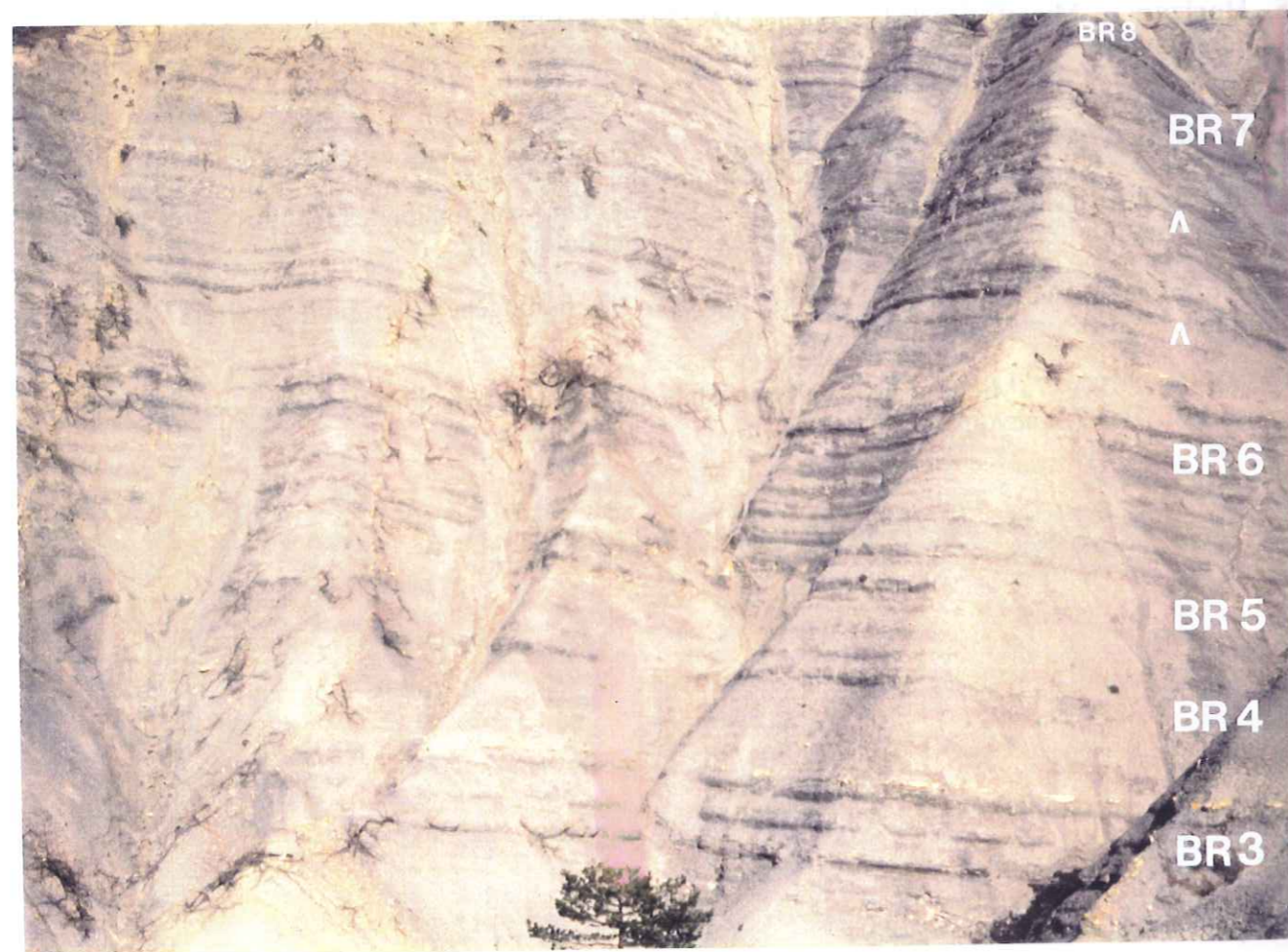
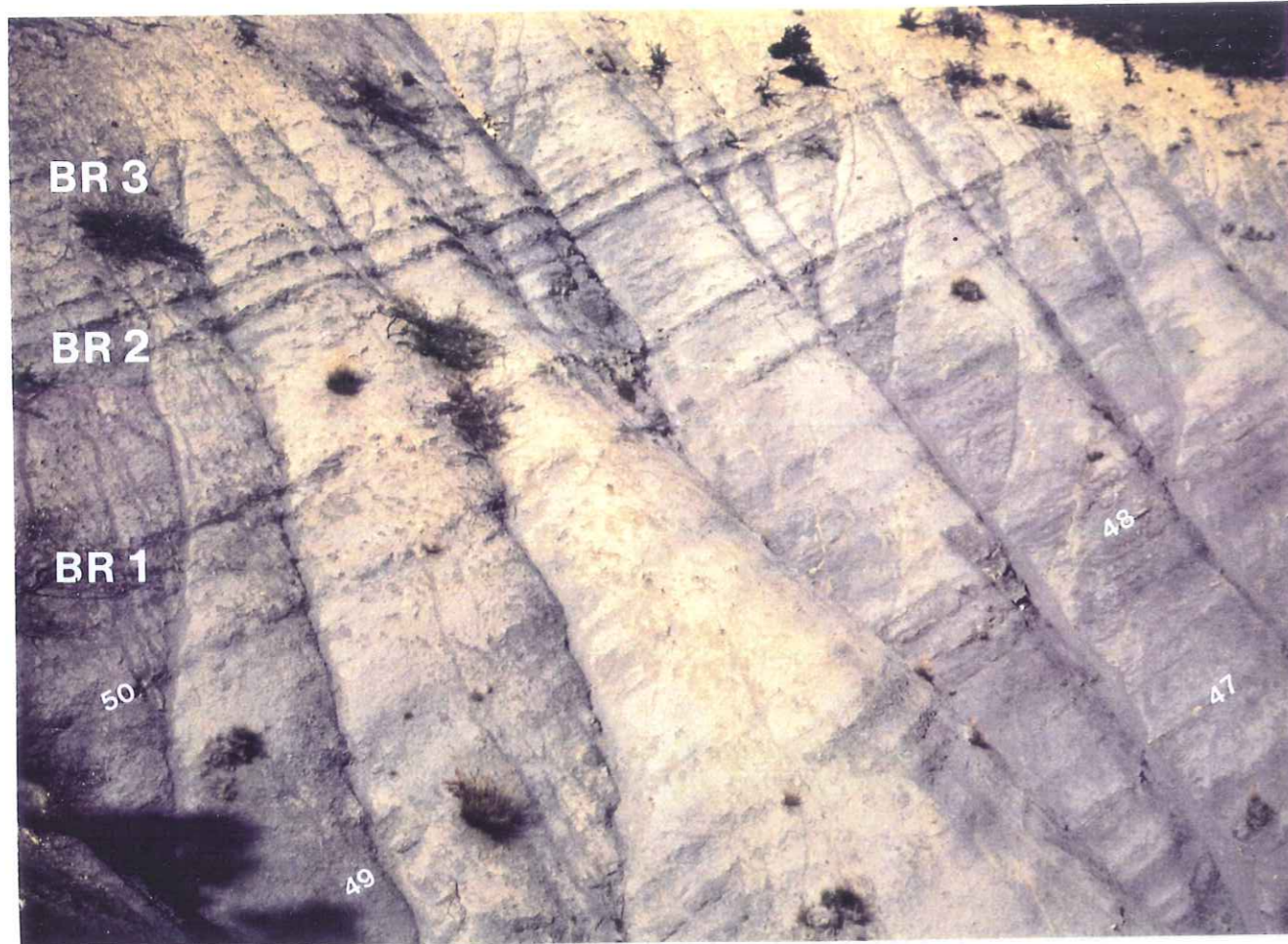
Niveau PAQUIER

Albien inférieur

1. Séquence PA 13. Microfaciès (LPNA). Hyèges (Sud-Est du bassin) (§ II.3.5.3, p. 487, fig. 197).

+ Base de la séquence formée de lamines continues à *Nannoconus*.

+ Vers le sommet, les lentilles calcitiques (pelotes fécales de broûteurs planctoniques, contenant coccolithes et *Nannoconus*) sont plus ou moins dispersées dans l'argilite. La teinte brune de certaines est due à la MO amorphe. Les *Hedbergella* de petite taille sont fréquentes.



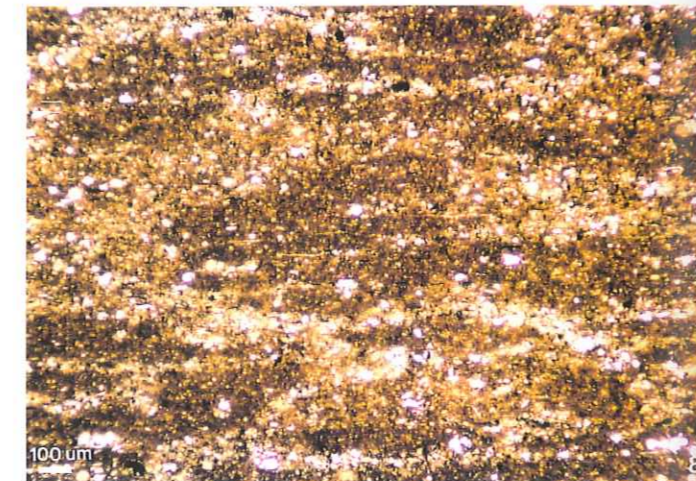
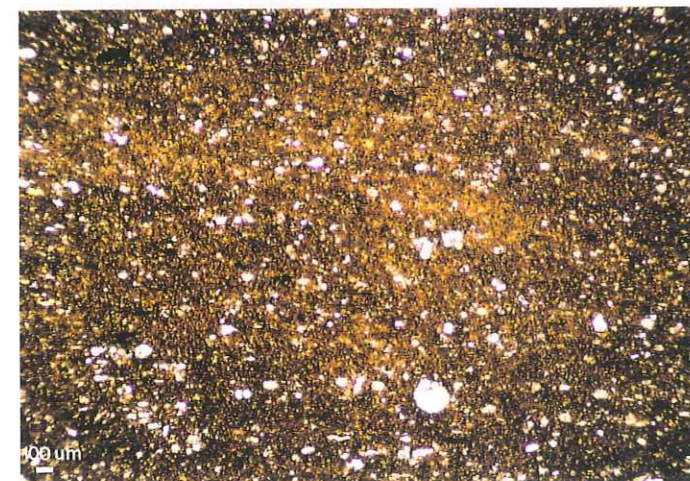
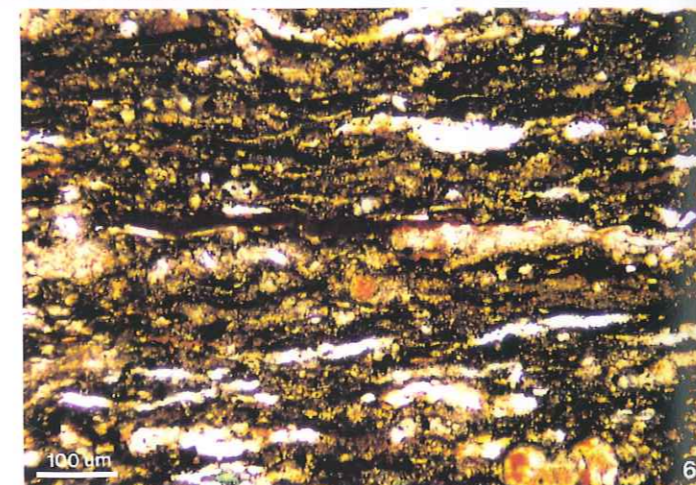
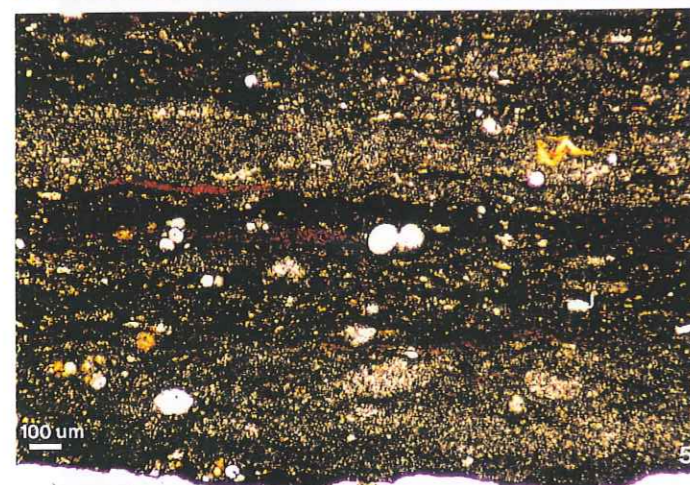


Planche 12

Niveau PAQUIER

Albien inférieur

1. **Concrétion calcaire ("miche")** (§ II.4.3.1, p. 503). La miche calcaire est centrée sur l'horizon α . Les lamines sont progressivement déformées vers la périphérie, attestant une cimentation précoce contemporaine de la compaction. Les Oustaus (Centre Est du bassin).

2. **Surface sciée et polie d'une miche calcaire** des Oustaus (cf. fig. 1). La lamination originelle est parfaitement visible dans la roche, faiblement compactée du fait de la cimentation carbonatée précoce.

3. **Microfaciès d'une miche calcaire** des Oustaus (cf. fig. 1) (LPNA). La matrice argilo-carbonatée est cimentée par la microsparite précipitée précocement en conséquence de la dégradation de la MO dans la zone de réduction des sulfates. Des fantômes de foraminifères planctoniques sont reconnaissables.

4. **Nannofaciès d'une lamine de l'horizon α** . La Farette (Centre Sud du bassin). L'essentiel de la nannoflore calcaire est composée de *Nannoconus truitti*.

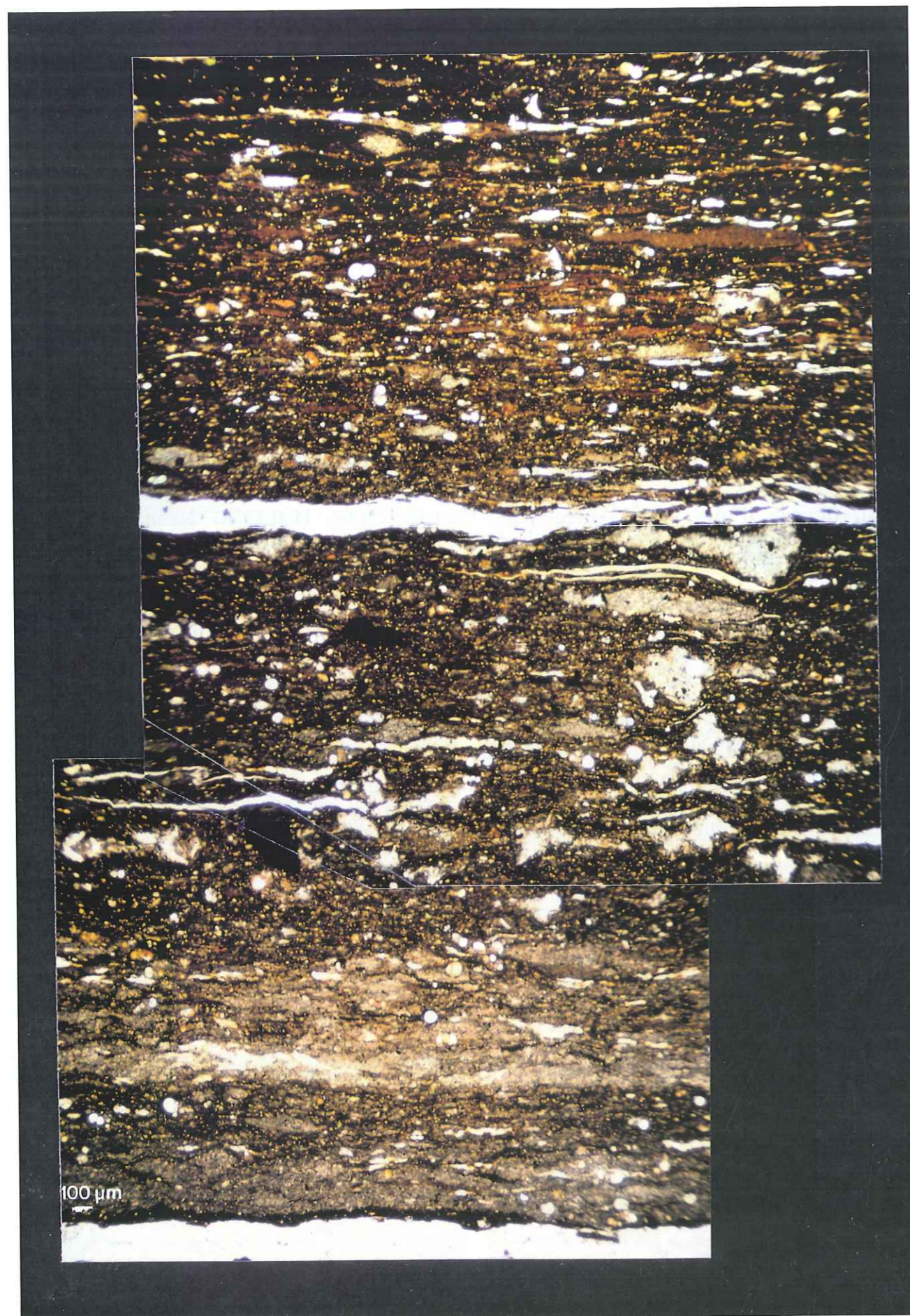
5. **Surface sciée et polie d'une miche calcaire** (§ II.2.2.2, p. 349 ; II.4.3.1, p. 503). On remarque les coquilles d'ammonites préservées de la compaction grâce à la cimentation diagénétique précoce. Les Coignets (Salignac, Sud du bassin).

6. **Microfaciès d'une miche calcaire** des Coignets (cf. fig. 5) (LPNA) (§ II.3.5.3, p. 490). Une lamine formée de l'accumulation de nombreuses *Hedbergella* est visible dans la partie inférieure (flèche). Au milieu du cliché se trouve un lit composé d'ammonites juvéniles.

Planche 13

Niveau PAQUIER

Albien inférieur



1. **Microfaciès de la couche noire glauconitisée (LPNA)** (§ II.2.3.2 ; p. 362 ; fig. 142, p. 363). La roche est composée des pellets accumulés au sein de la matrice argileuse. Certains pellets furent le site de la glauconitisation au cours de la diagenèse précoce. Le Coulet (Châteauneuf-Val-Saint-Donat ; Sud du bassin)

2. **Microfaciès du *black shale* glauconitisé (LPNA)**. En plus des grains verts qui minéralisent certains pellets, on remarque des *Hedbergella* dont les loges sont remplies de MO amorphe. Le Coulet (Châteauneuf-Val-Saint-Donat ; Sud du bassin).

3. **Détail de la figure 1 (LPNA)**. Le grain de glauconie se situe au sein d'une pelote fécale de broûteur planctonique, composée de coccolithes et de *Nannoconus*.

4. **Microfaciès d'une passée du niveau Paquier pénétrée par des terriers**. La bioturbation illustrée ici interrompt la lamination et est remplie des coprolithes de l'organisme fouisseur. Ces derniers ont subi la glauconitisation, mais à des degrés divers. Certains grains vert foncés sont constitués de glauconite évoluée (mica) ; d'autres grains, vert pâles, sont "immatures". Enfin, quelques grains sont phosphatisés. La taille des coprolithes glauconitiques est nettement plus grande que celle des petits grains bourgeonnés dans les pellets de prédateurs planctoniques. Le Coulet (Châteauneuf-Val-Saint-Donat ; Sud du bassin).

5. **Sommet d'une couche noire de l'Albien inférieur (au-dessus du Paquier)** (fig. 199, p. 488). Des réseaux de *Chondrites* ont pénétré la partie supérieure du *black shale* sur 2 à 3 cm depuis son sommet, détruisant la lamination originelle. Le Jas de Coeur (les Paulons ; Sud du bassin). Epaisseur de l'échantillon : environ 3 cm.

6. **Détail micrographique de l'échantillon de la fig. 5 (LPNA)**. Le Jas de Coeur (les Paulons, Sud du bassin). Les réseaux de *Chondrites* sont remplis du sédiment sus-jacent ("*piping*") composé de petits quartz silteux et de nombreux grains de glauconie. Certains grains verts sont remaniés, mais d'autres pourraient correspondre à la minéralisation *in situ* des coprolithes de l'organisme fouisseur.

7. **Microfaciès d'une couche située au toit du niveau Paquier (LPNA)**. La plupart des grains verts paraissent ici remaniés (glauconie "périgénique") au sein des grains de quartz. Le Coulet (Châteauneuf-Val-Saint-Donat ; Sud du bassin).

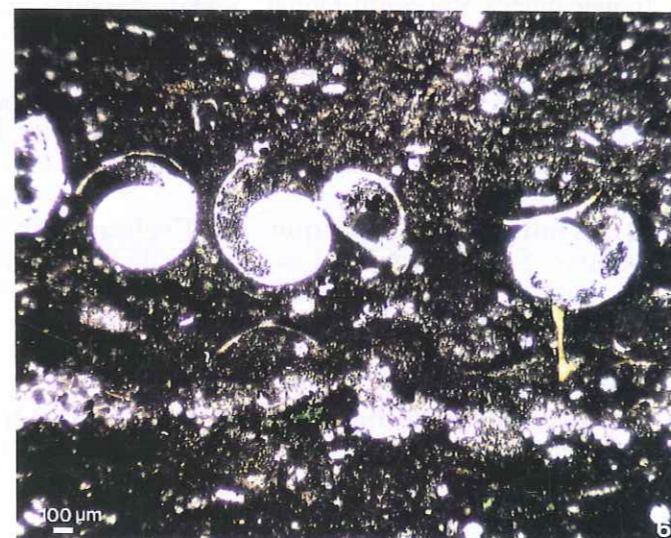
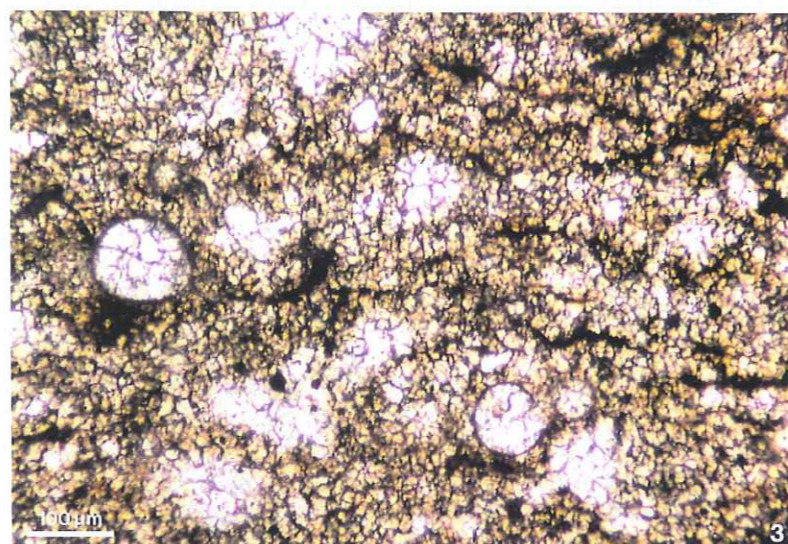
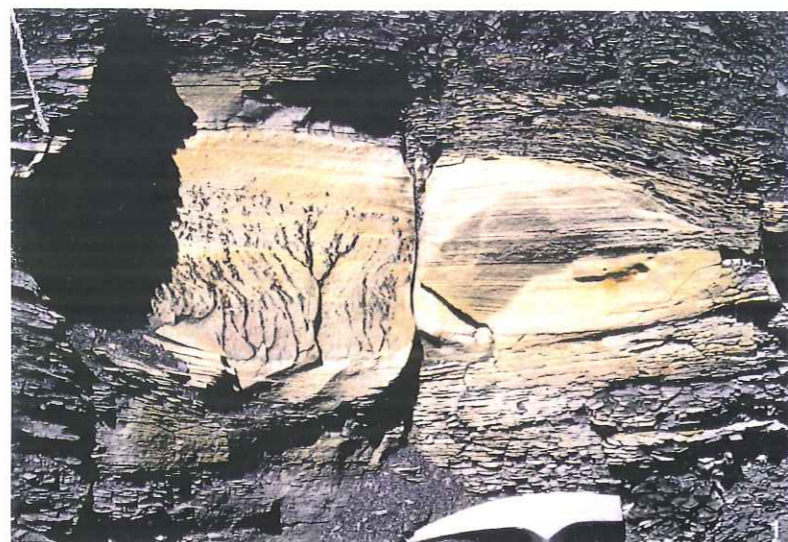
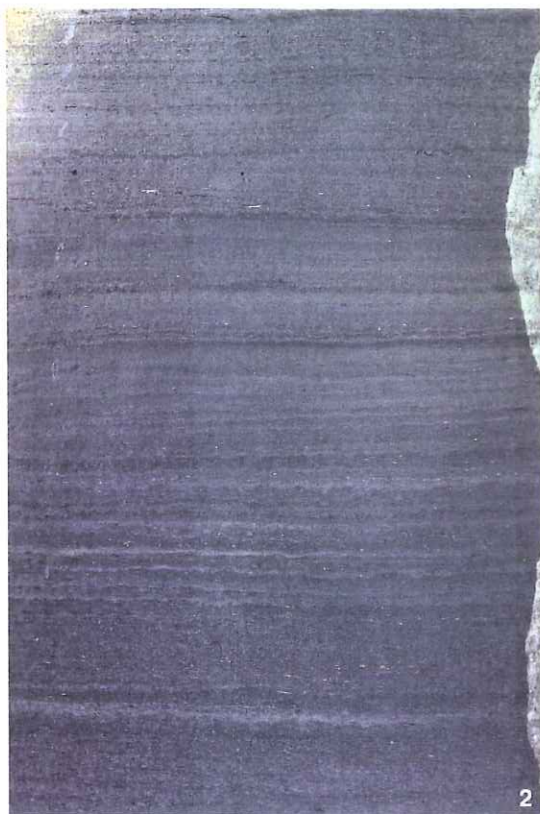


Planche 14

Niveau GOGUEL

Aptien inférieur

Microfaciès du *black shale* provenant du Ravin de Pétignon (Les Sauzeries ; Sud-Est du Bassin) (LPNA) (§ II.3.5.4).

1. GO 5. La couche noire est composée de l'accumulation des pellets de broûteurs planctoniques dont le contenu est formé de coccolithes. Les foraminifères planctoniques sont quasiment absents. Du fait de la compaction, l'écrasement très régulier des pelotes fécales confère un aspect très anisotrope à la roche.

2. GO 5. Détail de la fig. 1. Quelques pellets de plus grande taille se remarquent. Ils sont imbibés de MO amorphe.

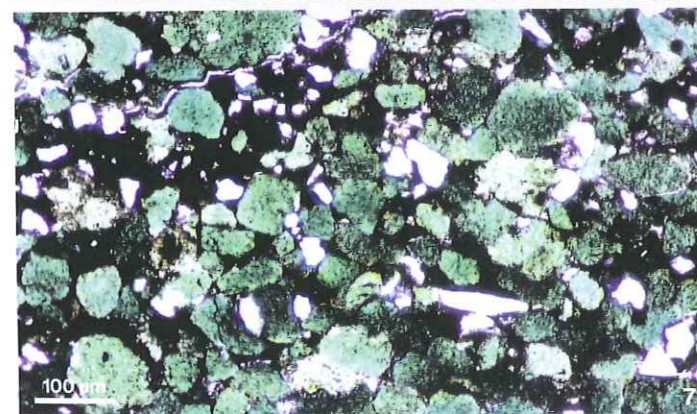
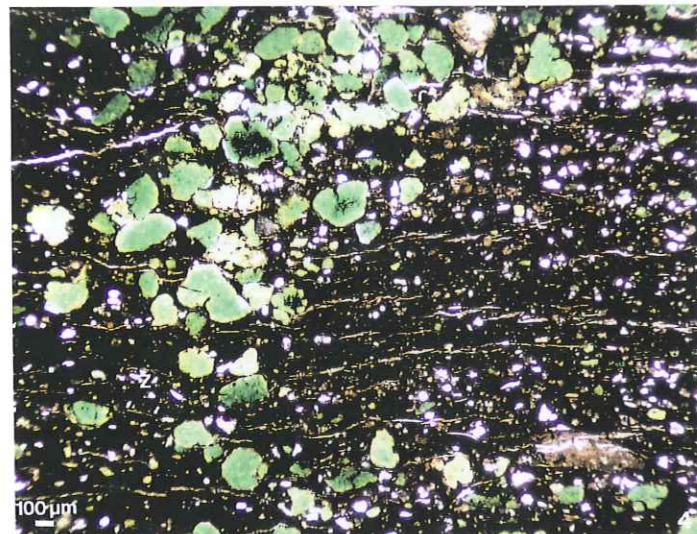
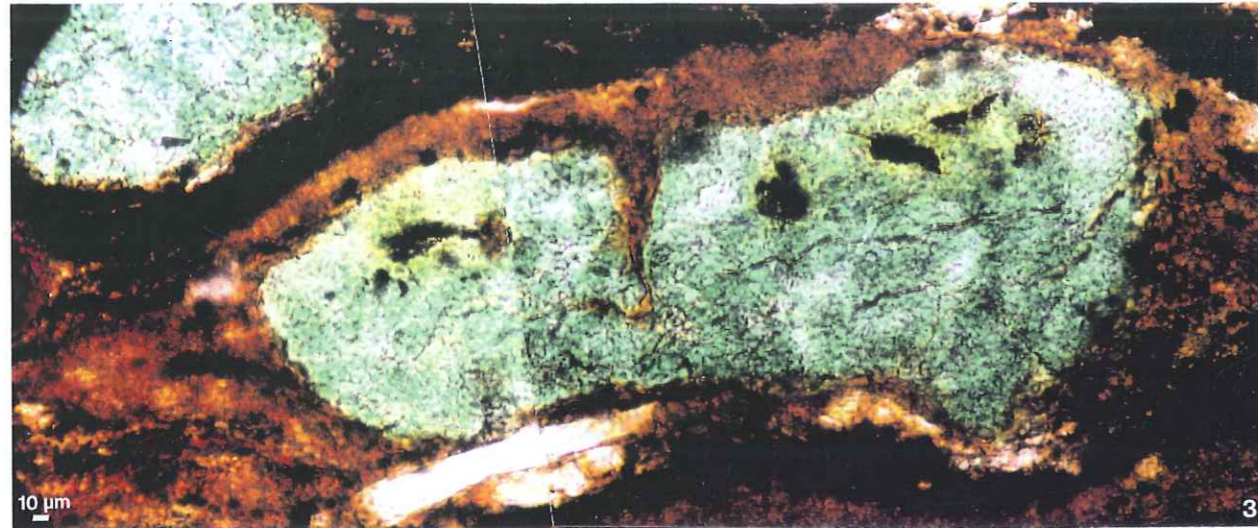
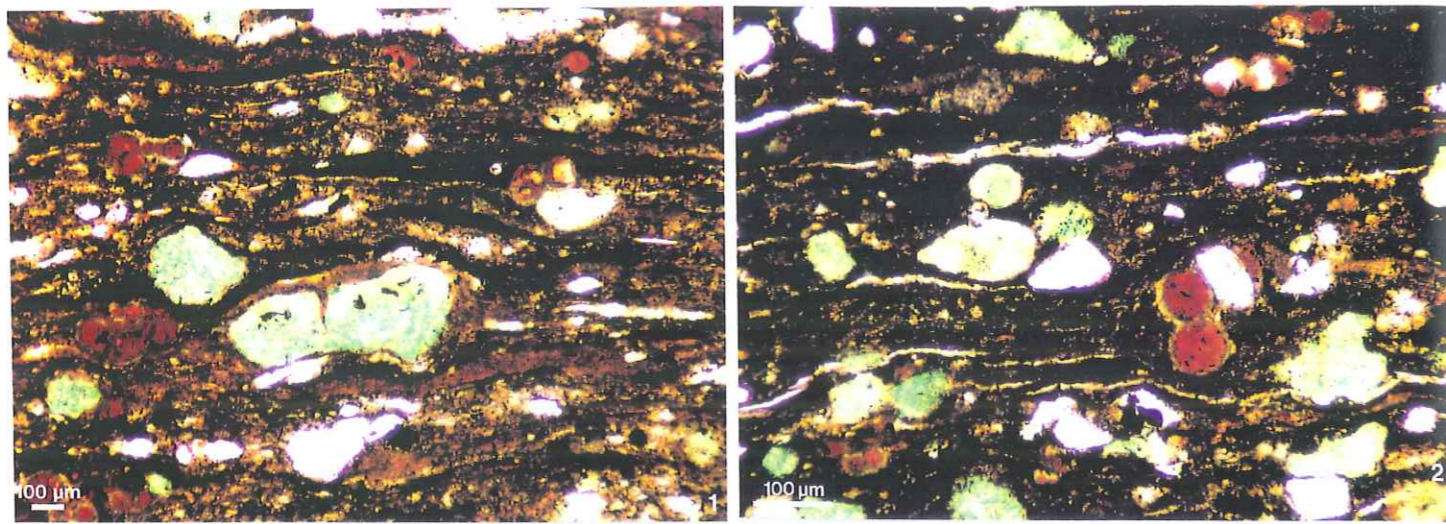
3. GO 5. Isolée au sein de la matrice argilo-carbonatée et bitumineuse, une petite vertèbre de poisson a servi de support au bourgeonnement de phosphate qui forme un manchon tout autour. La phosphatisation s'est opérée juste sous l'interface eau-sédiment. La déformation des lamines est remarquable.

4. GO 5. Dans le même échantillon : une autre concrétion phosphatée sans nucléus apparent montre des structures microbiennes. La zone blanche, au centre, est constituée de barytine. Dans la partie supérieure figure un petit phosphoclaste entouré d'un manchon phosphaté.

5. GO 4. Petit nodule phosphaté composé de phosphoclastes divers, probablement des débris de squelettes de poissons, ayant servi de support à des développements microbiens phosphatisés. La partie blanche, au centre du nodule, est constituée de barytine.

6. GO 5. Détail de la concrétion de la figure 4. Les colonies microbiennes phosphatisées sont particulièrement bien visibles (en brun sur le cliché). Les zones blanchâtres sont composées de barytine. La barytine est clairement tardive par rapport au phosphate, comme le montrent ces exemples 4, 5 et 6.

Planche 15

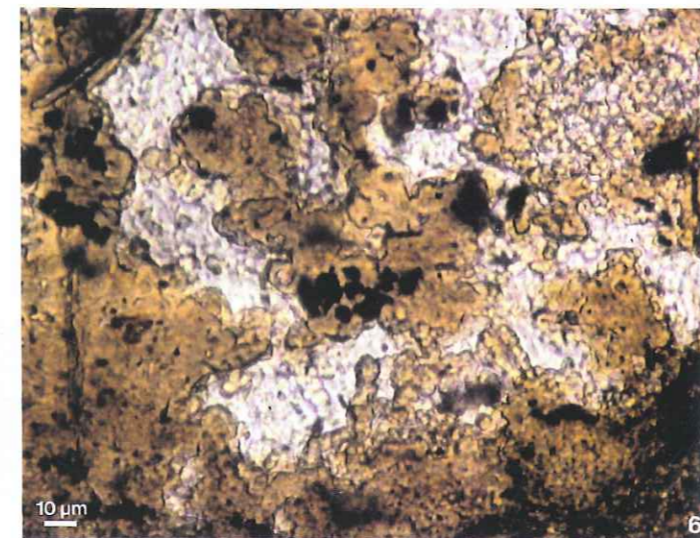
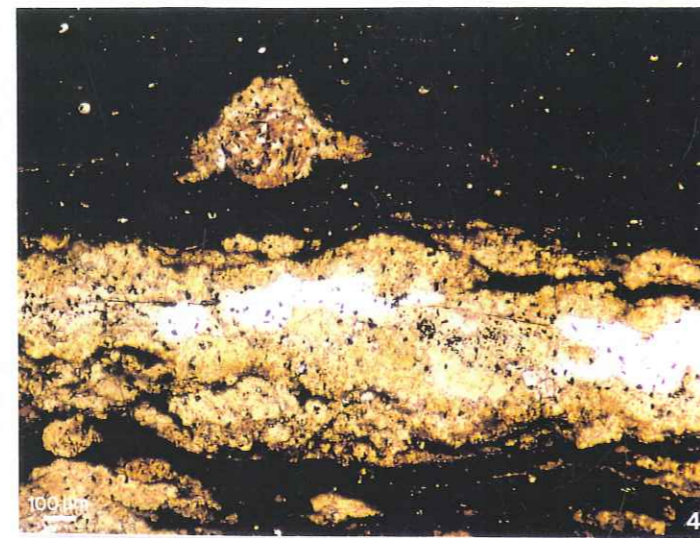
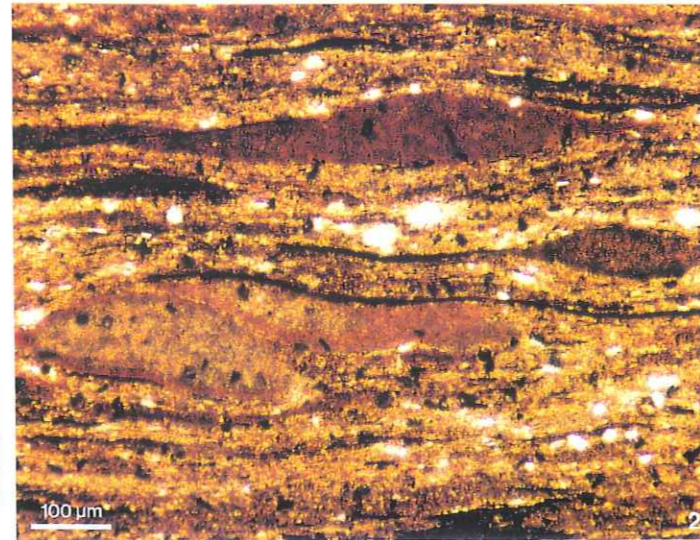
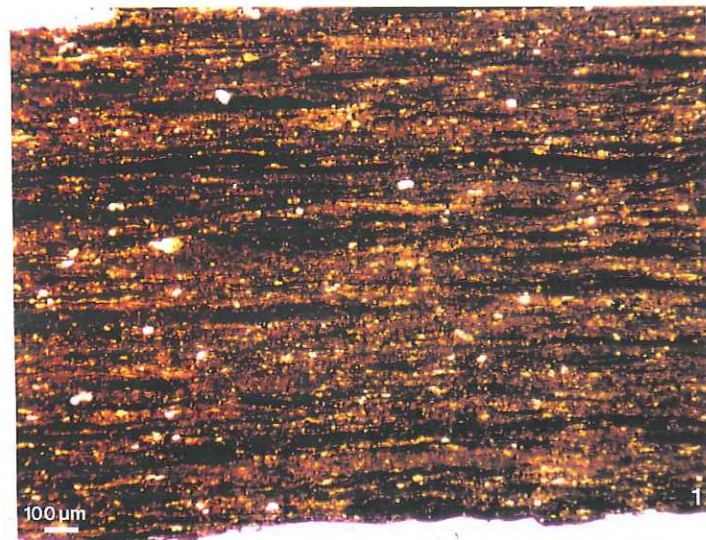


1 - 3. Microfaciès du niveau breistroffer (Albien supérieur terminal) : BR 3 (LPNA) (§ II.3.5.4). D'une vue générale du *black shale* (1) à une vue de détail des pelotes fécales de broûteurs planctoniques (3) composées de coccolithes diversifiés. Palluel (centre du bassin).

4 - 6. Microfaciès d'un horizon noir de l'Albien inférieur, au-dessus du niveau Paquier (2ème couche noire de HN 15 ; cf. fig. 6, p. 26) (LPNA) (§ II.3.5.4). D'une vue générale du *black shale* (4) à une vue de détail (6). Une certaine anisotropie de la roche est perceptible, notamment par l'aplatissement de zones sombres parallèlement au litage, néanmoins, l'ensemble du sédiment est très homogène. Aucune pelote fécale de broûteur planctonique n'est vraiment individualisable, ce qui tendrait à montrer l'effet d'une microbioturbation par une méiofaune, (faciès comparable à la fig. 7, pl. 10). Quelques petites *Hedbergella* sont visibles. Col de Pré-Guittard (Arnayon ; Ouest du bassin).

Planche 16

Concrétions phosphatées associées aux CRMO



1. **Concrétions disposées dans les plans des feuillets des *black shales*** (§ II.4.2.2). L'alignement parfait des lames phosphatées dans une direction donnée (ici plein Nord) est remarquable. Cette disposition est interprétée comme la trace du développement orienté (avant sa minéralisation) d'un voile microbien benthique sous l'effet d'un courant. Albien inférieur à moyen ; les Coignets (Salignac, Sud du bassin).

2. **Coupe sciée et polie d'une lame phosphatée des Coignets** (cf. fig. 1). Le phosphate présente une teinte beige. Les limites entre le phosphate et le *black shale* sont diffuses ; on remarque des reliques de la lamination du sédiment encaissant au sein de la concrétion. Cette disposition est identique à celle des *black shales* albiens du site 369 DSDP en Atlantique Nord.

3. **Aspect d'une lame phosphatée à l'affleurement, selon une coupe perpendiculaire au litage**. Albien inférieur à moyen ; les Coignets (Salignac, Sud du bassin). Epaisseur maximale de cette lame : environ 5 mm.

4. **Petits nodules phosphatés en amande**. Des bioclastes divers ont servi de support au développement du phosphate. La plupart sont des débris de squelettes de poissons : squelettes entiers (en bas, à droite), écailles (en bas, à gauche), vertèbres (en haut, à droite). Sommet de l'Albien inférieur - base de l'Albien moyen ; l'Aubergerie, Sud de Rosans (centre du bassin).

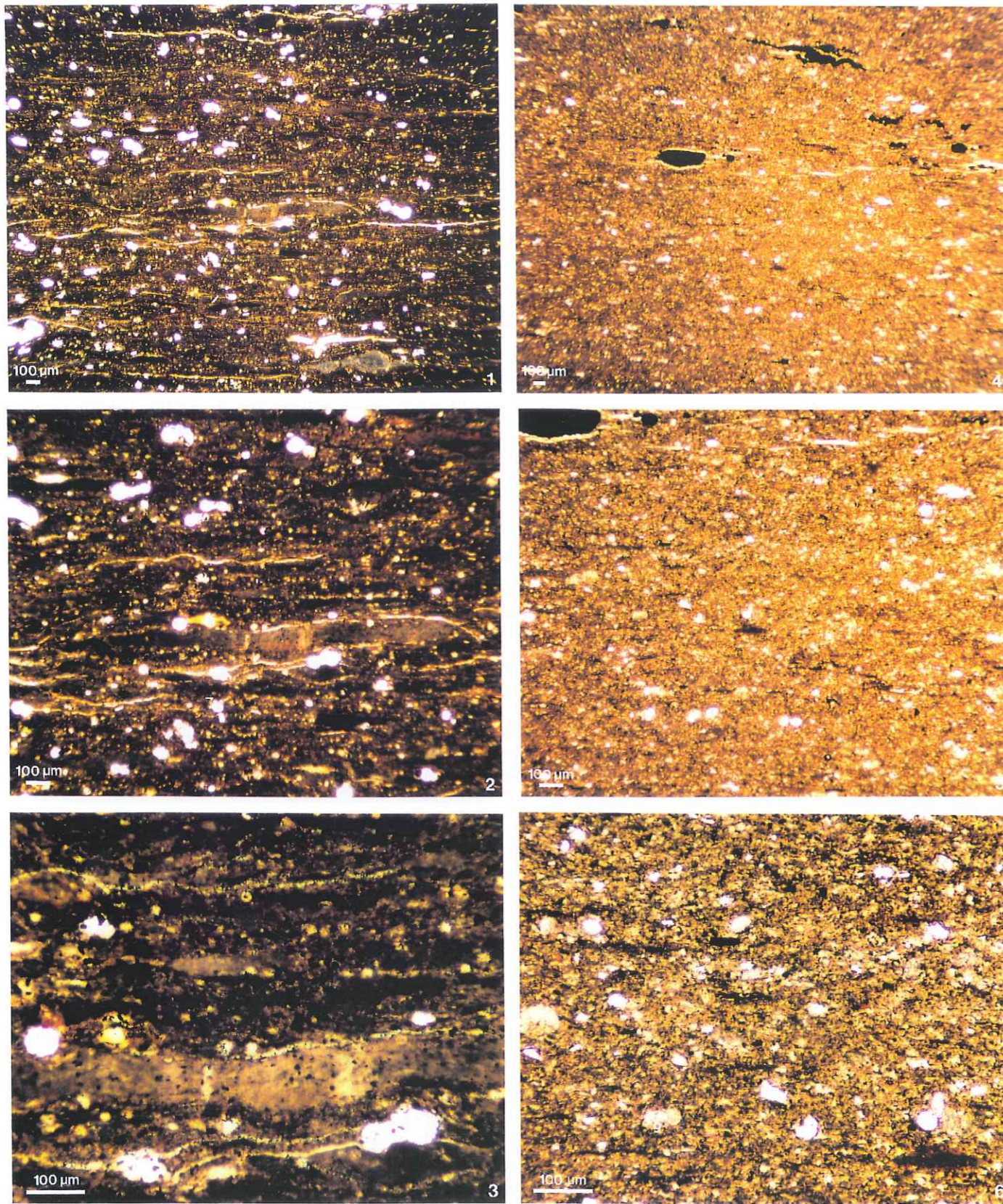


Planche 17

Concrétions phosphatées associées à des arrêts de sédimentation

1. Discontinuité "Inflatum". Discontinuités $\Delta 9 - \Delta 10 - \Delta 11 - \Delta 12$ télescopées. La surface de discontinuité est caractérisée par l'interruption brutale des *black shales* de l'Albien moyen recouverts de la glauconitite de l'Albien supérieur. Environ 70 cm sous cette surface s'individualise un double cordon de nodules calcaréo-phosphatés. Ravin de Pra-Mouton (chemin d'Angles à Vergons ; Sud-Est du bassin) (cf. § II.2.4.1 ; fig. 102, p. 239 ; § II.4.2.3., p. 428).

2. Nodule phosphaté au sein de la glauconitite illustrée en fig. 1. Coupe sciée et polie du nodule dans sa gangue. La glauconitite est formée en réalité d'une marne sombre bioturbée complètement envahie par les grains verts. Divers bioclastes s'y rencontrent, ainsi que des nodules phosphatés tel que celui illustré ici, développé sur l'un des nombreux terriers. Ce nodule n'a pas été exhumé ; le passage à la marne encaissante est transitionnel.

3. Détail de l'affleurement illustré en fig. 1 sous la surface de discontinuité $\Delta 9 - \Delta 12$. Les nodules phosphatés sont disposés sur les galeries de *Thalassinoides* qui émanent de la surface de discontinuité. Ces terriers de *Thalassinoides* apparaissent en sombre sur le cliché : ils sont envahis par la glauconie ; toutefois, l'oxydation (au cours de l'arrêt de sédimentation) des *black shales* encaissants autour de ces bioturbations facilite leur détection (cf. fig. 103, p. 241).

4. Nodule autour d'un bioclaste. Le nodule renferme une pince de crustacé décapode. Ces fossiles, sporadiques au sein des nodules phosphatés, permettent de supposer que beaucoup des terriers rapportés à l'igen. *Thalassinoides* seraient bien en rapport avec l'activité fouisseuse de ces organismes (les céphalothorax sont plus fréquents). Aptien supérieur élevé ("Clansayésien") Vallon de Merdaric (Rosans, Centre du bassin). Longueur de la pince : 2,7 cm.

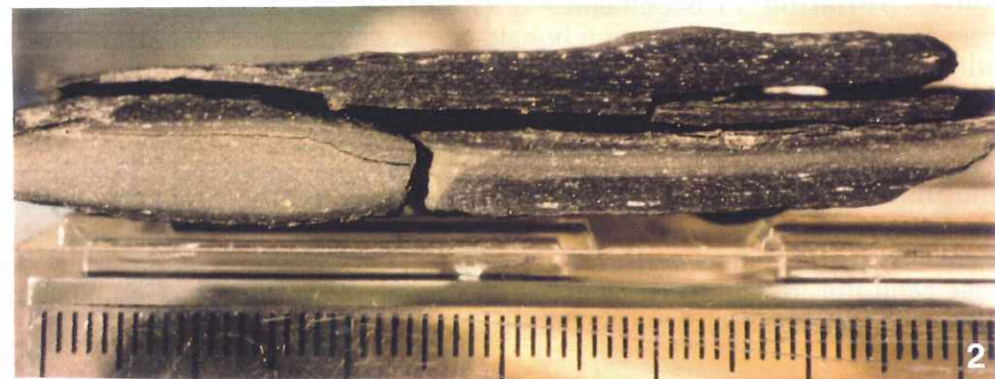
5. Nodule associé à une pause de sédimentation (§ II.4.2.8). Coupe sciée et polie. Le type d'habitus que présente ce nodule est particulièrement fréquent. On y observe à l'évidence les traces fossiles du cortège de pré-omission (ici essentiellement *Chondrites*, rares *Planolites*) ; les traces du cortège d'omission sont difficiles à mettre en évidence ; en l'occurrence, il s'agit là en fait de la trace sur laquelle la concrétion s'est développée, à l'origine de simples irrégularités dans la nodulisation (flèche). Aptien supérieur terminal ; Les Oustaus (centre du bassin).

6. Nodule associé à une pause de sédimentation. Coupe sciée et polie du nodule dans sa gangue. Le nodule (non exhumé) est développé sur une bioturbation dont la trace se continue dans la marne noire encaissante. Albien inférieur ; Bert (Arnayon ; Ouest du bassin).

7. Détail micrographique du nodule illustré en fig. 6 (LPNA). Le passage entre le nodule (vers le haut et à droite) et son encaissant marneux (en bas et à gauche) est transitionnel comme le démontre ce cliché. Une déformation des bioturbations (du cortège de pré-omission), sous l'effet de la compaction, est bien visible en bordure du nodule.

8. Microfaciès d'un nodule phosphaté. A fort grossissement, les nanofossiles calcaires sont parfaitement individualisables sur le fond de microsphatite quasi isotrope. Aptien supérieur élevé ; Bert (Arnayon) (LPA).

Planche 18



1. Nodule associé à la discontinuité Albien moyen Δ 8 (§ II.4.4.3 ; fig. 205, p. 510, fig. 206, p. 511). Situé à 1 cm sous la surface d'arrêt de sédimentation, ce nodule est à la fois phosphaté, calcaire (clair) et barytique (sombre). La barytine est établie essentiellement sur les réseaux de *Chondrites*. Bert (Arnayon ; Ouest du bassin).

2. Détail micrographique de la figure 1 (LPNA). La partie supérieure du cliché montre la masse calcaréo-phosphatée du nodule ; la partie inférieure correspond à une galerie de *Chondrites* remplie de matériaux silteux en provenance de la surface de discontinuité. Les prismes blancs correspondent aux cristaux de barytine.

3. Microfaciès d'un nodule mixte phosphaté et barytique (LPNA). Le coeur du nodule est occupé par le phosphate ; ici en brun dans la moitié inférieure du cliché ; la barytine forme le cortex (en haut sur le cliché). Albien inférieur élevé ; Tartonne (Sud-Est du bassin).

4. Microfaciès correspondant à la fig. 3 en LPA. Le phosphate apparaît en noir. Les points brillants correspondent aux coccolithes dont la calcite est préservée.

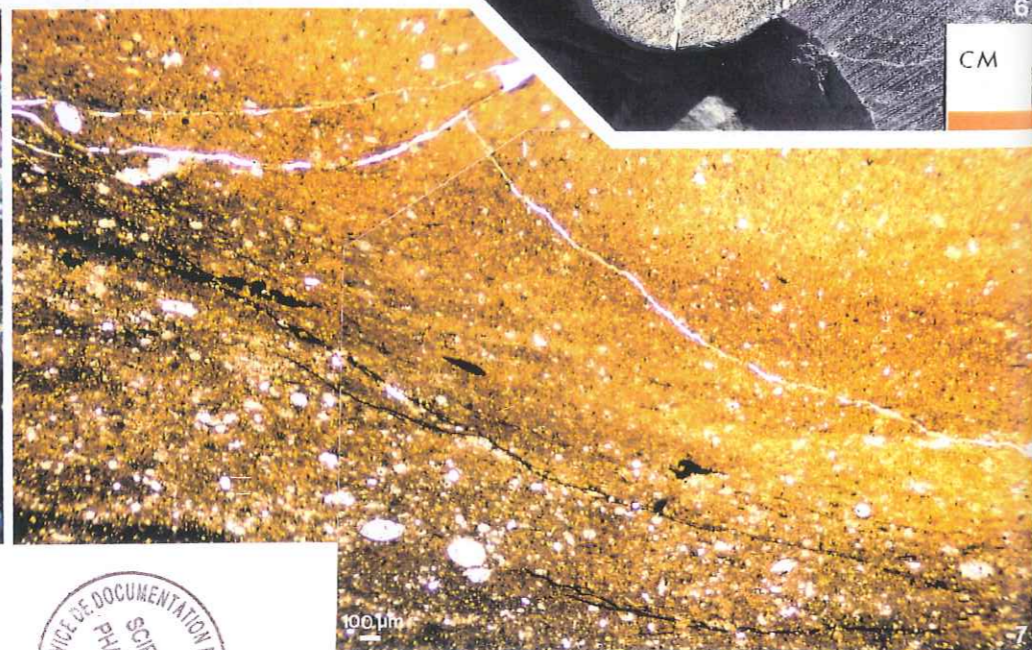
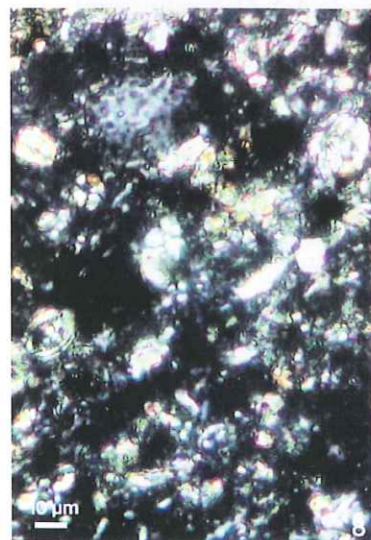
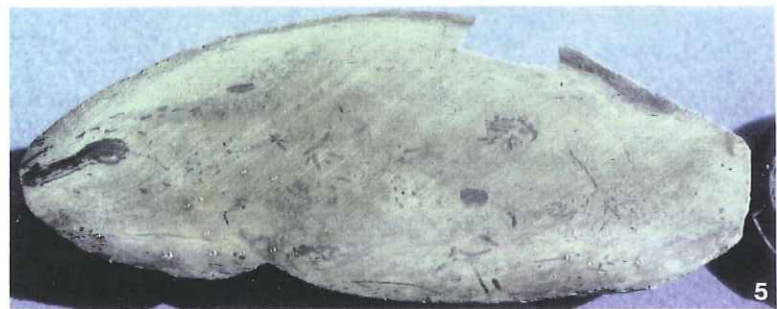
5. Concrétion calcaire ("miche") du "Faisceau michoïde" (§ II.4.3.2). Ces miches se sont développées, au cours d'arrêts de sédimentation, autour de bioturbations telles que la trace ourlée de glauconie que l'on aperçoit au centre. Le nodule montre, par ailleurs, les traces de pré-omission (*Planolites* et *Chondrites*). Albien supérieur élevé ; Bert (Arnayon ; Ouest du bassin). La longueur du cliché couvre environ 12 cm.

6. Zoophycos. Ce type de trace est détectée dans les faciès plutôt silteux et sous des arrêts de sédimentation (§ II.3.1.3). Base de l'Albien supérieur ; Palluel (Moydans). Diamètre du cache-objectif : 53 mm.

7. Faciès calcaire bioturbé. *Chondrites* et quelques *Planolites* (§ II.3.1.3). L'aspect du calcaire est gris beige clair et les traces profondes de l'ichnoprofil apparaissent en gris. Aptien supérieur élevé ; Col de Pré-Guittard (Arnayon ; centre du bassin).

8. Faciès marneux à lamellibranches. Marne grise à aucellines (§ II.3.3.2) : *Aucellina gryphaeoides* (taille : 3,2 cm). Aptien supérieur élevé. Col de la Chaudière (Bordeaux ; Ouest du bassin).

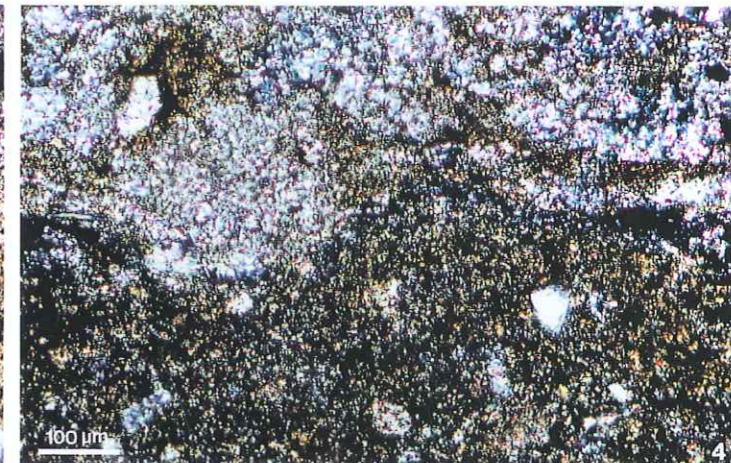
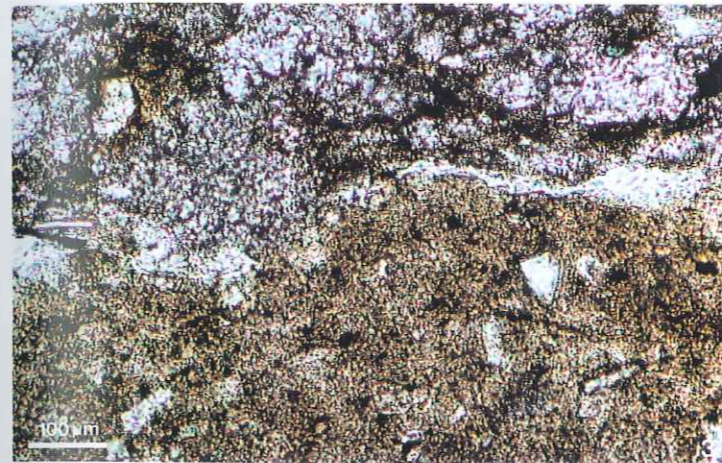
9. Faciès de black shales à bivalves et ammonites. Marne noire, laminée, silteuse à nombreux inocérames (§ II.3.3.3) : *Birostrina subsulcata*, et ammonites. Base de l'Albien supérieur ; Palluel (Moydans ; Centre du bassin). La longueur du cliché couvre environ 12 cm.



SERVICE DE DOCUMENTATION DE L'INSTITUT DES SCIENCES PHARMACIQUES



CM



Annexes

FIGURES

- Fig. 1. Le bassin vocontien. 2
- Fig. 2. Le Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois). Lithologie, stratigraphie. Légende des symboles et figurés : cf. tableaux 1 & 2. 14
- Fig. 3. Le niveau Fallot (Aptien moyen). Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois). 16
- Fig. 13. Le Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois). Resédiments dans les marnes de l'Aptien moyen élevé : turbidites pyritisées et unificites. 18
- Fig. 5. Gaubert (Beaudinard). Lithologie, stratigraphie. Légende des symboles et figurés : cf. tableaux 1 & 2. 22
- Fig. 6. Col de Pré-Guittard (Arnayon). Lithologie, stratigraphie. Légende des symboles et figurés : cf. tableaux 1 & 2. 26
- Fig. 7. L'Albien inférieur au Col de Palluel (Moydans). Panorama vers le Sud. 30
- Fig. 8. Col de Palluel (Moydans) ; N de la route D 994. Lithologie, stratigraphie. Albien inférieur - moyen. Légende des symboles et figurés : cf. tableaux 1 & 2. 31
- Fig. 9. Col de Palluel. Affleurement de l'Albien moyen sur les talus de la route D 994 ; panorama vers l'Ouest. 33
- Fig. 10. Col de Palluel (Moydans), les Jassines, flanc Nord du Risou. Lithologie, stratigraphie. Légende des symboles et figurés : cf. tableaux 1 & 2. 35
- Fig. 11. Col de Palluel. Panorama sur le Risou (vers le Sud) depuis la route D 994. Albien supérieur. 39
- Fig. 12. Le Ravin de Pétignon (Les Sauzeries). Niveau Goguel (sommet de l'Aptien inférieur). 44
- Fig. 13. Les Châtaigniers (Gumiane). Coulée boueuse à blocs au sein du niveau Goguel. Intervalle à concrétions calcaires "ichnoïdes" (manchons de terriers et moules d'ammonites) et argilites noires (sommet de l'Aptien inférieur). 46
- Fig. 14. Saint-Jaume (Verclause). Lithostratigraphie de l'Aptien ; détail du niveau Goguel. 48
- Fig. 15. Saint-Jaume (Verclause). Détail de la partie supérieure du niveau Goguel (horizons GO 5 et GO 6) ; position des turbidites par rapport aux horizons laminés. 49
- Fig. 16. L'Ermitage (Glaise). Niveau Goguel (sommet de l'Aptien inférieur) ; importance des turbidites par rapport aux horizons laminés. Détail de GO 5 et G 6. 51
- Fig. 17. Le Ravin du Terrois (Tarendol). Sommet du niveau Goguel et les passées d'argilites noires (ensembles noirs : EN) de l'unité 2. 54
- Fig. 18. Saint-Jaume (Verclause). Le rubanement des marnes des unités 2 et 3 (sommet de l'Aptien inférieur et base de l'Aptien moyen). 56
- Fig. 19. Le Ravin de la Peytavine (Tarendol). Lithologie et stratigraphie de l'Aptien. 58
- Fig. 20. La Chaudière. Coupe de l'Aptien. Les resédiments en amont de la gouttière arnayonnaise. 60
- Fig. 21. Rasclas (Arnayon). Coupe de l'Aptien. Position des resédiments gargasiens formant le remplissage de la gouttière arnayonnaise (creusée jusqu'aux bancs NC 3 et 4 au sommet

du faisceau du Niveau blanc).	62
Fig. 22. L'intervalle à alternances marno-calcaires du Clansayésien. Corrélations entre la coupe du Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois) et de Gaubert (Beaudinard), unités 6 à 8.	64
Fig. 23. Le faisceau Fromaget. Comparaison entre les coupes de Valouse (A) et du Col de la Chaudière (B). Position de l'horizon à <i>D. nodosocostatum</i> (unités 7 - 8).	68
Fig. 24. Les Ferriers (Bellecombe-Tarendol). Coupe de l'unité 9 du Clansayésien (sommet de l'Aptien supérieur).	70
Fig. 25. Le Moulin (L'Epine). Coupe de l'unité 9 du Clansayésien (sommet de l'Aptien supérieur).	72
Fig. 26. Le sommet du Clansayésien (Aptien supérieur ; unité 9). Corrélations établies pour quelques coupes simplifiées levées dans la partie occidentale du bassin.	74
Fig. 27. Position de la turbidite G 4 par rapport au niveau Jacob (Clansayésien, Aptien supérieur) à la Combette (Saint-André-de-Rosans).	76
Fig. 28. Le Serre Noir (Glaise). Coupe des unités 9 et 10 (Clansayésien, Albien inférieur et moyen).	78
Fig. 29. Les Briers (Saint-André-les Alpes). Passage de l'unité 9 (Clansayésien) à l'unité 10 des "black shales" (Albien inférieur). Les horizons repère de laminites sont notées HN (horizons noirs). Le rubanement est caractéristique, avec des petites séquences formées de cinq couples clair-sombre.	80
Fig. 31. Le Pillart (Tartonne). L'intervalle infra-Paquier. Position de deux couches à ammonites pyriteuses (dont <i>L. tardefurcata</i>), et d'une couche laminée à <i>Nannoconus</i> (analogue aux schistes carton du niveau Paquier, mais sans empreintes d'ammonites) entre les horizons HN 7 et HN 8.	82
Fig. 32. Niveau Paquier (Base de l'Albien inférieur). Corrélations entre plusieurs coupes réparties dans le bassin. La reconnaissance de six unités (en chiffres romains, Bréhéret, 1983) permet l'établissement aisé de corrélations.	84
Fig. 33. Les Ravel (Hyèges) : une coupe-type pour le niveau Paquier. Position des séquences caractéristiques (notées PA 1 à PA 18).	85
Fig. 34. Le niveau Paquier. Corrélations établies entre trois coupes éloignées. Celles-ci sont particulièrement remarquables pour les séquences PA 9 à 14.	87
Fig. 35. Le Niveau Paquier au Serre Amande (Bruis). Thalassinoides au toit d'une turbidite interstratifiée dans le schiste carton.	88
Fig. 36. Concrétion calcaire développée sur un terrier du type Thalassinoides dans le schiste carton du niveau Paquier aux Coignets (Salignac).	88
Fig. 37. Le Serre Amande (Bruis). Les "black shales" de l'Albien inférieur et moyen" (unité 10). Position des niveaux repères.	89
Fig. 38. Le passage de l'Albien moyen à l'Albien supérieur. Corrélations entre la coupe du Serre des Castets (Rosans) et celle du Ravin des Jassines (col de Palluel).	94
Fig. 39. Le Faisceau silteux (base de l'Albien supérieur). Corrélations entre les coupes de La Folie (Bruis), le Ravin des Jassines (Col de Palluel) et la Combe Bagna (La Farette).	96
Fig. 40. La "petite vérole" (Col de Palluel, Albien supérieur). L'exemple d'une discontinuité matérialisée par un fond cohérent ("firmground") criblé de réseaux de Chondrites à remplissage de calcisphères et foraminifères planctoniques, dénotant une surface d'arrêt de sédimentation.	97

Fig. 41. La Folie (Bruis). Panorama sur l'Albien supérieur (vers le Sud-Sud-Est).	99
Fig. 42. Bert (Arnayon). La base de l'Albien supérieur.	100
Fig. 43. Corrélations entre la coupe de Bert (Arnayon) et la coupe du Ravin de Notre Dame (Vergons).	102
Fig. 44. L'Albien supérieur dans la partie occidentale du bassin. Corrélations entre les coupes de Palluel, la Folie, Arnayon (Le Chatelat, Bert) et Haute Luce.	104
Fig. 45. L'Albien supérieur dans la partie orientale du bassin. Corrélations entre les coupes de Ravel (Hyèges) et du Bas Chaudoul (Blieux).	105
Fig. 46. Le Faisceau michoïde (Vraconien = Albien supérieur terminal). Corrélations entre les coupes du Châtelat (Arnayon), la Folie (Bruis) et du col de Palluel.	106
Fig. 47. Le niveau Breistroffer (Vraconien = Albien supérieur terminal). Corrélations entre les coupes de Palluel (Moydans), le Châtelat (Arnayon) et Le Pouet (Saint-Ferréol).	108
Fig. 48. La coupe synthétique des Marnes bleues .	115
Fig. 49. Expression de la cyclicité dans les Marnes bleues : passage de l'unité 9 à l'unité 10 aux Oustaus.	120
Fig. 50. Coupe synthétique virtuelle de la série médio-crétacée du Vercors, d'après les données de la littérature (particulièrement THIEULOY et GIROD).	126
Fig. 51. Les Avondons (près de Boulc). Lithologie et stratigraphie.	130
Fig. 52. Coupe composite basée sur les affleurements des Garennes et du Sablon (la Bâtie-Crémezin).	132
Fig. 53. Paruel (Gigors). Lithologie et stratigraphie.	134
Fig. 54. Disposition des dépôts du Barrémien et de l'Aptien inférieur sur la bordure Sud-Ouest de la plate-forme du Vercors. Troncature de la série par d'importantes coulées boueuses à blocs. La zone d'arrachement se reconnaît au Nord-Ouest (région de Beaufort), alors que la zone d'accumulation s'observe au Sud-Est (région de la Chaudière et au-delà). D'après FERRY (1990, fig. 56).	136
Fig. 55. Coupe synthétique virtuelle du Crétacé moyen sur la bordure ardéchoise, constituée à partir des données de la littérature (particulièrement de JACOB, BREISTROFFER, SORNAY, CONTE, LATIL).	142
Fig. 56. Le Mas Pradon (Salazac). Niveaux condensés de la zone à Dispar, d'après levés personnels et analyse biostratigraphique de LATIL (1989).	144
Fig. 57. Louvignes (le Pas de Lauzens) ; base de l'Aptien supérieur.	148
Fig. 58. Les Cosmes. Série de l'Aptien supérieur, les systèmes turbiditiques du Gargasien et du Clansayésien. Place stratigraphique de G 3 d'après FRIES (1986).	150
Fig. 59. Les Cosmes. Détail du système turbiditique de la base du Clansayésien (G 3). Lithologie et interprétation des dépôts (Ta à Td : schématiquement en référence aux termes de BOUMA ;	151
Fig. 60. Col de la Chaudière. L'Aptien supérieur - Albien.	152
Fig. 61. Bourdeaux. Intervalle Clansayésien-Albien supérieur, entre les Valentins et les Sibours.	154
Fig. 62. Roynac. Structure érosive au remplissage clansayésien (observée sous la route de Courbières).	156

Fig. 63. Clansayes. Coupe synthétique composée à partir des données de la littérature (notamment KILIAN et LEENHARDT, 1890 ; MOULLADE, 1965 ; RUBINO, 1988).	158
Fig. 64. Corrélations effectuées selon un trajet Ouest-Est, de l'Ardèche à Bruis (bordure occidentale du bassin vocontien).	160
Fig. 65. La Roche-Saint-Secret (la Tour d'Alençon).	162
Fig. 66. Le Grand Ubac. L'Aptien supérieur et la discontinuité infra-clansayésienne.	164
Fig. 67. Le Célas.	167
Fig. 68. Les Guilles	168
Fig. 69. La Combe de Sauve.	170
Fig. 70. La Combe de Sauve. Sables tidaux de la base de l'Aptien supérieur.	172
Fig. 71. Combe de Sauve. Au sein d'un horizon condensé clansayésien (positionné sur la fig. 70) formé de marnes sombres sableuses et glauconieuses : concrétions calcaires parcourues de terriers de Chondrites (Ch) et de Thalassinoides (Th).	173
Fig. 72. Les Faviers.	174
Fig. 73. L'Extiallon.	176
Fig. 74. Châteauneuf-de-Bordette, la Chapelle Saint-Quénin. L'Aptien supérieur.	178
Fig. 75. Châteauneuf-de-Bordette. Les Bayles. Intervalle : Clansayésien à Vraconien.	179
Fig. 76. Châteauneuf-de-Bordette. Les Bayles. Détail de l'Aptien supérieur (Clansayésien).	180
Fig. 77. Corrélations effectuées au travers du secteur Montagne de la Lance (voir fig. 65 à 76).	182
Fig. 78. Valouse. Ravin du Pissourier.	184
Fig. 79. Montagne Robert. L'Aptien supérieur - Albien.	186
Fig. 80. Saint-Ferréol, le Pouet. L'Aptien supérieur - Albien.	188
Fig. 81. Saint-Ferréol, le Pouet. Détail de l'intervalle condensé de la base de l'Albien supérieur.	189
Fig. 82. Corrélations établies entre le secteur de la Lance et le secteur du Désert méridional (plate-forme externe - bassin), des Guilles à Saint-Ferréol.	190
Fig. 83. Eygaliers. Intervalle Clansayésien à Albien supérieur.	194
Fig. 84. La Nible. Intervalle Clansayésien à Albien inférieur-moyen.	196
Fig. 85. Bédoin. Les Chalons. Coupe générale d'après LE GOC (1977, coupe n°11).	202
Fig. 86. Gargas. Coupe d'après les données de Moullade (1965).	203
Fig. 87. Vallon de Gorgues (vallon de la Doua).	204
Fig. 88. Coupe synthétique de la série médio-crétacée dans la région de Banon d'après CABROL (in FRIES, 1986, fig. 96, légèrement modifiée).	208

Fig. 89. Le Jas de Coeur (les Paulons).	212
Fig. 90. Le Coulet (Châteauneuf-Val-Saint-Donat). Les marnes noires silteuses et glauconieuses de l'Albien inférieur-moyen. Une réduction d'épaisseur très sensible par rapport au Jas de Coeur s'observe malgré la proximité des deux sites. Elle s'explique aisément par l'entraînement des sédiments dans des slumps.	213
Fig. 91. Ravin de Combelle (Sisteron).	214
Fig. 92. Les Coignets (Salignac). L'Aptien supérieur et l'Albien inférieur-moyen.	217
Fig. 93. Les Houlettes. Les marnes bleues aptiennes. La grande épaisseur de marnes silteuses de l'Aptien moyen est remarquable. La série est aussi gonflée à l'Aptien inférieur par l'intercalation de slumps (interstratifiés avec le niveau Goguel, et au-dessus du doublet du niveau blanc).	220
Fig. 94. Le Puy (Bevons).	
Fig. 95. Détail de la coupe du Puy : "le faisceau marno-calcaire alternant clansayésien". La discontinuité éoclansayésienne. A : vue générale en panorama ; B : l'expression de la discontinuité éoclansayésienne, selon une échelle verticale fortement exagérée.	223
Fig. 96. L'Adrecht (Super-Sisteron). Le niveau Paquier, caractérisé par ses marnes laminées, très glauconieuses, riches en matière organique et à nombreuses ammonites aux tests aragonitiques.	226
Fig. 97. Evolution latérale, d'Ouest en Est, des dépôts médio-crétacés depuis Saint-Vincent-sur-Jabron à Salignac.	227
Fig. 98. Corrélations entre différentes coupes de la vallée du bas Jabron ainsi que du Jas de Coeur, montrant particulièrement les relations concernant la position de l'intervalle à colonnaires ichnoïdes, et l'expression des discontinuités clansayésiennes.	228
Fig. 99. Les Briers (Saint-André-les-Alpes). De l'Aptien inférieur élevé (Bédoulien) à l'Albien inférieur. Les discontinuités du Gargasien et du Clansayésien.	235
Fig. 100. La Combe Lambert (Angles). La base des Marnes bleues est amputée du niveau Goguel au niveau d'une surface d'omission recouverte de quelques centimètres de marne glauconieuse. Une nouvelle surface d'omission s'individualise au-dessus du Niveau noir, à la base de l'Aptien moyen.	236
Fig. 101. Le Pra Belon (Vergons). Le faisceau Fromaget (Clansayésien) repose sur la discontinuité éoclansayésienne, surface d'omission recouverte d'une marne glauconieuse pluricentimétrique. Les nodules de barytine sont fréquents quelques mètres sous cette discontinuité.	238
Fig. 102. Chemin d'Angles à Vergons. Corrélations entre plusieurs coupes au niveau de la discontinuité de la base de l'Albien supérieur.	239
Fig. 103. Ravin de Séresc. Vergons. Le sommet de l'unité 10 des black shales de l'Albien inférieur et moyen, les marnes silteuses de l'Albien moyen et la discontinuité de l'Albien supérieur couverte de la couche glauconieuse repère.	241
Fig. 104. Ravin de Terre Masse. Coupe partielle selon les données de cette étude et les travaux de THOMEL (1961).	244
Fig. 105. Le Bourguet (vallon de Traillon). Au-dessus du Barrémien calcaire, la série, notablement réduite en épaisseur, est émaillée de plusieurs intervalles glauconieux : base de l'Albien moyen, base de l'Albien supérieur, base du Vraconien, et Vraconien élevé.	247
Fig. 106. Le Bourguet (vallon de Traillon). Détail de l'horizon glauconieux du Vraconien élevé.	

Fig. 107. Corrélations entre coupes du bassin à la plate-forme (NNW - SSE), au travers de la région de Castellane.	248
Fig. 108. La série lacunaire et condensée de Clars (Escragnolles).	254
Fig. 109. Corrélations entre coupes des séries condensées médio-crétacées du Sud de l'Audoubert, du col de Valferrière au ravin de l'Ecre.	255
Fig. 110. La série lacunaire et condensée de Saint-Laurent-de-l'Escarène d'après la fig. 6.30 in DEMAY (1984).	256
Fig. 111. La série de la vallée du Loup d'après des observations personnelles ainsi que COTILLON (1971, p. 69-72, fig.19) et RAGAZZI (1982, p. 83-88).	258
Fig. 112. Le ravin de la Cagnière (selon observations personnelles et COTILLON, 1971).	260
Fig. 113. Conségudes. Dans la partie supérieure de la coupe la succession de surfaces d'omission est remarquable. L'Albien supérieur de la zone à Inflatum apparaît condensé dans huit mètres de marnes sombres extrêmement glauconieuses.	263
Fig. 114. Les Ferres. Coupe composite (Est du village pour la base, et Ouest pour le sommet).	265
Fig. 115. Les Ferres (Ouest). L'Albien moyen et supérieur.	266
Fig. 116. Ravin du Rivet (la Croix-sur-Roudoule). La série apto-albienne.	274
Fig. 117. Ravin du Rivet. Détail du faisceau Fromaget vestigial, reposant sur la discontinuité éoclansayésienne, et tronqué par la discontinuité fini-clansayésienne.	275
Fig. 118. Ilonse. Bien que d'épaisseur réduite, la succession apparaît assez semblable à celle observée au ravin du Rivet.	278
Fig. 119. Montagne de la Madone d'Utelle. Le vallon de la Couasta et le vallon de la Pinée.	280
Fig. 120. Sainte-Thérèse-du-Figaret. L'épaisseur de la série se réduit à quelques mètres de marnes aptiennes surmontées par la glauconitite de l'Albien supérieur-Vraconien.	282
Fig. 121. Corrélations entre coupes d'Ouest en Est (de Tartonne-Hyèges à Sainte Thérèse du Figaret).	284
Fig. 122. Diagramme chronostratigraphique. Secteur Ouest : trajet plate-forme - bassin (Ouest- Est).	298
Fig. 123. Diagramme chronostratigraphique. Secteur Sud-Est : trajet plate-forme - bassin (de l'Est vers l'Ouest).	300
Fig. 124. Disposition synoptique des discontinuités sur la série médio-crétacée du bassin vocontien.	300
Fig. 125. Corrélations entre les coupes de Bert (le Châtelat), la Folie (Bruis) et de Palluel, pour la partie Albien supérieur. La figure illustre les discontinuités $\Delta 12$ et $\Delta 13$.	306
Fig. 126. Distribution sédimentaire dans le bassin vocontien à l'Aptien moyen et supérieur ; épisodes de dépôt 3, 4 et 5. Partition des sédiments entre la plate-forme Ouest, "l'éventail de Céûze", les faciès de décantation bassinaux et les faciès lacunaires des bordures.	314
Fig. 127. Distribution sédimentaire dans le bassin vocontien à l'Albien inférieur (épisode de dépôt 6) ; événement Paquier.	318
Fig. 128. Distribution sédimentaire dans le bassin vocontien à l'Albien supérieur ; épisodes de dépôt 8 et 9.	

Développement du prisme sédimentaire de la marge Sud, position des corps calcaréo-silteux du centre vocontien ("faisceau silteux"), position proximale des turbidites G 9, pénurie sédimentaire sur la bordure Nord-Ouest (transit) et dans tout le secteur Sud-Est (sous-alimentation).	320
Fig. 129. Cycle Aptien (transgressif-régressif). Trajet Ouest-Est, de la bordure ardéchoise au Sud du dôme de Barrot.	326
Fig. 130. Cycle Albien.	328
Fig. 131. Cycle vraconien.	330
Fig. 132. Position stratigraphique des cycles de dépôt.	332
Fig. 133. Distribution géographique des black shales à l'Aptien-Albien (sur une reconstruction continentale de Smith), d'après ARTHUR et al. (1990, fig.5).	336
Fig. 134. Position stratigraphique des "sous-événements anoxiques océaniques" selon ARTHUR et al. (1990, fig. 1).	337
Fig. 135. Deux modèles de milieux à oxygénation déficitaire. A. Système de bassin à seuil (type mer Noire), à stratification stable des eaux ; la stagnation des eaux de fond entraîne leur anoxie. B. Système d'upwelling, à zone de minimum d'oxygène dissous (type Golfe de Californie) (d'après BRUMSACK).	339
Fig. 136. Serre-Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; Aptien : les composants majeurs. Les carbonates ; le quartz ; les principales familles de minéraux argileux	353
Fig. 137. Gaubert (Beaudinard) ; Aptien moyen-supérieur : les composants majeurs. Les carbonates, le quartz et les principales familles de minéraux argileux.	356
Fig. 138. Pré-Guittard (Arnayon) ; Aptien supérieur, Albien inférieur-moyen : les composants majeurs. Les carbonates, le quartz et les principales familles de minéraux argileux.	357
Fig. 139. Col de Palluel (Moydans), base de la coupe ; l'Albien supérieur basal : les composants majeurs. Les carbonates, le quartz et les principales familles de minéraux argileux.	358
Fig. 140. Col de Palluel (Moydans), sommet de la coupe ; l'Albien supérieur élevé (Vraconien) et l'extrême base du Cénomaniens : les composants majeurs. Les carbonates, le quartz et les principales familles de minéraux argileux.	359
Fig. 141. Coupe synthétique virtuelle des Marnes bleues de l'Aptien - Albien du bassin vocontien. Evolution des paramètres suivants. C.O.T. ; CaCO ₃ ; Sm/I : rapport smectites/illite ; Quartz.	360
Fig. 142. Le niveau Paquier. Corrélations entre un site de Bordure, le Coulet (Sud du bassin, région de Sisteron), envahi par la glauconie, et un site de bassin, Hyèges (Sud-Est du bassin), non glauconitisé.	363
Fig. 143. Exemples de diffractogrammes de grains de glauconie isolés de quatre horizons du niveau Paquier au Coulet.	364
Fig. 144. Diagramme de corrélations des teneurs en Fe ₂ O ₃ et K ₂ O obtenues par EDS, couplé au MEB, pour des grains isolés de cinq horizons du niveau Paquier au Coulet.	364
Fig. 145. Diagramme de ODIN & FULLAGAR (1988) : corrélations entre les teneurs en K ₂ O obtenues par EDS et la distance entre les réflexions (001) et (020) sur les diffractogrammes.	366
Fig. 146. Diagramme log (Fe/Mn) = f (D). D'après BROSSE (1982, fig. 43), modifié de DEBRABANT	

- et FOULON (1979). 370
- Fig. 147.- Métaux en traces, teneurs normalisées par rapport à l'aluminium. Comparaison des données du présent travail, n° 5 à 10, avec les données de BRUMSACK (1991, tabl. 3) pour les n° 1 à 4. 372
- Fig. 148.- Comparaison des teneurs en éléments traces rapportées à l'Al dans le niveau Paquier et les Posidonienschiefer, les sapropèles de la mer Noire et les shales moyens. 374
- Fig. 149. Diagramme ternaire U - Th - K. A : Niveau Paquier (Albien inférieur), 1. bassin vocontien ; 2. sites de Bavière, Autriche et Italie. B : Jurassique d'Angleterre, 1. Jet Rock, Toarcien inférieur du Yorkshire, faciès "normal" et "confiné" (normal and restricted shale) ; 2. Jet Rock (id.), Schistes bitumieux (Bituminous shales) ; 3. Kimmeridge Clay, Kimméridgien du Dorset, faciès de la zone à Elegans ; 4. Kimmeridge Clay (id.), faciès de la zone à Pectinatus. 376
- Fig. 150. Niveau paquier vocontien : A. Diagramme Epaisseur = f (Uaut). Les échantillons les plus riches en U authigène correspondent aux plus faibles épaisseurs du niveau. B. Diagramme COT = f (Uaut). Il n'y a aucune corrélation entre le Uaut et le COT. 377
- Fig. 151. Serre-Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; Aptien. Log géochimique ; caractérisation de la MO par pyrolyse Rock-Eval. 382
- Fig. 152. Gaubert (Beaudinard) ; Aptien moyen et supérieur. Log géochimique ; caractérisation de la MO par pyrolyse Rock-Eval. 383
- Fig. 153. Pré-guittard (Arnayon) ; Aptien supérieur et Albien inférieur - moyen. Log géochimique ; caractérisation de la MO par pyrolyse Rock-Eval. 384
- Fig. 154 A. Palluel (Moydans) ; sommet de l'Albien moyen - Albien supérieur. Log géochimique ; caractérisation de la MO par pyrolyse Rock-Eval. 385
- Fig. 154 B. Palluel (Moydans) ; Albien supérieur ; Cénomaniens. Log géochimique ; caractérisation de la MO par pyrolyse Rock-Eval. 386
- Fig. 155. Diagramme ternaire des données géochimiques (CaO - Al₂O₃ - 10.COT). A. Aptien supérieur et Albien inférieur - moyen (coupe de Pré-Guittard). B. Albien moyen - base Albien supérieur (coupe de Bert). 387
- Fig. 156. Diagramme ternaire des données géochimiques (CaO - Al₂O₃ - 10.COT). A. Les différents champs correspondant aux classes de sédiments ; B. Les deux flèches correspondent pour l'une à la dilution par le CaO et pour l'autre à l'enrichissement en COT. 387
- Fig. 157. Diagramme IH/COT. Pré-Guittard. 388
- Fig. 158. Diagramme IH/COT. Glaise. 389
- Fig. 159. Diagramme IH/COT. DSDP-IPOD, sites 391 C, 535, 534 A. 390
- Fig. 160. Diagramme IO/IH. Pré-Guittard. Le diamètre des cercles est proportionnel à la teneur en COT. 392
- Fig. 161. Diagramme Tmax/IH. Glaise, le Serre Noir. 394
- Fig. 162. Expression de la maturation de la MO à l'échelle du bassin, sur l'exemple du niveau Paquier. A. diagramme de corrélations IH/Tmax. B. Distribution spatiale des Tmax dans le bassin vocontien. 395
- Fig. 163. Distribution verticale des paramètres de pyrolyse de la MO, au Serre Chaitieu (données de surface) et à Vergons (données de forage). 396

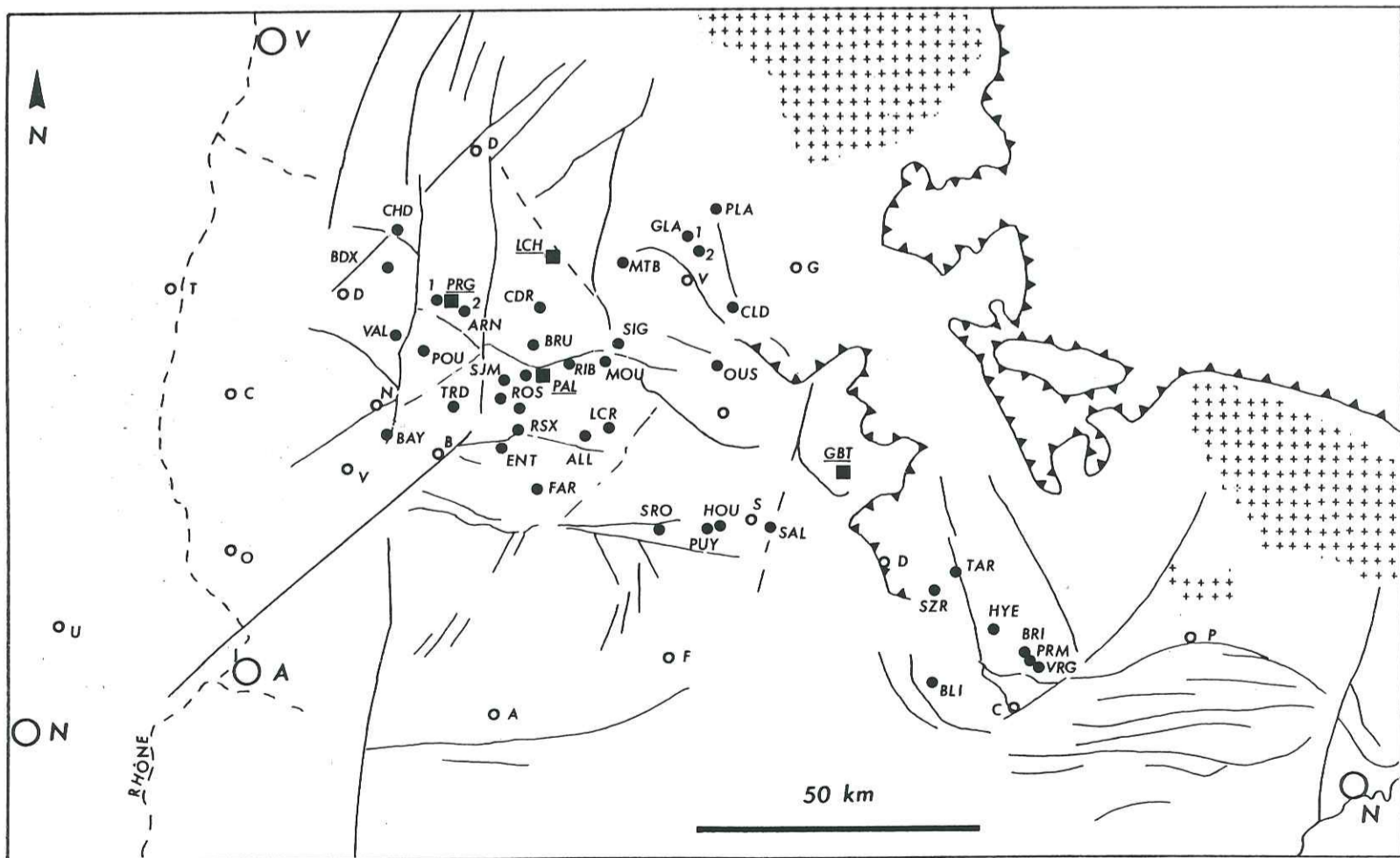
- Fig. 164. Diagramme IH/COT pour le Serre Chaitieu (données de surface) et pour Vergons (données de forage). 396
- Fig. 165. Niveau Goguel. Aptien inférieur terminal. Les Sauzeries. Paramètres de pyrolyse Rock-Eval : COT, IH, IO, Teneur en calcaire. 398
- Fig. 166. Niveau Goguel. Aptien inférieur terminal. A. Saint Jaume ; B. Gaubert. COT, IH, IO, Tmax, CaCO₃, PI (indice de production). 399
- Fig. 167. Niveau Goguel. Aptien inférieur terminal. Diagrammes IO/IH et Tmax/IH. A. Saint-Jaume. B. Glaise 400
- Fig. 168. Niveau Paquier. Albien inférieur. Hyèges, les Ravel. Paramètres de pyrolyse Rock-Eval : COT, IH, IO ; et teneur en calcaire. 401
- Fig. 169. Niveau Paquier. Albien inférieur. Le Coulet. Paramètres de pyrolyse Rock-Eval : COT, IH, IO ; et teneur en calcaire. 402
- Fig. 170. Niveau Paquier. Albien inférieur. Diagrammes Tmax/IH. Salignac (Les Coignets), Glaise, Palluel. 403
- Fig. 171. Niveau Paquier. Albien inférieur. Distribution spatiale du paramètre IH. 403
- Fig. 172. Niveau Fallot. Aptien moyen. Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois). Paramètres de pyrolyse Rock-Eval. COT, IH, IO ; et teneur en calcaire. 404
- Fig. 173. Niveau Jacob. Aptien supérieur élevé. Les Ferriers (Tarendol). Paramètres de pyrolyse Rock-Eval. COT, IH, IO ; et teneurs en calcaire. 405
- Fig. 174. Base de l'Albien inférieur. Palluel (Moydans). Paramètres de pyrolyse Rock-Eval. COT, IH, IO ; teneurs en calcaire. 406
- Fig. 175. Niveau Breistroffer. Albien supérieur terminal (Vraconien). Palluel (Moydans). Paramètres de pyrolyse Rock-Eval. COT, IH, IO ; teneurs en calcaire. 407
- Fig. 176. Aptien supérieur terminal et Albien inférieur. Pré-Guittard. Abondance des dinokystes, spores et pollens (données de AZEMA, inédit). 410
- Fig. 177. Niveau Paquier. Albien inférieur. Palluel (Moydans). Paramètres de pyrolyses (données personnelles). Caractéristiques des palynofaciès selon les données de TRIBOVILLARD & GORIN (1991). 411
- Fig. 178. Modèle d'étagement des bioturbations, indiquant cinq niveaux d'activité. Pour chaque étage, l'importance et le type de bioturbation sont figurés, ainsi qu'une estimation de la proportion par rapport à l'ensemble de la communauté benthique. Selon BROMLEY (1990, fig. 6.18). 416
- Fig. 179. Enregistrement dans la tranche sédimentaire des traces fossiles selon le niveau d'oxygénation. Selon BROMLEY et EKDALE (1984, fig. 2). 422
- Fig. 180. Enregistrement des structures biogènes en fonction d'un taux décroissant d'oxygénation des eaux de fond. Selon SAVRDA et BOTTJER (1994, fig. 3). 422
- Fig. 181. Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; Aptien : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. 438
- Fig. 182. Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; niveau Goguel ; Aptien inférieur : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. 440
- Fig. 183. Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois) ; niveau Fallot ; Aptien moyen : abondance des

- foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. 441
- Fig. 184. Pré-Guittard (Arnayon) ; Aptien supérieur élevé - Albien inférieur et moyen : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. 442
- Fig. 185. Palluel (Moydans) ; Albien moyen élevé et base Albien supérieur : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. 444
- Fig. 186. Palluel (Moydans) ; Albien supérieur élevé (Vraconien) : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. 445
- Fig. 187. Palluel (Moydans) ; Albien moyen élevé et base Albien supérieur (détail de la fig. 185) : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. 446
- Fig. 188. Palluel (Moydans) ; niveau Breistroffer ; Albien supérieur élevé (Vraconien) (détail de la fig. 186) : abondance des foraminifères planctoniques et benthiques, et rapport des benthiques à l'ensemble de la population (B/B+P). Estimations semi-quantitatives. 448
- Fig. 189. Pré-Guittard (Arnayon) ; Aptien supérieur élevé - Albien inférieur et moyen. Les assemblages de foraminifères planctoniques (d'après CARON in BREHERET et al., 1986). 450
- Fig. 190. Distribution des faunes dans la coupe synthétique des Marnes bleues. 1. Ammonites en empreintes ; 2. ammonites pyriteuses ; 3. aucellines ; 4. pectinacées ; 5. inocérames ; 6. échinides. 456
- Fig. 191 Evolution de la composition de l'ammonitifaune dans les Marnes bleues vocontiennes. 472
- Fig. 192. Distribution verticale des ammonites, et composition générique de signification paléogéographique. 474
- Fig. 193. Coupe synthétique de la série pélagique du Crétacé moyen (de l'Hauterivien au Turonien) du bassin vocontien montrant les événements d'accumulation de la matière organique. 480
- Fig. 194. Corrélations des OAE avec la magnétostratigraphie et la biostratigraphie des nannofossiles les calcaires et des Foraminifères planctoniques. Sont mises en parallèle chronostratigraphique les coupes de trois séries européennes : bassin de Basse Saxe (Allemagne), bassin vocontien (France) et bassin d'Ombrie-Marches (Italie), ainsi qu'une coupe du site 463 DSDP du Pacifique, selon ERBA in LARSON et al. (1993). 482
- Fig. 195. Corrélations lithostratigraphiques entre la série d'Ombrie, représentée par le forage de Piobbico (selon Tornaghi et al. 1989) et la série synthétique de l'Aptien-Albien du bassin vocontien. 483
- Fig. 196. Corrélations établies par BRALOWER et al. (1994) entre les épisodes de déficience généralisée en oxygène dissous, les cycles de deuxième ordre et troisième ordre selon Haq. et al. (1988) et la courbe de production totale de croûte océanique selon Larson (1991). 484
- Fig. 197. Le niveau Paquier et son organisation en petites séquences 486
- Fig. 198. Le niveau Paquier. L'horizon α , composé des deux petites séquences PA 12 et PA 13, à l'échelle 1. Caractérisation de la matière organique par pyrolyse Rock-Eval, et teneurs en calcaire. Les différences de composition sont substantielles à l'échelle millimétrique. 488
- Fig. 199. Aspect de l'alternance entre couches noires laminées riches en MO et couches de marnes silteuses et très glauconieuses. Le sommet de la couche noire est envahi par les réseaux de Chondrites

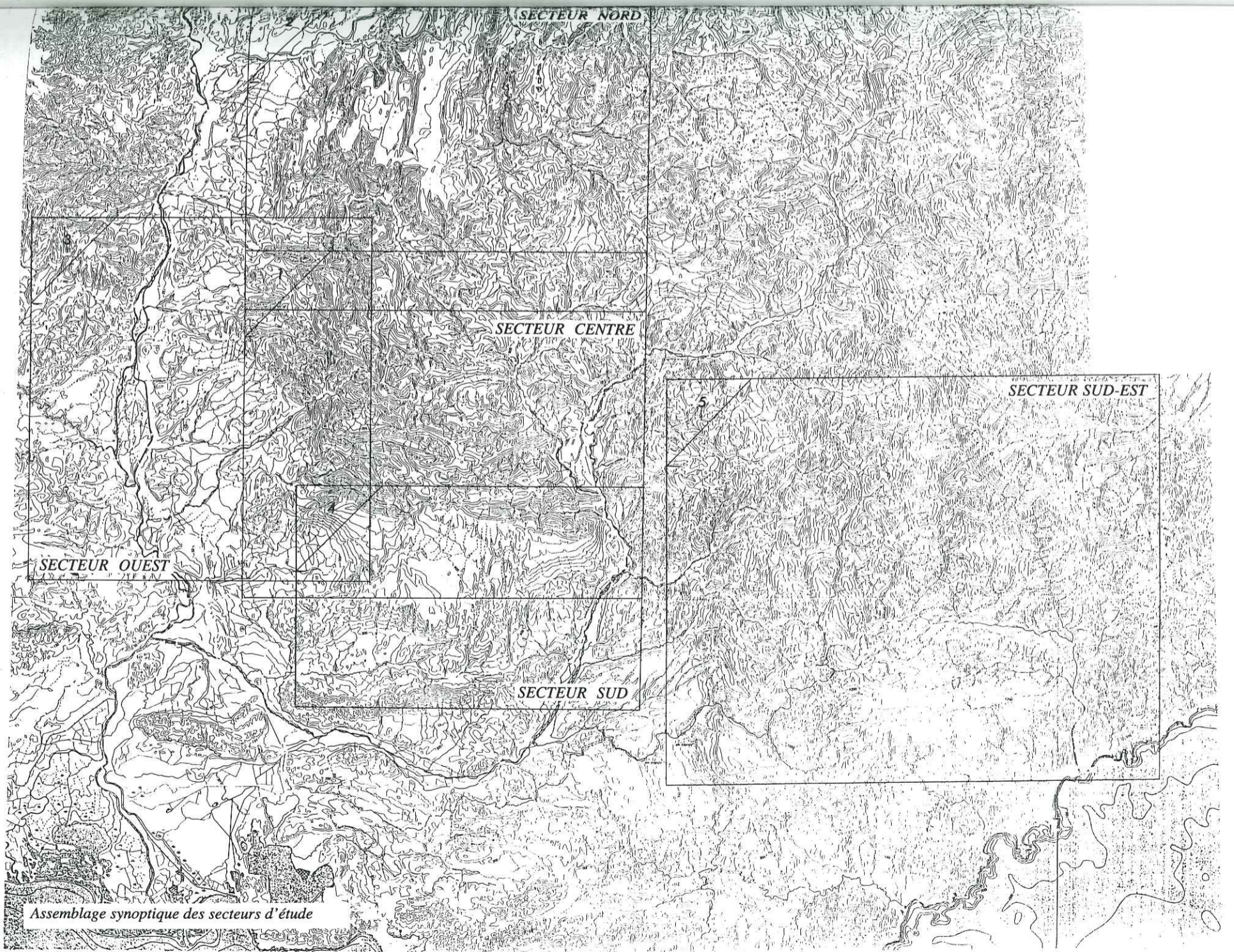
- subséquentement emplis par le matériel glauconieux susjacent. 488
- Fig. 200. Corrélations entre teneur en CO₂ de la francolite et maturation de la matière organique. 496
- Fig. 201. Distribution de deux groupes de francolites dans l'Aptien-Albien du bassin vocontien. (1) CO₂ > 4,5 % ; (2) CO₂ < 3 %. 496
- Fig. 202. Relations $\delta^{13}C/\delta^{18}O$. Les concrétions calcaires des black shales (étoiles) présentent des valeurs de $\delta^{13}C$ très négatives ; elles s'écartent notablement des valeurs pour les marnes et calcaires délités de la série encaissant (points noirs) ; les miches calcaires (cercles) situées sur les horizons calcaires délités sont seulement légèrement plus légers que ces derniers. 504
- Fig. 203. Relations $\delta^{13}C/\delta^{18}O$. Coupe de Serre Chaitieu. Les valeurs des bancs calcaires du Fromaget (carrés noirs) s'écartent de l'ensemble des autres valeurs de l'encaissant marnieux (ronds noirs) et des calcaires délités du Niveau blanc (carrés évidés). D'après BREHERET (1994). 504
- Fig. 204. Position stratigraphique des concrétions barytiques (étoiles noires). 508
- Fig. 205. Bert (Arnayon). Le gisement est en fait composé des deux intervalles 4 et 5, situés de part et d'autre de la discontinuité Δ 8. 510
- Fig. 206. Détail de la discontinuité D 8 de l'Albien moyen. Position des nodules polyminéreaux sous la surface d'arrêt de sédimentation. 511
- Fig. 207. Corrélations entre la coupe de Bert (correspondant à la fig. 205) et la coupe du ravin des Jassines à Palluel, au centre du bassin. La position des nodules barytiques est indiquée par des étoiles noires. 512
- Fig. 208. Nodule barytique septarisé. Sommet des black shales de l'Albien inférieur-moyen. La Folie (près Bruis). Le nodule paraît avoir subi une évolution en deux phases. 514
- Fig. 209. Bert (Arnayon). Profils de quelques paramètres géochimiques qui permettent de caractériser les nodules barytiques et leur encaissant. Pour le sédiment : CaO, TOC (= COT: carbone organique total), P₂O₅, en % ; Ba en ppm ; pour les nodules barytiques : rapport Ba/Al ; $\delta^{34}S$ en ‰ CDT ; $\Delta\delta^{34}S$ exprimant la différence de composition isotopique entre le coeur et le cortex des nodules. 516
- Fig. 210. Diagramme triangulaire pour les données de SiO₂, Al₂O₃ et CaO (encaissant des nodules barytiques de l'Albien moyen de Bert, Arnayon). 517
- Fig. 211. Diagramme de corrélation entre SiO₂ et Al₂O₃ (encaissant des nodules barytiques de l'Albien moyen de Bert, Arnayon). 517
- Fig. 212. Diagramme de corrélation entre Ba et Al/Al + Fe + Mn (encaissant des nodules barytiques de l'Albien moyen de Bert, Arnayon). 518
- Fig. 213. Diagramme de corrélation entre uranium et thorium. 518
- Fig. 214. Diagramme de corrélation entre thorium et baryum (encaissant des nodules barytiques de l'Albien moyen de Bert, Arnayon). 518
- Fig. 215. Composition isotopique des concrétions barytiques de divers intervalles des Marnes bleues (moyenne $\delta^{34}S$ des échantillons pour chaque horizon). A droite : tendance isotopique $\Delta\delta^{34}S$ 522
- Fig. 216. Zonation diagénétique sous l'interface eau marine-sédiment, dans le cas où les eaux de fond sont normalement oxygénées. Distribution des teneurs en oxygène dissous, en SO₄²⁻, en CH₄ et en Ba. Le rapport isotopique $\delta^{34}S$ des sulfates est indiqué. D'après BRUMSACK (1986) et CURTIS (1987). 523

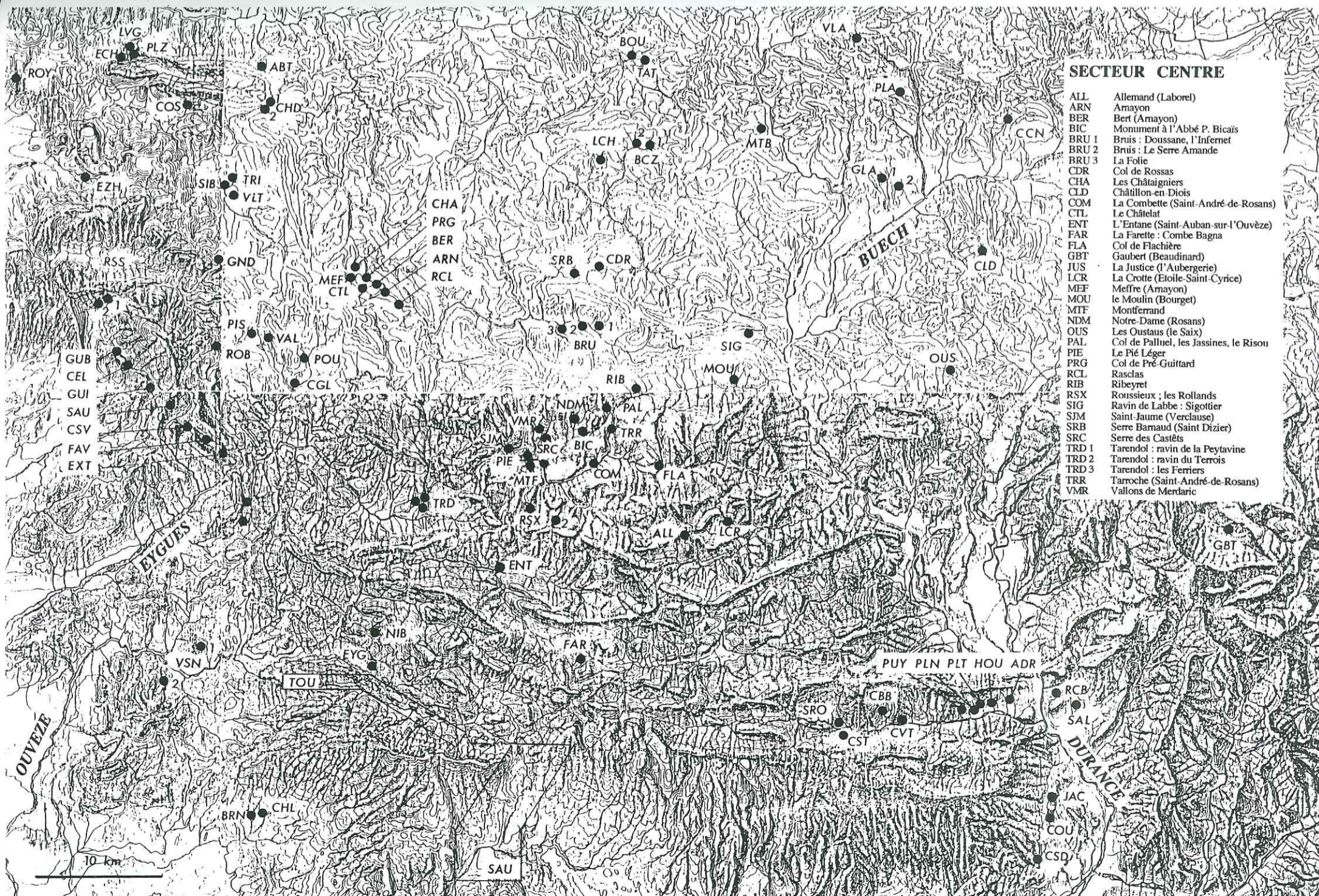
TABLEAUX

<i>Tabl. 1. Légendes des figures.</i>	11
<i>Tabl. 2. Symboles des figures.</i>	12
<i>Tabl. 3. Biostratigraphie de l'Aptien.</i>	21
<i>Tabl. 4. Biostratigraphie de l'Aptien supérieur - Albien inférieur-moyen.</i>	29
<i>Tabl. 5. Biostratigraphie de l'Albien.</i>	40
<i>Tabl. 6. Termes relatifs au degré d'oxygénation du milieu et au régime des organismes.</i>	337
<i>Tabl. 7. Comparaison des conditions de gisement des ammonites pyriteuses et des coquilles aragonitiques</i>	470



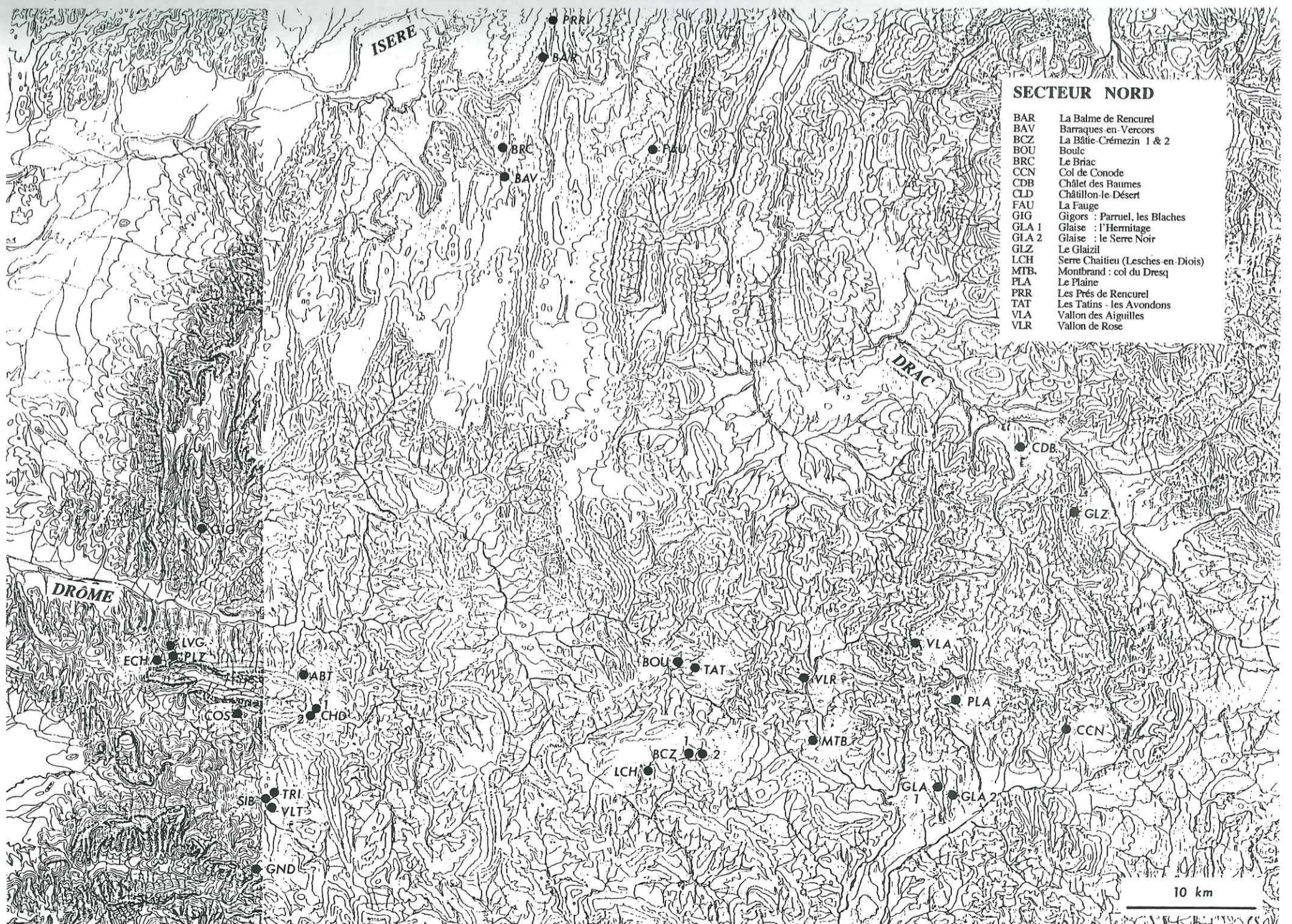
- | | | |
|-----|--|--|
| ALL | Allemand | (Laborel) |
| ARN | Arnayon : | 1. Châtaigniers, Châtelat, Meffre
2. Bert, col de Pertie, Rasclan |
| BAY | Les Bayles | (Châteauneuf-de-Bordette) |
| BDX | Bourdeaux : | Le Bas Chaudoul, la Tuilière |
| BLI | Blieux : | (Saint-André-les-Alpes) |
| BRI | Les Briers | Doussane, Serre Armande, La Folie |
| BRU | Brus : | Col de Rossas (Saint-Dizier) : Serre Barnaud, |
| CDR | | Ravin de Malapatte Saint-Dizier |
| CHD | Châteauneuf-en-Diois | |
| CLD | Châtillon-le-Désert (Châteauneuf-d'Oze) | |
| ENT | L'Entane | (Saint-Auban-sur-Ouvèze) |
| FAR | La Farette : | Combe Bagna |
| FLA | Col de Flachière | |
| GBT | Gaubert | (Beaudinard) |
| GLA | Glaise : | L'Ermitage, Serre Noir |
| HOU | Houlettes | (Sisteron) |
| HYE | Hyèges : | Ravel |
| LCH | Lesches-en-Diois : | Serre Chaitieu |
| LCR | La Crotte | (Etoile-le-Château) |
| MOU | Le Moulin : | Bourget (Montclus) |
| MTB | Montbrand : | col du Dresq |
| OUS | Les Oustaus | (le Saix) |
| PAL | Col de Palluel : | ravin de Jassines,
le Risou, Bicaïs |
| PIE | Le Pié Léger | |
| PLA | Le Plaine : | Haute Luce (Cluse) |
| POU | Le Pouet ; Champignol (Saint-Ferréol) | |
| PRG | Col de Pré-Guittard (Arnayon) | |
| FRM | Pra Mouton ; Ravin de Séresc (Angles) | |
| PUY | Le Puy (Bévons) | |
| RIB | Ribeyrel | |
| ROS | Rosans : | Justice ; Merdaric ;
Serre des Castéts ; Notre Dame ;
la Baume ; la Combette ;
la Condamine ; Luzerne |
| RSX | Roussieux : | les Rolland |
| SAL | Salignac : | les Coignets ; Sausette |
| SIG | Sigottier | |
| SJM | Saint-Jaume | (Verclause) |
| SRO | Sous-les-Roches (Saint-Vincent-sur-Jabron) | |
| SZR | Les Sauzeries : | ravin de Pétignon |
| TAR | Tartonne : | les Faisses, le Champ de Nasse,
Chênebuis, les Vallons |
| TRD | Tarendol (Bellecombe) : | ravin du Terrois ;
ravin de Peytavine ; les Ferriers, |
| VAL | Valouse : | le Vigier, ravin du Pissourier |
| VRG | Vergons : | le Pra Belon |

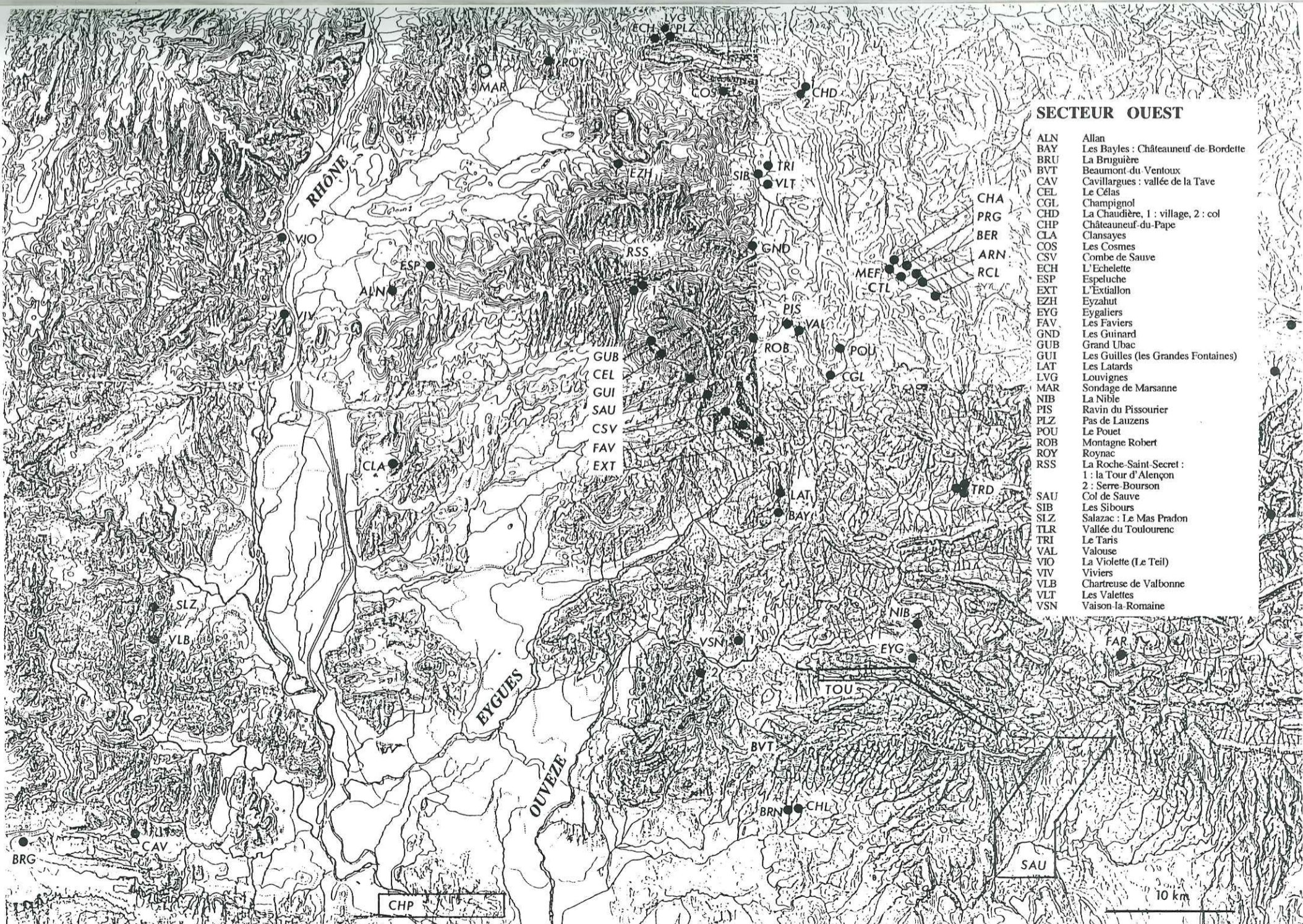




SECTEUR CENTRE

- ALL Allemand (Labrel)
- ARN Amayon
- BER Bert (Amayon)
- BIC Monument à l'Abbé P. Bicaïs
- BRU 1 Bruis : Doussane, l'Infernet
- BRU 2 Bruis : Le Serre Amande
- BRU 3 La Folie
- CDR Col de Rossas
- CHA Les Châtaigniers
- CLD Châtillon-en-Diois
- COM La Combette (Saint-André-de-Rosans)
- CTL Le Châtelat
- ENT L'Entane (Saint-Auban-sur-l'Ouvèze)
- FAR La Farette : Combe Bagna
- FLA Col de Flachière
- GBT Gaubert (Beaudinard)
- JUS La Justice (l'Aubergerie)
- LCR La Crotte (Etoile-Saint-Cyrice)
- MEF Meffre (Amayon)
- MOU le Moulin (Bourget)
- MTF Montferand
- NDM Notre-Dame (Rosans)
- OUS Les Oustaus (le Saix)
- PAL Col de Palluel, les Jassines, le Risou
- PIE Le Pié Léger
- PRG Col de Pré-Guittard
- RCL Rasclas
- RIB Ribeyret
- RSX Roussieux : les Rollands
- SIG Ravin de Labbe : Sigotier
- SIM Saint-Jaume (Verclause)
- SRB Serre Barnaud (Saint-Dizier)
- SRC Serre des Castets
- TRD 1 Tarendol : ravin de la Peytavine
- TRD 2 Tarendol : ravin du Terrois
- TRD 3 Tarendol : les Ferriers
- TRR Tarroche (Saint-André-de-Rosans)
- VMR Vallons de Merdaric

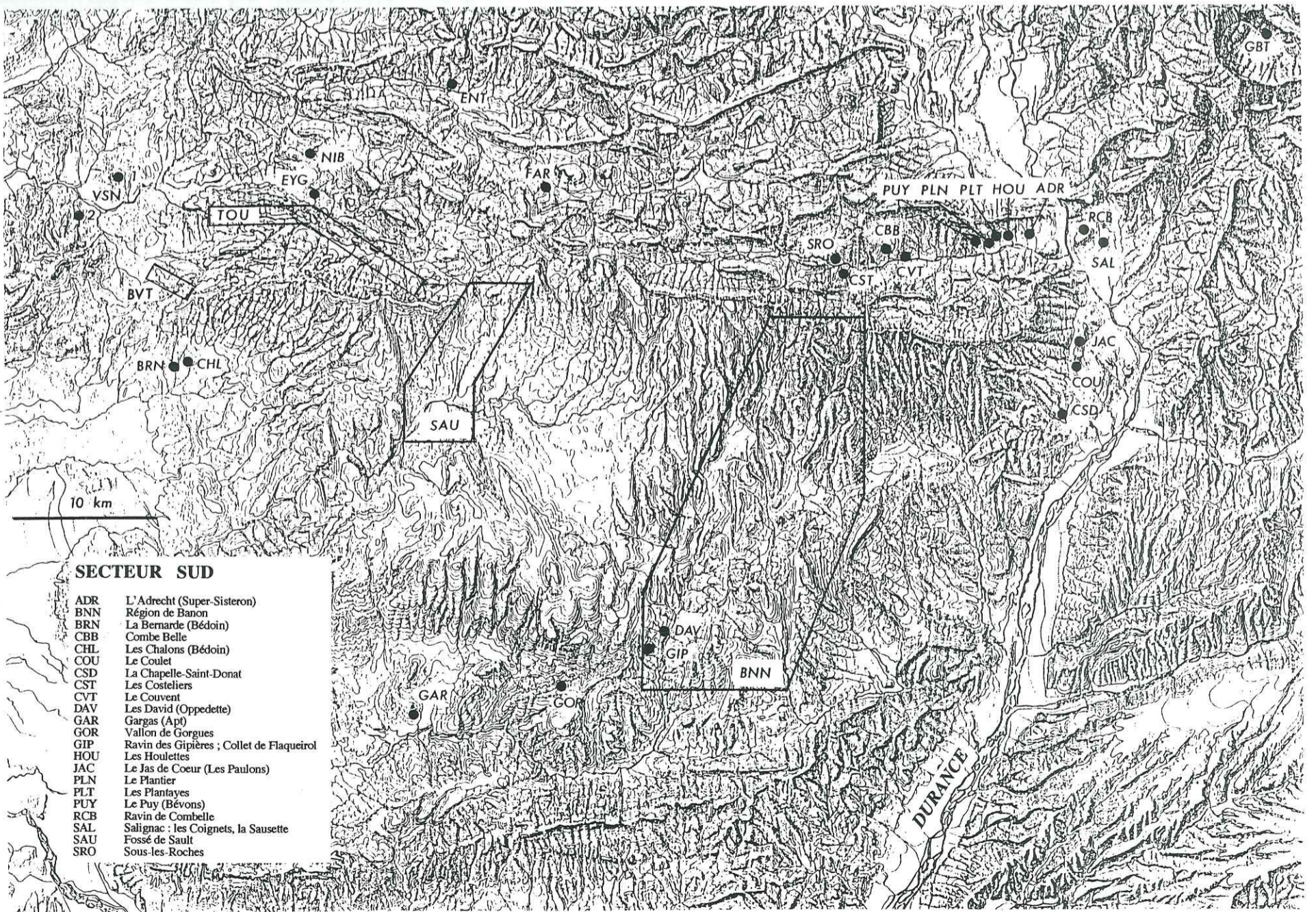




SECTEUR OUEST

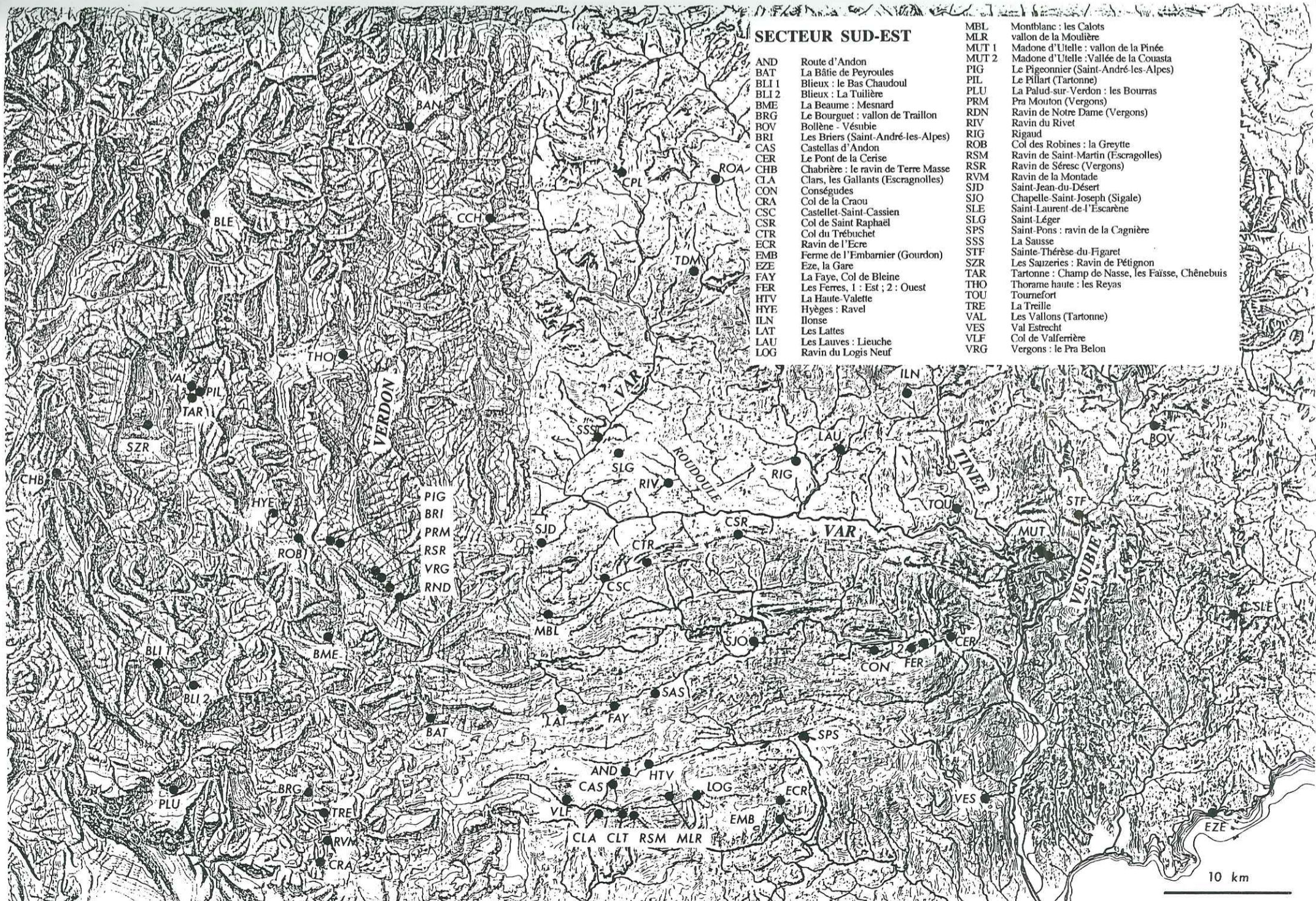
- ALN Allan
- BAY Les Bayles : Châteauf de Bordette
- BRU La Bruguière
- BVT Beaumont-du Ventoux
- CAV Cavillargues : vallée de la Tave
- CEL Le Célas
- CGL Champignol
- CHD La Chaudière, 1 : village, 2 : col
- CHP Châteauf-du-Pape
- CLA Clansayes
- COS Les Cosmes
- CSV Combe de Sauve
- ECH L'Echelette
- ESP Espeluche
- EXT L'Extallon
- EZH Eyzahut
- EYG Eygaliers
- FAV Les Faviars
- GND Les Guinard
- GUB Grand Ubac
- GUI Les Guilles (les Grandes Fontaines)
- LAT Les Latards
- LVG Louvignes
- MAR Sondage de Marsanne
- NIB La Nible
- PIS Ravin du Pissourier
- PLZ Pas de Lauzens
- POU Le Pouet
- ROB Montagne Robert
- ROY Roynac
- RSS La Roche-Saint-Secret :
1 : la Tour d'Alençon
2 : Serre-Bourson
- SAU Col de Sauve
- SIB Les Sibours
- SLZ Salzac : Le Mas Pradon
- TLR Vallée du Toulourenc
- TRI Le Taris
- VAL Valouse
- VIO La Violette (Le Teil)
- VIV Viviers
- VLB Chartreuse de Valbonne
- VLT Les Valettes
- VSN Vaison-la-Romaine

10 km



SECTEUR SUD

- ADR L' Adrecht (Super-Sisteron)
- BNN Région de Banon
- BRN La Bernarde (Bédoin)
- CBB Combe Belle
- CHL Les Chalons (Bédoin)
- COU Le Coulet
- CSD La Chapelle-Saint-Donat
- CST Les Costeliers
- CVT Le Couvent
- DAV Les David (Oppédette)
- GAR Gargas (Apt)
- GOR Vallon de Gorgues
- GIP Ravin des Gipières ; Collet de Flaqueirol
- HOU Les Houlettes
- JAC Le Jas de Coeur (Les Paulons)
- PLN Le Plantier
- PLT Les Plantayes
- PUY Le Puy (Bévons)
- RCB Ravin de Combelle
- SAL Salignac : les Coignets, la Sausette
- SAU Fossé de Sault
- SRO Sous-les-Roches



SECTEUR SUD-EST

AND Route d'Andon
 BAT La Bâtie de Peyroules
 BLI 1 Blioux : le Bas Chaudoul
 BLI 2 Blioux : La Tuilière
 BME La Beaume : Mesnard
 BRG Le Bourguet : valon de Traillon
 BOV Bollène - Vésubie
 BRI Les Briers (Saint-André-les-Alpes)
 CAS Castellans d'Andon
 CER Le Pont de la Cerise
 CHB Chabrière : le ravin de Terre Masse
 CLA Clars, les Gallants (Escagnolles)
 CON Conségudes
 CRA Col de la Craou
 CSC Castellet Saint-Cassien
 CSR Col de Saint Raphaël
 CTR Col du Trébuchet
 ECR Ravin de l'Ecre
 EMB Ferme de l'Embarnier (Gourdon)
 EZE Eze, la Gare
 FAY La Faye, Col de Bleine
 FER Les Ferres, 1 : Est ; 2 : Ouest
 HTV La Haute-Valette
 HYE Hyèges : Ravel
 ILN Ilonse
 LAT Les Lattes
 LAU Les Lauves : Lieuche
 LOG Ravin du Logis Neuf

MBL Montblanc : les Calots
 MLR vallon de la Moulière
 MUT 1 Madone d'Utelle : vallon de la Pinée
 MUT 2 Madone d'Utelle : Vallée de la Couasta
 PIG Le Pigeonnier (Saint-André-les-Alpes)
 PIL Le Pillart (Tartonne)
 PLU La Palud-sur-Verdon : les Bourras
 PRM Pra Mouton (Vergons)
 RDN Ravin de Notre Dame (Vergons)
 RIV Ravin du Rivet
 RIG Rigaud
 ROB Col des Robines : la Greytte
 RSM Ravin de Saint-Martin (Escragolles)
 RSR Ravin de Séresc (Vergons)
 RVM Ravin de la Montade
 SJD Saint-Jean-du-Désert
 SJO Chapelle-Saint-Joseph (Sigale)
 SLE Saint-Laurent-de-l'Escarbène
 SLG Saint-Léger
 SPS Saint-Pons : ravin de la Cagnière
 SSS La Sausse
 STF Sainte-Thérèse-du-Figaret
 SZR Les Saurzeres : Ravin de Pétignon
 TAR Tartonne : Champ de Nasse, les Faisse, Chênebuis
 THO Thorame haute : les Reyas
 TOU Tournefort
 TRE La Treille
 VAL Les Vallons (Tartonne)
 VES Val Estrecht
 VLF Col de Valferrière
 VRG Vergons : le Pra Belon

10 km

COUPES ET AFFLEUREMENTS ETUDIÉS

dénomination coupes	symbole	carte	c. Lambert zone III			altitude	Fig. n°
			X	Y	Z		
			km	km	m		
Abbadie, l' (Oppedette)	ABB	3241 Ouest Sault-de-V.	862,48	3188,75	500		
Adrecht de Sisteron, l' (Super-Sisteron)	ADR	3340 Ouest Sisteron	886,84	3215,78	550	96, 98	
Alençon, tour d' (Roche-Saint-Secret)	RSS 1	3038 Est Montélimar	814,10	3247,35	390	65, 77	
Allan	ALN	3038 Ouest Montélimar	795,85	3246,15	200	159	
Allemand (Laborel)	ALL	3239 Est Serres	859,83	3227,60	970		
Allos : Banivol	BAN	3540 Ouest Allos	941,95	3225,85	1540		
Amande, Serre (Bruis)	BRU 2	3238 Ouest Luc-en-D.	P 852,48	3245,50	730	35, 37	
Andon, route d' (Andon)	AND	3542 Est Castellane	957,80	3273,60	1200		
Arnayon	ARN	3138 Est Dieulefit	P 836,90	3248,34	810	44, 46, 47	
Arnayon : Bert	BER	3138 Est Dieulefit	836,49	3248,42	850	42, 43, 44, 205 206, 207, 209	
Arnayon : le Châtelat	CTL	3138 Est Dieulefit	1 834,78 2 834,88	3249,18 3248,95	950 1030	44, 46, 47, 125	
Arnayon : col de la Pertie	PER	3138 Dieulefit	P 835,29	3246,92	950		
Aubergerie, l' la Justice (Rosans)	JUS	3239 Ouest Serres	848,64	3234,14	580		
Auberts, les (Chastel-Arnaud)	ABT	3137 Ouest Die	826,08	3266,65	620		
Avondons, les ; Tatins (Boulc)	TAT	3237 Est Mens	858,26	3266,10	1090	51	
Bagna, Combe La Farette (Villefranche Le-Château)	FAR	3240 Ouest Séderon	851,94	3218,13	920	39	

Banivol (Allos)	BAN	3540 Ouest Allos	941,95	3225,85	1540	
Bas Chaudoul, le (Blieux)	BLI 1	3442 Est Moustiers-Ste-M.	922,60	3183,10	1010	45
Bâtie-Crémezin : Le Sablon	BCZ	3237 Est 1 Luc-en-D.	857,63	3260,10	960	52
Bâtie-Crémezin : les Garennes	BCZ	3237 Est 2 Luc-en-D.	858,40	3259,60	950	52
Baume, la : Mesnard	BME	3542 Ouest P Castellane	935,51	3185,11	1040	
Bayles, les (Châteauneuf-de-Bor- dette)	BAY	3139 Ouest Nyons	825,65	3229,48	500	75, 76, 77
Beaudinard : Gaubert	GBT	3439 Ouest Seyne	903,69	3229,33	1080	5, 22, 137, 152
Beaume, la (Saint-André-de Rosans)	BAU	3239 Ouest Serres	854,18	3236,45	850	
Bédoin : les Bernardes	BRN	3140 Ouest Vaison-la-Romaine	826,1	3208,30	370	85
Bédoin : les Chalons	CHL	3140 Ouest Vaison-la-Romaine	826,65	3208,30	390	85
Belle, Combe (Le Couvent ; Noyers-sur-Jabron)	CBB	3340 Ouest Sisteron	874,68	3215,24	1010	97
Bernardes, les (Bédoin)	BRN	3140 Ouest Vaison-la-R.	826,10	3208,30	370	85
Bert (Armayon)	BER	3138 Est Dieulefit	836,49	3248,42	850	42, 43, 44, 206, 206, 207, 209
Bicaïs, Monument (Saint-André-de- Rosans)	BIC	3239 Ouest Serres	852,50	3236,85	700	
Bidousse, la (Carniol)	BID	3241 Ouest Sault-de-V.	861, 85	3191,33	620	
Blieux : Le Bas Chaudoul	BLI 1	3442 Est Moustiers-Ste-M.	922,60	3183,10	1010	45
Blieux : La Tuilière	BLI 2	3442 Est Moustiers-Ste-M.	924,80	3180,75	960	
Boule : Les Avondons, les Tatins	TAT	3237 Est Mens	858,26	3266,10	1090	51
Bourget, le ; le Moulin (Montclus)	MOU	3239 Est Serres	863,55	3240,43	770	

Bourguet, Le : Vallon de Traillon	BRG	3542 Ouest Castellane	935,03	3173,45	930	105, 106
Bourras, les (La Palud-sur-Verdon)	PLU	3442 Est Moustiers-Ste-M.	924,20	3172,75	860	
Bourson, Serre (Roche-Saint-Secret)	RSS 2	3038 Est Montélimar	813,00	3247,40	390	
Briers, les (St-André-les-Alpes)	BRI	3541 Ouest Entrevaux	936,50	3192,25	980	29, 99
Bruis : Doussane	BRU 1	3238 Ouest Luc-en-D.	853,70	3245,38	750	
Bruis : Serre Amande	BRU 2	3238 Ouest (P) Luc-en-D.	852,48	3245,50	730	35, 37
Bruis : la Folie	BRU 3	3238 Ouest Luc-en-D.	851,19	3245,19	730	39, 41, 44, 46, 64, 125
Cagnière, Ravin de la (Saint-Pons)	SPS	3642 Ouest Roquestéron	974,05	3176,75	1000	112
Calots, les (Montblanc)	MBL	3542 Est Castellane	953,70	3185,7	268	
Castellas d'Andon, le (Andon)	CAS	3542 Est Castellane	957,90	3172,75	1130	
Célas, le (Le Pègue)	CEL	3139 Ouest Nyons	816,70	3242,38	500	66, 67
Cerise, pont de la	CER	3642 Est Roquestéron	985,00	3184,00	300	
Chabrières : Ravin de Terre Masse	CHB	3441 Ouest Digne	914,05	3199,05	750	104
Chaitieu, Serre (Lesches-en-Diois)	LCH	3238 Ouest 1 Luc-en-D. 2	853,83 853,88	3259,33 3259,49	1020 1050	2, 3, 4, 22, 136, 151, 172, 181, 182, 183
Chalons, ferme des (Bédoin)	CHL	3140 Ouest Vaison-la-R.	826,65	3208,30	390	85
Champignole (Saint-Féréol-Trente-Pas)	CGL	3139 Est Nyons	829,50	3240,75	435	
Champ de Nasse (Tartonne)	TAR	3441 Est 1	925,05	203,71	950	
Champs, col des (Colmars)	CCH	3540 Ouest Allos	949,40	216,26	1910	
Chapelle-Saint-Donat (Châteauneuf-Val- Saint-Donat)	CSD	3341 Est Forcalquier	888,90	3202,00	490	

Chapelle Saint Quénin (Châteauneuf-de-Bordette)	CSQ	3139 Ouest Nyons		824,90	3229,20	450	74	
Châtaigners (Gumiane)	CHA	3138 Est Dieulefit		834,52	3249,80	830	13	
Châteauneuf-de-Bordette : les Bayles	BAY	3139 Ouest Nyons		825,65	3229,48	500	75, 76, 77	
Châteauneuf-de-Bordette : les Latards	LAT	3139 Ouest Nyons		826,13	3231,85	425		
Châteauneuf-de-Bordette : Chapelle Saint Quénin	CSQ	3139 Ouest Nyons		824,90	3229,20	450	74	
Châtelat, le (Armayon)	CTL	3138 Est Dieulefit	1 2	834,78 834,88	3249,18 3248,95	950 1030	44, 46, 47, 125	
Châtillon-le-Désert (Châteauneuf-d'Oze)	CLD	3338 Ouest Gap		883,88	3251,58	1270		
Chaudière, col de la (La Chaudière)	CHD 1	3138 Ouest Dieulefit	1 2	827,41 827,24	3262,46 3262,85	980 1050	23, 60	
Chaudière, la (La Chaudière)	CHD 2	3138 Ouest Dieulefit		828,18	3263,10	860	20, 64	
Chênebuis (Tartonne)	TAR	3441 Est Digne	P	925,45	203,25	1030		
Clansayes	CLN	3039 Ouest Valréas	1 2	796,15 796,50	3233,65 3233,65	110 170	63 63	
Clars, Les Gallants (Escragnolles)	CLA	3543 Est Fayence		955,50	3169,95	1060	108, 109	
Coignets, les (Salignac)	SAL	3340 Est Sisteron	1 2 P	891,50 892,10 892,09	3215,70 3214,70 3214,99	590 550 545	36, 92, 97	
Colette, la (Escragnolles)	CLT	3543 Est Fayence		958,85	3168,70	1042	109	
Combe Bagna - La Farette (Villefranche Le-Château)	FAR	3240 Ouest Séderon		851,94	3218,13	920	34, 39	
Combe Belle (Le Couvent ; Noyers-sur-Jabron)	CBB	3340 Ouest Sisteron		874,68	3215,24	1010	97	
Combe de Sauve (Venterol)	CSV	3139 Ouest Nyons		821,25	3237,78	550	69, 70, 71, 77, 82	
Combe Lambert (Angles)	CLB	3541 Ouest Entrevaux		937,90	3191,50	940	100	
Combelle, ravin de (Sisteron)	RCM	3340 Est Sisteron	1 P	890,38 890,38	3215,73 3215,85	530 590	91, 97	

Combette, la (Saint-André-de- Rosans)	COM	3239 Ouest Serres	1 2	853,43 853,60	3234,24 3234,37	655 650	27	
Conségudes	CON	3642 Est Roquestéron		978,80	3182,10	620	113	
Cosmes, les (Francillon-s-Roubion)	COS	3138 Ouest Dieulefit		820,00	3263,00	450	58, 59	
Costeliers, les	CST	3240 Est Séderon		872,50	3212,60	680	97	
Couasta, vallon de la (Madone d'Utelle)	MUT 1	3742 Ouest Menton-Nice		993,00	3190,60	1040	119	
Coulet, le (Châteauneuf-Val- Saint-Donat)	COU	3341 Est Forcalquier	P	890,10	3204,70	530	90, 142, 169	
Coulets, les (Salignac)	SAL	3340 Est Sisteron		892,10	3213,63	550	97	
Couvent, le (L'Ubac) (Noyers-sur-Jabron)	CVT	3340 Ouest Sisteron		876,81	3213,59	625	97	
Craou, col de la (Comps-sur-Artuby)	CRA	3543 Ouest Fayence		935,70	3166,70	780		
Crotte, la (Etoile-Saint-Cyrice)	LCR	3239 Est Serres	J P	863,53 863,33	3229,41 3229,80	760 800	26	
David, les (Oppedette)	DAV	3241 Ouest Sault-de-V.		861,15	3187,90	570		
Doussane (Bruis)	BRU 1	3238 Ouest Luc-en-D.		853,70	3245,38	750	26	
Dresq, col du (Montbrand)	MTB	3238 Est Luc-en-D.	P	866,80	3260,60	1030		
Echelette, l' (Pas-de-Lauzens)	ECH	3137 Ouest Die		815,85	3266,73	470		
Entane, l' (Saint-Auban-sur- l'Ouvèze)	ENT	3239 Ouest Serres		845,59	3225,88	600		
Ermitage, l' (Glaise)	GLA 1	3338 Ouest Gap		876,35	3257,90	1130	16	
Escragnolles : La Colette	CLT	3543 Est Fayence		958,05	3168,70	1042	109	
Escragnolles : les Gallants ; Clars	CLA	3543 Est Fayence		955,50	3169,95	1060	108, 109	
Espeluche (Fihaurie)	ESP	3038 Ouest Montélimar		799,00	3248,30	220		

Extiallon, l' (Aubres)	EXT	3139 Ouest Nyons	823,90	3235,53	380	73, 77
Eygaliens	EYG	3140 Est 1 Vaison-la-R. P	834,90 835,14	3219,52 3219,44	410 395	83
Eyzahut	EYZ	3038 Est Montélimar	812,65	255,90	380	
Faïsses, les (Tartonne)	TAR	3441 Est 2 Digne	925,45	202,75	1130	
Farette, la : Combe Bagna (Villefranche-le-Château)	FAR	3240 Ouest Séderon	851,94	3218,13	920	39
Faviers, les (Aubres)	FAV	3139 Ouest Nyons	823,10	3236,02	460	72, 77
Ferres, les (1 & 2) (Les Ferres)	FER	3642 Est 1 Roquestéron 2	982,60 982,35	3182,50 3182,50	600 600	114, 115
Ferriers, les (Tarendol)	TRD 3	3139 Est Nyons	839,95	3232,15	650	24, 26
Flachière, col de la (Montjay)	FLA	3239 Ouest Serres	857,79	3233,58	820	
Folie, la (Bruis)	BRU 3	3238 Ouest Luc-en-D.	851,19	3245,19	730	39, 41, 44, 46, 125
Fournets, les (Saint-Féréol-Trente-Pas)	FOU	3139 Est Nyons	830,53	3241,88	530	
Gallants, les ; Clars (Escragnoles)	CLA	3543 Est Fayence	955,50	3169,95	1060	108, 109
Garenes, les (Batie-Crémezin)	BCZ	3237 Est Luc-en-D.	858,40	3259,60	950	52
Gargas (Gargas ; Apt)	GAR	3142 Est Cavaillon	843,35	3181,85	270	86
Gaubert (Beaudinard)	GBT	3439 Ouest Seyne	903,69	3229,33	1080	5, 22, 137, 152
Gigors : les Marnes ; Paruel	GIG	3137 Ouest 1 Die 2	818,73 818,79	3280,14 3279,59	430 550	53
Gipières, ravin des (Collet de Flaqueirol ; Oppedette)	GIP	3241 Ouest Sault-de-V.	858,40	3185,60	550	
Glaise : le Serre Noir	GLA 2	3338 Ouest Gap	877,60	3257,54	1100	28
Glaise : l'Ermitage	GLA 1	3338 Ouest Gap	876,35	3257,90	1130	16

Glaizil (Mont Pellegrin)	GLZ	3337 Est Saint-Bonnet	887,25	3279,30	1650	
Gorgues. Carr. ocre (Rustrel)	GOR	3242 Ouest Reillanne	853,70	3184,20	380	87
Grand Ubac, le (Béconne)	GUB	3139 Ouest Nyons	816,53	3243,00	500	66, 77
Grandes Fontaines, les Guilles (Rousset-les-V.)	GUI	3139 Ouest Nyons	818,60	3240,63	560	68, 77, 82
Greytte, la Col des Robines (St-André-les-Alpes)	ROB	3541 Ouest Entrevaux	933,39	3192,77	995	
Les Guilles : Les Grandes Fontaines (Rousset-les-V.)	GUI	3139 Ouest Nyons	818,60	3240,63	560	68, 77, 82
Haute Luce : le Plaine (La Cluse)	PLA	3338 Ouest Gap	878,05	3263,78	1460	44
Haute Vallette, la (Andon)	HTV	3642 Ouest Roquestéron	962,40	3174,60	1100	111
Hyèges : Ravel	HYE	3441 Est Digne	931,30	3194,85	970	33, 34, 45, 142 168, 198
Houlettes, les (Super-Sisteron)	HOU	3340 Ouest Sisteron	885,63	3215,77	640	93, 97, 98
Ilonse (Ilonse)	ILN	3641 Puget-Théniers	981,50	3203,00	1070	118
Jas de Coeur, le (les Paulons)	JAC	3341 Est Forcalquier	889,48	3206,28	590	89, 98, 199
Justice, la (l'Aubergerie ; Rosans)	JUS	3239 Ouest Serres	848,64	3234,14	580	
Labes, ravin de (Sigottier)	SIG	3239 Est P Serres	865,80	3244,45	920	
Laborel : Allemand	ALL	3239 Est Serres	859,83	227,60	970	
Lachau (Saint-André-de- Rosans)	LAU	3239 Ouest Serres	853,70	3234,37	655	
Lambert, combe (Angles)	CLB	3541 Ouest Entrevaux	937,90	3191,50	940	100
Latards, les (Châteauneuf-de-Bor- dette)	LAT	3139 Ouest Nyons	826,13	3231,85	425	
Lauzens, Pas de (Saou)	PLZ	3137 Ouest Die	816,54	3267,25	355	57, 64

Le Pouet (Saint-Féréol-Trente-Pas)	POU	3139 Est Nyons		830,41	3241,48	510	47, 80, 81, 82						
Lesches-en-Diois : Serre Chaitieu	LCH	3238 Ouest Luc-en-D.	1 2	853,83 853,88	3259,33 3259,49	1020 1050	2, 3, 4, 22, 136, 151, 172, 181, 182, 183						
Louvignes (Pas-de-Lauzens ; Saou)	LVG	3137 Ouest Die		816,89	3267,81	380	57						
Luzerne (Saint-André-de- Rosans)	LUZ	3239 Ouest Serres		851,00	3236,75	675							
Madone d'Utelle : Vallon de la Couasta	MUT 1	3742 Ouest Menton-Nice		993,00	3190,60	1040	119						
Madone d'Utelle : Vallon de la Pinée	MUT 2	3742 Ouest Menton-Nice		992,75	3191,05	1040	119						
Marnes, les ; Paruel (Gigors)	GIG	3137 Ouest Die	1 2	818,73 818,79	3280,14 3279,59	430 550							
Mas Pradon (Salazac)	SLZ	2940 Est Pont-St-Esprit		777,10	3220,65	160	56						
Mas de Soullans (St-Laurent-la-Vernède)	SLV	2490 Ouest Pont-St-Esprit		772,40	3203,85	180							
Meffre (Arnayon)	MEF	3138 Est Dieulefit	1 P	834,35 834,46	3248,84 3249,19	880 875							
Merdaric, vallons de (Rosans)	VMR	3239 Ouest Serres	1 P	848,95 848,83	3236,55 3236,38	605 595	26, 34						
Mesnard (La Baume)	BME	3542 Ouest Castellane	P	935,51	3185,11	1040							
Mont Pellegrin (Le Glaizil)	GLZ	3337 Est Saint-Bonnet		887,25	3279,30	1650							
Montagne Robert (Teyssières)	TEY	3139 Ouest Nyons		823,71	3243,10	670	79, 82						
Montblanc : les Calots	MBL	3542 Est Castellane		953,70	3185,70	1060							
Montbrand : col du Dresq	MTB	3238 Est Luc-en-Diois		866,75	3260,50	1030							
Montferrand	MTF	3239 Ouest Serres	P	848,00	3234,39	555							
Monument Bicaïs (Saint-André-de- Rosans)	BIC	3239 Ouest Serres		852,50	3236,85	700							
Moulin, le : le Bourget (L'Épine)	MOU	3239 Est Serres		863,55	3240,43	770							
Moulin, le : Grand Terrus (L'Épine)	MOU	3239 Est Serres		862,67	3241,10	880	25, 26						
Nible, la (Buis-les-Baronnies)	NIB	3140 Est Vaison-la-R.		836,13	3221,48	570	84						
Noir, le Serre (Glaise)	GLA 2	3338 Ouest Gap		877,60	3257,54	1100	28						
Notre-Dame, ravin de (Vergons)	RND	3542 Ouest Castellane		942,13	3188,20	1090	43						
Notre Dame (Saint-André-de- Rosans)	NDM	3239 Ouest Serres		851,91	3237,20	660	26						
Oustaus, les (Le Saix)	OUS	3339 Ouest Laragne	1 P	882,06 881,95	3242,54 3242,63	1275 1295	26, 49						
Palluel, col de (Moydans)	PAL	3239 Ouest Serres	1 2 3 4 P	854,19 854,09 853,55 853,81 854,19	3239,10 3238,59 3238,59 3238,38 3239,20	830 785 785 850 840	7, 8, 9, 10, 11, 38, 39, 40, 44, 47, 125, 140, 154, 174, 175, 177, 185, 186, 207						
Palud-sur-Verdon, la : Les Bourras	PLU	3442 Est Moustiers-Ste-M.		924,2	3172,75	860							
Paruel, Les Marnes (Gigors)	GIG	3137 Ouest Die	1 2	818,73 818,79	3280,14 3279,59	430 550	53						
Pas de Lauzens (Saou)	PLZ	3137 Ouest Die		816,54	3267,25	355	57, 64						
Le Pouet (Saint-Féréol-Trente-Pas)	POU	3139 Est Nyons		830,41	3241,48	510	47, 80, 81, 82						
Pertie, col de la (Arnayon)	PER	3138 Dieulefit	P	835,29	3246,92	950							
Peytavine, ravin de la (Tarendol)	TRD 1	3139 Est Nyons	1 2	838,05 839,00	3233,63 3232,00	810 580	19						
Pié-Léger, le	PIE	3239 Ouest Serres		847,69	3234,56	550							
Pillart, le (Tartonne)	PIL	3441 Est Digne	P	925,70	204,36	1020	31						
Pinée, vallon de la (Madone d'Utelle)	MUT 2	3742 Ouest Menton-Nice		992,75	3191,05	1040	119						
Pissourier, ravin du (Vâlouse)	PIS	3138 Ouest Dieulefit		825,88	3244,76	780	78, 82						
Plaine, le (Haute Luce) (La Cluse)	PLA	3338 Ouest Gap		878,05	3263,78	1460	44						

Plantier, le (Bevons)	PLN	3340 Ouest Sisteron		884,23	3214,70	520	98						
Plantayes, les (Bevons)	PLT	3340 Ouest Sisteron		884,65	3215,18	560	98						
Pouet, le (Saint-Féréol-Trente-Pas)	POU	3139 Est Nyons		830,41	3241,48	510	47, 80, 81, 82						
Pra-Belon (Vergons)	VRG	3542 Ouest Castellane	P	941,13	3188,71	1090	101						
Pra-Mouton, ravin de (Vergons)	PRM	3541 Ouest Entrevaux		940,48	3190,14	1070	102						
Pradon, le Mas (Salazac)	SLZ	2940 Est Pont-St-Esprit		777,10	3220,65	160	56						
Pré-Guittard, col de (Amayon)	PRG	3138 Est Dieulefit		835,35	3249,59	875	6, 138, 153, 176, 184, 189, 192						
Puy, le (Bevons)	PUY	3340 Ouest Sisteron	1 2	882,58 882,34	3214,93 3215,10	670 710	94, 95, 97, 98						
Rasclas (Amayon)	RCL	3138 Est Dieulefit		838,05	3247,21	720	21						
Ravel (Hyèges)	HYE	3441 Est Digne		931,30	3194,85	970	33, 34, 45, 142, 168, 198						
Ravin de Combelle (Sisteron)	RCM	3340 Est Sisteron	1 P	890,38 890,38	3215,73 3215,85	530 590	91						
Ravin de Labes (Sigottier)	SIG	3239 Est Serres	P	865,80	3244,45	920							
Ravin de Notre-Dame (Vergons)	RND	3542 Ouest Castellane		942,13	3188,20	1090	43, 102						
Ravin de Pétignon (Les Sauzeries basses)	SZR	3441 Est Digne		922,22	200,48	905	12, 165						
Ravin de Pra-Mouton (Vergons)	PRM	3541 Ouest Entrevaux		940,48	3190,14	1070	102						
Ravin de Seresc (Pra-Mouton, Vergons)	RSR	3541 Ouest Entrevaux		939,59	3190,70	1030	102, 103						
Ravin de Terre Masse (Chabrières)	CHB	3441 Ouest Digne		914,05	3199,05	750	104						
Ravin de la Cagnière (Saint-Pons)	SPS	3642 Ouest Roquestéron		974,05	3176,75	1000	112						
Ravin de la Peytavine (Tarendol)	TRD 1	3139 Est Nyons	1 2	838,05 839,00	3233,63 3232,00	810 580	19						
Ravin des Gipières (C. de Flaqueirol, Oppedette)	GIP	3241 Ouest Sault-de-V.		858,40	3185,60	550							
Ravin du Pissourier (Valouse)	PIS	3138 Ouest Dieulefit		825,88	3244,76	780	78, 82						
Ravin du Rivet (La Croix-sur-Roudoule)	RIV	3641 Ouest Puget-Théniers		962,60	3196,00	620	116, 117						
Ravin du Terrois (Tarendol)	TRD 2	3139 Est Nyons	G	838,35	3233,08	650	17						
Reyas, les (Thorame-Haute)	THO	3541 Ouest Entrevaux	P	935,70	3207,78	1190							
Rivet, ravin du (La Croix-sur-Roudoule)	RIV	3641 Ouest Puget-Théniers		962,60	3196,00	620	116, 117						
Robert, Montagne (Teyssières)	TEY	3139 Ouest Nyons		823,71	3243,10	670	79, 82						
Robines, col des : La Greytte (St-André-les-Alpes)	ROB	3541 Ouest Entrevaux		933,39	3192,77	995							
Roche-Saint-Secret : Serre Bourson	RSS 2	3038 Est Montélimar		813,00	3247,40	500							
Roche-Saint-Secret : Tour d'Alençon	RSS 1	3038 Est Montélimar		814,10	3247,35	390	65, 77						
Rollands, les (Roussieux)	RSX	3239 Ouest Serres	G P	848,89 848,81	3230,83 3230,64	810 770							
Rossas, col de (St-Dizier-en-Diois)	CDR	3238 Ouest Luc-en-D.	P	852,39	3250,76	1200							
Roynac	ROY	3037 Est Crest		806,90	3264,35	200	62, 64						
Sablon, le (Bâtie-Crémezin)	BCZ	3237 Est Luc-en-D.	1	857,63	3260,10	960	52						
Saint-Ferréol : le Pouet	POU	3139 Est Nyons		830,41	3241,48	510	47, 80, 81, 82						
Saint-Jaume (Rosans)	SJM	3239 Ouest Serres	1 G	847,18 847,03	3236,14 3236,13	640 590	14, 15, 18, 166						
Saint-Laurent- la-Vernède : Mas de Soullans	SLV	2490 Ouest Pont-St-Esprit		772,40	3203,85	180							
Saint-Léger	SLG	3541 Est Entrevaux		959,20	3198,35	920							
Saint-Pons : la Cagnière	SPS	3642 Ouest Roquestéron		974,05	3176,75	1000	112						
Sainte Thérèse Figaret (Le Figaret ; St Jean- la-Rivière)	STF	3740/3741 Ouest St Martin-Vesubie		995,50	3193,65	980	120						

Salazac : Font des Dames	SLZ	2940 Est Pont-St-Esprit	777,20	3217,40	240	
Salazac : Mas Pradon	SLZ	2940 Est Pont-St-Esprit	777,10	3220,65	160	56
Salignac : Les Coignets	SAL	3340 Est	891,50	3215,70	590	92, 97
		Sisteron	892,10	3214,70	550	
		P	892,09	3214,99	545	
Salignac : Les Coulets	SAL	3340 Est Sisteron	892,10	3213,63	550	97
Salignac : La Sausette	SAL	3340 Est Sisteron	892,24	3214,40	550	92
Sausette, la (Salignac)	SAL	3340 Est Sisteron	892,24	3214,40	550	92
Sausse, col de la (Venterol)	SAU	3139 Ouest Nyons	820,20	3238,65	580	
Sausses, col de Bouvières	CDS	3138 Ouest Dieulefit	828,95	3247,50	790	
Sauve, Combe de (Venterol)	CSV	3139 Ouest Nyons	821,25	3237,78	550	69, 70, 71, 77, 82
Sauzeries basses, les : Ravin de Pétignon	SZR	3441 Est Digne	922,22	200,48	905	12, 165
Seresc, ravin de (Pra-Mouton, Vergons)	RSR	3541 Ouest Entrevaux	939,59	3190,70	1030	102, 103
Serre Amande (Bruis)	BRU 2	3238 Ouest P Luc-en-D.	852,48	3245,50	730	35, 37
Serre Bourson (Roche-Saint-Secret)	RSS 2	3038 Est Montélimar	813,00	3247,40	390	
Serre Chaitieu (Lesches-en-Diois)	LCH	3238 Ouest	853,83	3259,33	1020	2, 3, 4, 22, 136
		Luc-en-D.	853,88	3259,49	1050	151, 172, 181, 182, 183
Serre des Castêts (Rosans)	SRC	3239 Ouest	849,48	3236,09	630	38
		Serres	849,40	3235,33	610	
Serre Noir, le (Glaise)	GLA 2	3338 Ouest Gap	877,60	3257,54	1100	28
Sibours, les (Bourdeaux)	SIB	3138 Ouest	823,75	3256,53	480	61
		Dieulefit	824,30	3256,55	500	
Soulans, Mas de (St-Laurent-la-Vernède)	SLV	2490 Ouest Pont-St-Esprit	772,40	3203,85	180	
Sous les Roches (St-Vincent-s-Jabron)	SRO	3240 Est Séderon	872,90	3215,50	800	

Vallons, les (Tartonne)	VAL	3441 Est Digne	925,45	204,70	1040	
Vallons de Merdaric (Rosans)	VMR	3239 Ouest	848,95	3236,55	605	26, 34
		Serres	848,83	3236,38	595	
Valouse : Le Vigier	VAL	3138 Ouest Dieulefit	826,90	3244,39	730	23, 78
Valouse : le Pissourier	PIS	3138 Ouest Dieulefit	825,88	3244,76	780	78, 82
Vercoiran	VER	3139 Est	838,95	3227,08	620	
		Nyons	839,30	3227,13	660	
Vergons : Pra-Belon	VRG	3542 Ouest P Castellane	941,13	3188,71	1090	101
Vergons : Ravin de Notre-Dame	RND	3542 Ouest Castellane	942,13	3188,20	1090	43
Vergons : Ravin de Pra-Mouton	PRM	3541 Ouest Entrevaux	940,48	3190,14	1070	102
Vergons : Ravin de Seresc	RSR	3541 Ouest Entrevaux	939,59	3190,70	1030	102, 103
Vigier, le (Valouse)	VAL	3138 Ouest Dieulefit	826,90	3244,39	730	23
Voya, Col des Champs (Colmars)	CCH	3540 Ouest Allos	949,40	216,26	1910	

Taris, les (Bourdeaux)	TRI	3138 Ouest Dieulefit		825,34	3257,08	495	
Tarendol (Bellecombe) : les Ferriers	TRD 3	3139 Est Nyons		839,95	3232,15	650	24
Tarendol (Bellecombe) : ravin de la Peytavine	TRD 1	3139 Est Nyons	1 2	838,05 839,00	3233,63 3232,00	810 580	19
Tarendol (Bellecombe) : Ravin du Terrois	TRD 2	3139 Est Nyons	G	838,35	3233,08	650	17
Tartonne : Champ de Nasse	TAR	3441 Est Digne	1	925,05	203,71	950	
Tartonne : Chênebuis	TAR	3441 Est Digne	P	925,45	203,25	1030	
Tartonne : Les Faïsses	TAR	3441 Est Digne	2	925,45	202,75	1130	
Tartonne : le Pillart	PIL	3441 Est Digne	P	925,70	204,36	1020	31
Tartonne : les Vallons	VAL	3441 Est Digne		925,45	204,70	1040	
Tatins, les (Avondons) (Boulc)	TAT	3237 Est Mens		858,26	3266,10	1090	51
Terre Masse, ravin de (Chabrières)	CHB	3441 Ouest Digne		914,05	3199,05	750	104
Terrois, Ravin du (Bellecombe - Tarendol)	TRD 2	3139 Est Nyons	G	838,35	3233,08	650	17
Thorame-Haute : Les Reyas	THO	3541 Ouest Entrevaux	P	935,70	3207,78	1190	
Tirecoui (Oppedette)	TIR	3241 Ouest Sault-de-V.		861,60	3188,75	500	
Tour d'Alençon (Roche-Saint-Secret)	RSS 1	3038 Est Montélimar		814,10	3247,35	390	65, 77
Traillon, vallon de (Le Bourguet)	BRG	3542 Ouest Castellane		935,03	3173,45	930	105, 106
Tuilière, la (Blieux)	BLI 2	3442 Est Moustiers-Ste-M.		924,80	3180,75	960	
Valentins, les (Bourdeaux)	VLT	3138 Ouest Dieulefit		824,38	3255,73	455	61
Vallon de la Couasta (Madone d'Utelle)	MUT 1	3742 Ouest Menton-Nice		993,00	3190,60	1040	119
Vallon de la Pinée (Madone d'Utelle)	MUT 2	3742 Ouest Menton-Nice		992,75	3191,05	1040	119