

Zeitschrift:	Eclogae Geologicae Helvetiae
Herausgeber:	Schweizerische Geologische Gesellschaft
Band:	78 (1985)
Heft:	2
Artikel:	Dépôt de plaine d'estran dans le Portlandien de la montagne de Parves (Jura méridional, Ain, France)
Autor:	Chevallier, Thierry / Strasser, André
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-165657

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 25.01.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>

Dépôt de plaine d'estran dans le Portlandien de la montagne de Parves (Jura méridional, Ain, France)¹⁾

Par THIERRY CHEVALLIER²⁾ et ANDRÉ STRASSER³⁾

RÉSUMÉ

L'étude détaillée des bancs sommitaux de la formation des *Tidalites de Vouglans* dans la région de Belley a permis d'établir une séquence virtuelle, caractéristique de dépôts de plaine d'estran: faciès subtidaux peu profonds; faciès intertidaux à tapis algaires, birdseyes et pseudomorphoses d'évaporites; faciès supratidaux à traces de racines, bréchification pédogénétique et calcréttisation. Des termes tels que micrite à pseudomorphoses d'évaporites et des calcrètes à traces de racines suggèrent l'installation durable d'une végétation sous un climat à saisons contrastées. Ces épisodes de sédimentation à très faible profondeur sont parmi les derniers témoins de la progradation de la plate-forme d'âge Kimmeridgien–Portlandien avant la transgression crétacée.

ABSTRACT

A section of the upper part of the Portlandian (Tithonian) “Tidalites de Vouglans” formation is described from the Belley area, southeastern France. Detailed facies studies have permitted to establish a virtual sequence typical for carbonate tidal flat environments.

Facies 1 comprises oolites deposited on shallow-subtidal migrating dunes. Facies 2 describes lagoonal sediments with abundant dasycladaceans and oncoids. Facies 3 is characterized by birdseyes and implies low-energy intertidal conditions. Facies 4 is rich in algal laminations. Birdseyes, dolomite and evaporite pseudomorphs point to an upper intertidal to supratidal depositional environment. Facies 5 shows calcretization, root traces, pedogenic brecciation and black pebbles and thus indicates terrestrial exposure, vegetation, and a seasonal climate.

Two major shallowing-upward sequences could be detected in the studied section. They are composed of seven elementary sequences. However, only two of these reach the terrestrial conditions of facies 5.

Early diagenesis, as indicated by cements and dissolution features, took place in the phreatic and vadose freshwater environment.

The shallow subtidal to supratidal sediments described here were among the last to be deposited on the prograding Kimmeridgian–Portlandian platform before it was flooded by the Lower Cretaceous transgression.

Introduction

Le complexe carbonaté Kimmeridgien/Portlandien dans le Jura méridional et divisé en deux séquences lithoclinales (BERNIER 1973): tandis que la première séquence correspond à l'installation et la destruction d'une barrière récifale, l'étude détaillée de la deuxième séquence a permis de mettre en évidence de petites séquences rythmiques, annonciatrices des faciès margino-littoraux de la limite Jurassique/Crétaçé (BERNIER 1979

¹⁾ Les éléments de cette note ont été présentés lors de l'excursion du 19 juillet 1984 faite à l'occasion du Congrès de l'AAPG tenu à Genève (DAVAUD et al. 1984).

²⁾ Centre de Paléontologie stratigraphique et Paléoécologie de l'Université Claude Bernard – Lyon I, associé au CNRS (LA 11), 27–43, boulevard du 11 novembre 1918, F-69622 Villeurbanne Cedex.

³⁾ Département de Géologie et de Paléontologie, 13, rue des Maraîchers, CH-1211 Genève 4.

et 1985, DONZE 1958). La coupe de l'ancien lac de Bart se prête magnifiquement à l'étude de ces derniers faciès et des structures sédimentaires accompagnantes qui, comparés avec des phénomènes sédimentaires actuels, permettent de préciser le milieu de dépôt et l'organisation séquentielle.

Cadre géographique et géologique

La coupe se situe le long du nouveau tracé du Rhône, en amont de l'ancien lac de Bart, au lieu-dit le Lit au Roy (Belley 1:50 000, 7-8, x = 247,370; y = 5073,120; fig. 1). Cette coupe, dégagée lors des travaux effectués par la Compagnie nationale du Rhône (CNR), expose les formations kimméridgiennes à valanginiennes.

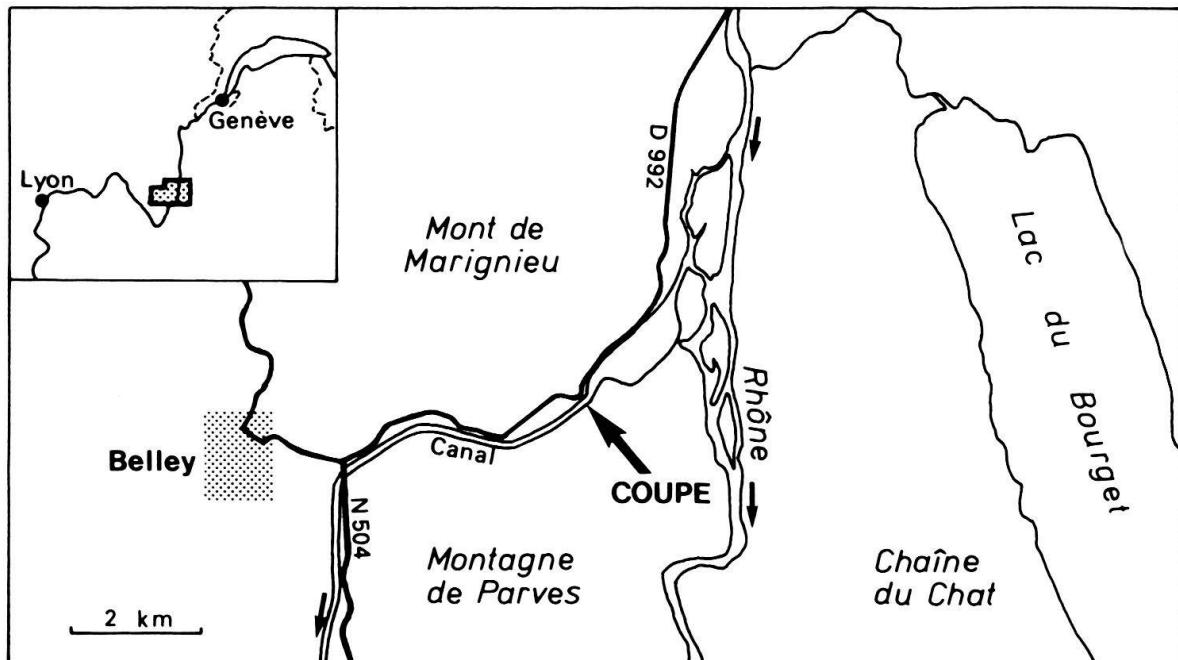


Fig. 1. Plan de situation de la coupe étudiée.

Structuralement, la région concernée est l'un des points de jonction des chaînons bugistes (monts de Marignieu) d'orientation NNW-SSE et des premiers chaînons jurassiens (montagne de Parves). La série étudiée appartient à l'unité chevauchée de Parves (CHEVALLIER 1983).

Paléogéographiquement, la région se situe en domaine interne. Cette zone d'estran est représentée sur le terrain par deux formations (BERNIER 1985; fig. 2):

- *Les couches du Chailley* correspondent aux faciès les plus marins de la séquence portlandienne. Ce sont des calcaires fins à terriers de type *Thalassinoides*. C'est dans ce faciès, mais beaucoup plus à l'ouest, qu'ont été récoltées les rares *Gravesia* permettant d'attribuer un âge Portlandien inférieur à la formation (ENAY 1966).
- *Les Tidalites de Vouglans* représentent pour leur part une séquence de comblement dont les termes s'étagent de la zone subtidale à la zone supratidale. Les faciès rencontrés sont analogues à ceux des *Couches du Chailley* (biomicrite à algues et/ou à terriers, pectinite, pectsparite ou oosparite), toutefois complétés par d'autres termes

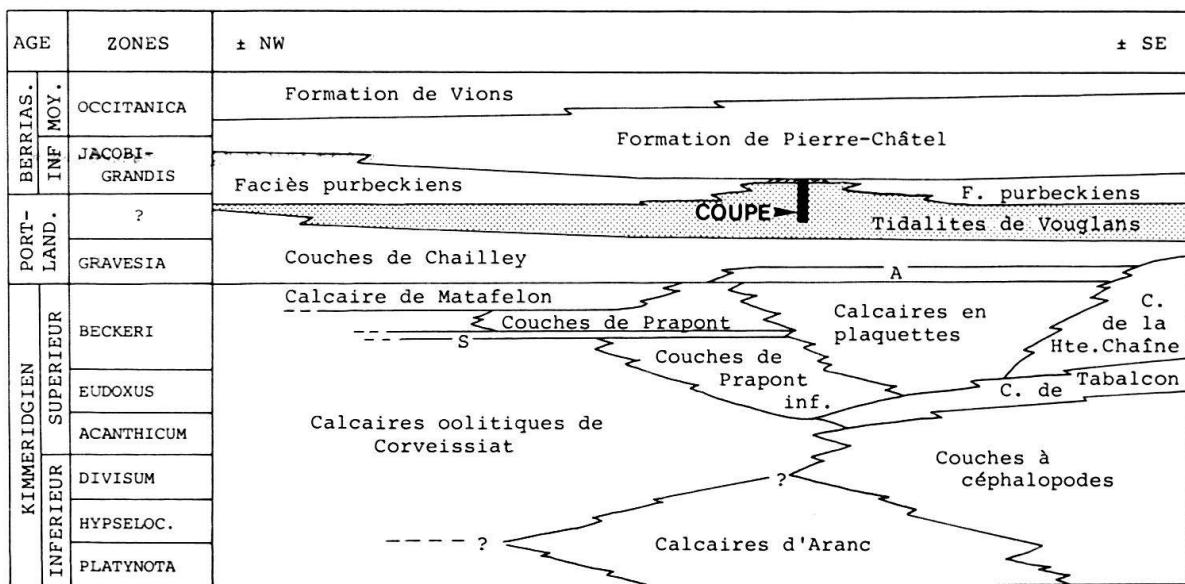


Fig. 2. Schéma de la distribution des faciès dans le Jura méridional (modifié d'après ENAY et al., et ARNAUD et al. 1984). La zone étudiée fait partie des *Tidalites de Vouglans* et correspond à une disparition des faciès purbeckiens (A : marnes des Abergements, S : calcaires de la Semine).

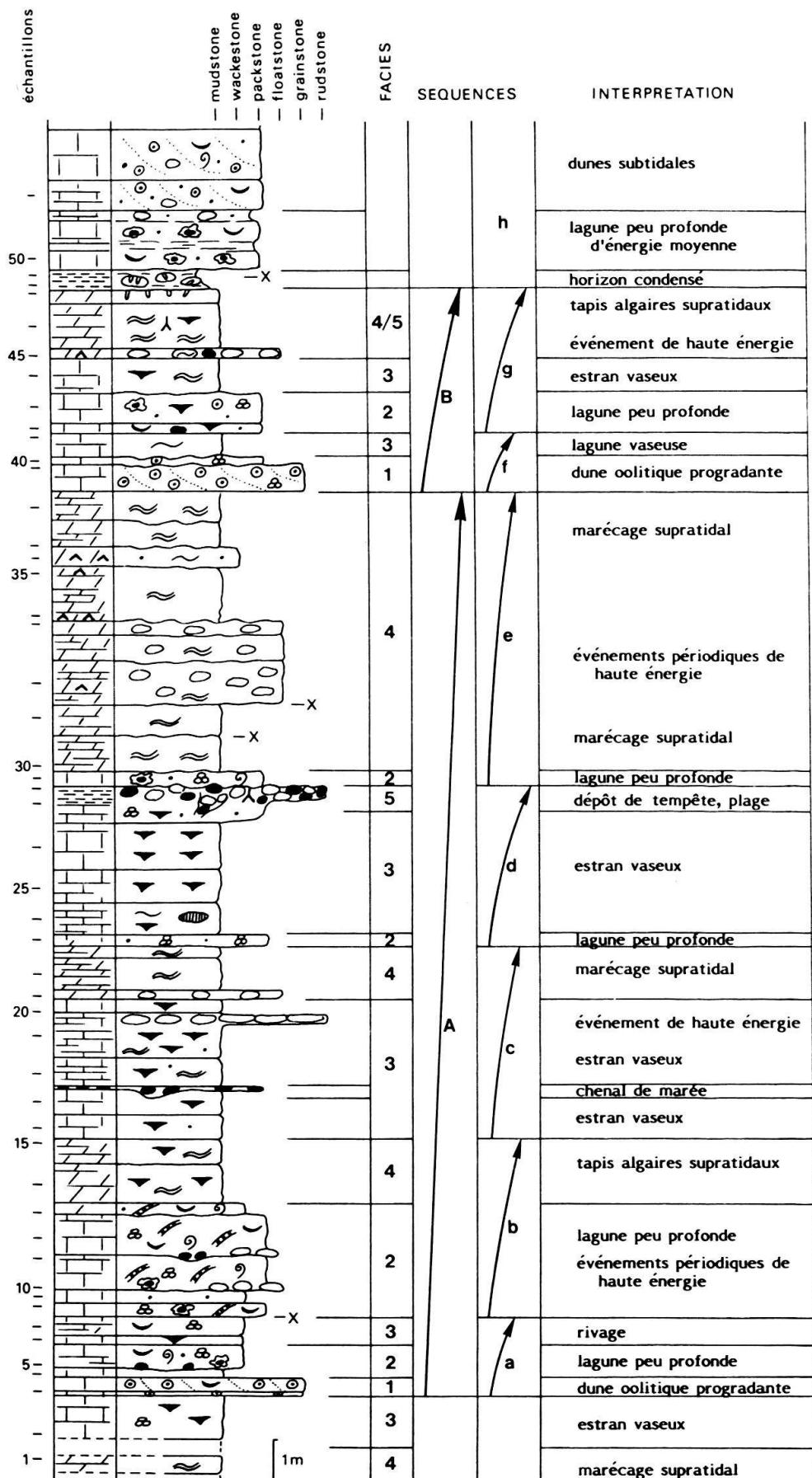
lithologiques et des structures sédimentaires émersives (laminites cryptalgaires, dolomites laminées, micrites à structures fenestrées).

Description

L'étude détaillée porte sur les bancs sommitaux de la formation des *Tidalites de Vouglans*, sous-jacentes à la formation de *Pierre-Châtel*, d'âge Berriasien (fig. 3).

Tidalites de Vouglans

- 1: Dolomie laminée passant localement à une intramicrite à birdseyes, algues (*Clypeina*, *Campbelliella*), milioles, bivalves et gastéropodes.
- 2: Biomicrite à structures fenestrées (birdseyes et sheet cracks), foraminifères, dasycladacées et galets mous de pelmicrite.
- 3: Oobiosparite à bivalves, milioles et dasycladacées. Laminations obliques à la stratification.
- 4: Micrite parfois très argileuse.
- 5-13: Biopelmicrites à oncoïdes, dasycladacées (*Campbelliella*, *Salpingoporella*, *Clypeina*), foraminifères, débris de bivalves et gastéropodes. A la base de plusieurs bancs cailloux noirs et galets érodés des niveaux sous-jacents. Structures fenestrées dans le banc 6 et à la base du banc 7.
- 14-22: Micrites et dolomites à péloïdes et rares foraminifères. Souvent avec fines laminations algaires craquelées par des structures fenestrées. Bioturbations. Deux niveaux à intraclastes et galets noirs. Le sommet du banc 17 est érodé et marqué par un niveau conglomeratique argileux à cailloux noirs.
- 23: Pelmicrite à foraminifères, quelques birdseyes et oncoïdes.
- 24-26: Micrite à nombreuses structures fenestrées et bioturbations. Nodule de silex zoné au niveau 24.
- 27-28: Niveau conglomeratique à matrice argileuse. Cailloux noirs, galets remaniés et perforés. Quelques galets sont calcrétisés. Fissures dans le sédiment sous-jacent remplies de conglomerat.
- 29: Pelmicrite à oncoïdes, foraminifères, gastéropodes et intraclastes.
- 30-38: Dolomites laminées, parfois à intraclastes et d'un aspect bréchique. Nombreuses pseudomorphoses d'évaporites. Le niveau 36 présente quelques plages de pelmicrite.



39–40: Oomicrite à oosparite à gastéropodes, bivalves, foraminifères (*Biloculina*, *Quinqueloculina*, *Nautiloculina*, lituolidés) et dasycladacées. Laminations obliques à la stratification. Ciments en ménisque.

41–42: Micrite à pelmicrite, laminée à la base, birdseyes au sommet.

43: Pelmicrite à ooïdes, oncoïdes, foraminifères, gastéropodes et ostracodes.

44: Micrite laminée à birdseyes.

45: Intramicrite à milioles, structures fenestrées et pseudomorphoses d'évaporites.

46–47: Dolomicrite à laminations algaires disjointes par des structures fenestrées. Calcrétisation locale et traces de racines. Une surface perforée couronne le tout.

48–49: Niveau argileux tectonisé à galets de mudstone et wackestone parfois perforés.

Formation de Pierre-Châtel:

50: Pelmicrite sombre à oncoïdes, bivalves et serpules.

51: Oobiomicrite à péloïdes et oncoïdes à la base.

Ces deux derniers niveaux ont fourni *Bacinella irregularis*, *Trocholina alpina*, *Trocholina elongata*, *Pfenderina* sp. et *Paleotextularia* sp.

Interprétation des faciès

La description niveau par niveau des différents faciès rencontrés permet de les agencer en cinq classes caractéristiques des milieux subtidiaux à supratidiaux. Chaque milieu présente des conditions de salinité et de bathymétrie bien particulières, lesquelles peuvent être comparées avec des faciès actuels.

Les faciès subtidaux

Deux faciès sont caractéristiques des conditions subtidiales:

Faciès 1 (fig. 4a, b): Ce sont des calcaires oolithiques à laminations obliques. Le ciment est le plus souvent sparitique. Les grains présentent par endroit des traces de

Fig. 3. Description, analyse séquentielle et interprétation de la coupe du lac de Bart (Ain, France).

	calcaires		lithoclastes
	dolomites		galets noirs
	marnes		oncoïdes
	évaporites (pseudomorphoses)		ooïdes
	brèches		péloïdes
	nodule de silex		dasycladacées
	birdseyes		lamellibranches
	laminations (algaires)		gastéropodes
	foresets		foraminifères
	traces de racines		(surtout milioles)
	perforations (lithophages)		contact tectonisé

compression-dissolution (échantillon 3). Des ciments en ménisque peuvent également être observés (échantillons 39, 40), indiquant des émersions locales.

Faciès 2: Ce sont des calcaires à oncoïdes, rarement oolithiques. La matrice est généralement micritique. Ce faciès est riche en algues (fig. 4c).

Les associations fauniques sont marquées par l'abondance d'algues (oncoïdes, dasycladacées), de foraminifères, bivalves et gastéropodes. Elles indiquent une salinité normale (milieu franchement marin). Les pellets fécaux et la bioturbation confirment une vie intense sur le fond.

Les calcaires oolithiques sont interprétés comme des dunes oolithiques sous-marines et progradantes soumises à l'action des vagues et des marées.

Les calcaires à oncoïdes (faciès 2) sont, quant à eux, le résultat d'une sédimentation en eaux plus calmes. Le milieu est constamment immergé.

Les faciès intertidaux

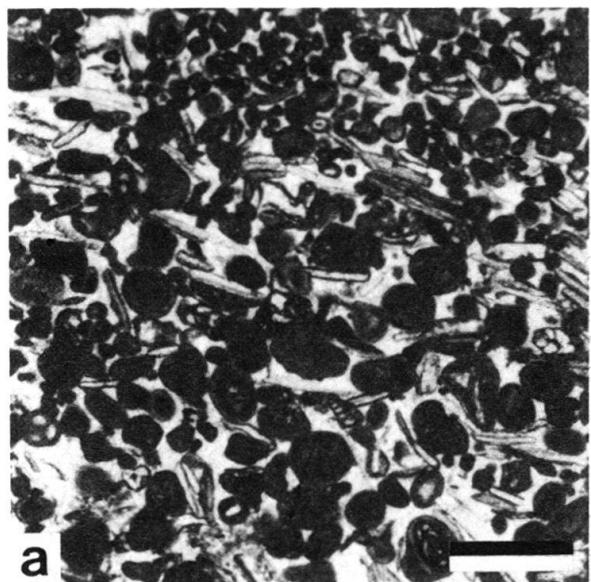
Les faciès intertidaux se caractérisent par des matrices micritiques ou ciments sparitiques et une absence fondamentale de la faune. Seules quelques milioles ainsi que des gastéropodes ont été observés. Ceci implique un milieu où, d'une part l'hydrodynamisme est variable et d'autre part, la salinité est différente de la normale. Ces deux facteurs sont prépondérants pour la caractérisation des faciès types.

Faciès 3: Ce sont des mudstones à structures fenestrées (birdseyes, sheet cracks; fig. 5a) dans lesquels existent quelques laminations de type algaire. L'enrichissement en galets mous se traduit par la formation de brèches ou conglomérats à matrice micritique. Les pelmicrites y sont courantes.

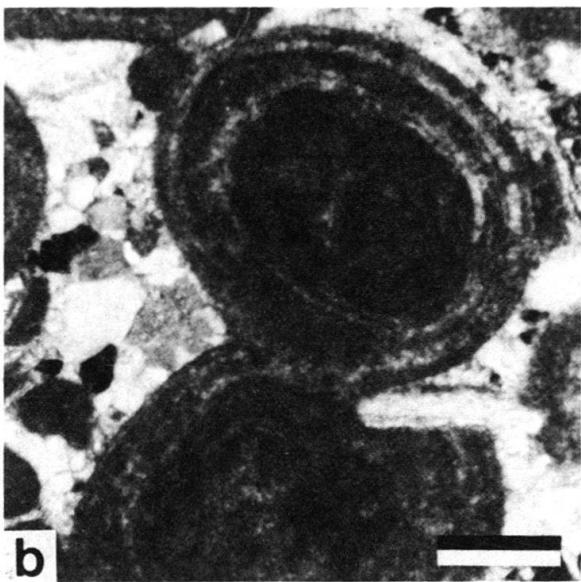
Le milieu correspond à un dépôt en eau saumâtre ou hypersaline, où peuvent se développer quelques voiles algaires. Une augmentation de l'hydrodynamisme provoque la création de chenaux par ravinement du substratum sédimentaire (vase carbonatée). Les galets mous, issus du démantèlement de ces structures, vont alors participer à leur comblement.

Faciès 4: Ce sont des calcaires blancs à gris, laminés et souvent dolomitiques. La matrice est toujours micritique et englobe quelquefois des niveaux à péloïdes (échantillons 16, 31) (fig. 4d). Les lames sont parfois oxydées et très souvent disjointes par des structures fenestrées de type sheet cracks ou birdseyes (fig. 5b) («disrupt flat lamination», HARDIE 1977), ainsi que par des traces de bioturbation. Des brèches se forment par destruction du sédiment laminé (fig. 5c). On y observe également de nombreuses pseudo-

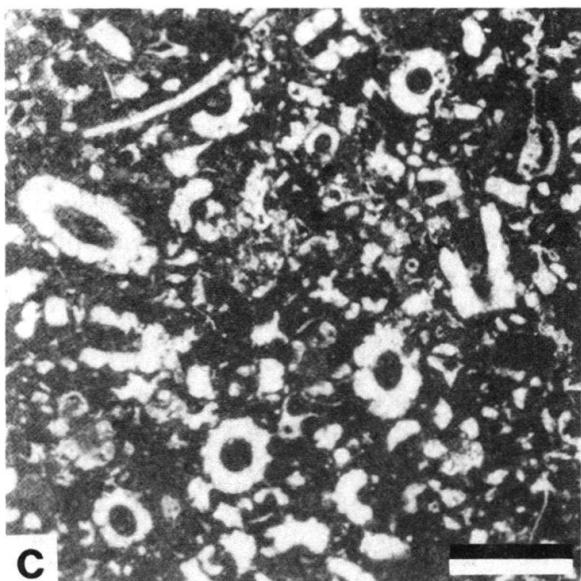
Fig. 4. Photographies de lames minces. a: Oosparite du faciès 1. Les bioclastes soulignent la lamination oblique (foresets) due à des courants (échantillon 3, échelle 1 mm). b: Ooïdes concentriques finement laminées du faciès 1. Celles-ci impliquent un milieu marin agité et au contact des grains une dissolution diagénétique (échantillon 3, échelle 0,2 mm). c: Biomicrite à dasycladacées (*Salpingoporella annulata*) du faciès 2. Les tests des dasycladacées, originellement aragonitiques, sont dissous et calcitisés (échantillon 10, échelle 1 mm). d: Laminations algaires du faciès 4. Alternance de lames dolomitiques claires, et micritiques non dolomitisées sombres (échantillon 1, échelle 0,2 mm). e: Bréchification d'une micrite par la pédogenèse (faciès 5). La structure alvéolaire et la calcréatisation sont liées à la présence de rhizolithes (R) (échantillon 46, échelle 1 mm). f: Manchon micritique d'une racine, avec, en son centre, développement d'une structure alvéolaire (échantillon 46, échelle 0,2 mm).



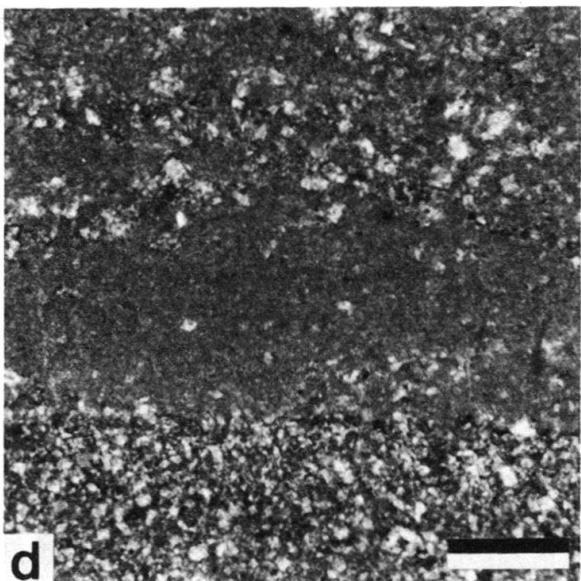
a



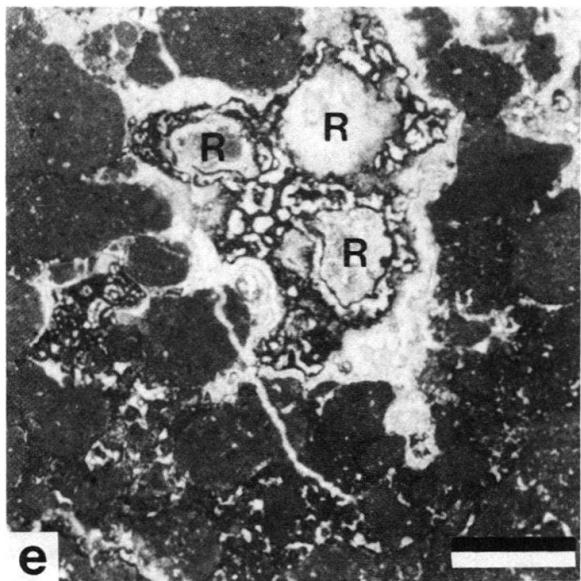
b



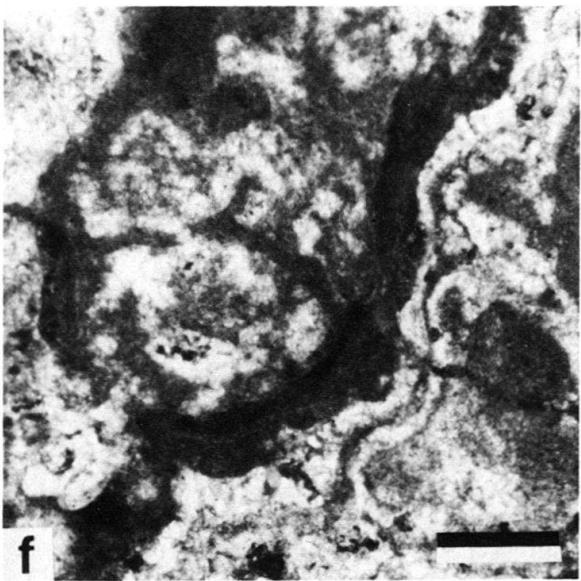
c



d



e



f

morphoses de minéraux évaporitiques (fig. 5d). Des figures de dessiccation sont présentes ainsi que des galets noirs (fig. 5e). Ceux-ci se rencontrent le plus souvent dans des niveaux remaniés à surfaces irrégulières.

Les lamines sont interprétées comme des voiles algaires se développant dans des conditions d'hydrodynamisme faible et en milieu intertidal ou supratidal. Ces voiles algaires montrent des microondulations de très faible amplitude, comparables à la tangue du Mont-Saint-Michel (BAJARD 1966). De fréquentes émersions sont à l'origine des structures fenestrées. La croissance de cristaux d'évaporites est favorisée par la mise en place d'un milieu hypersalin et protégé. Les émersions répétées ainsi qu'une bioturbation importante provoquent la destruction des lamines. HARDIE (1977) décrit aux Bahamas des bioturbations au sein de dépôts équivalents et les attribue à des oligochètes et des larves d'insectes. Une augmentation brusque de l'énergie du milieu, par des marées de forte amplitude ou des tempêtes, provoque la formation des brèches à galets mous et des conglomérats. Ceux-ci peuvent être indurés par une cimentation pédogénétique.

Non spécifique de la zone intertidale, ce faciès est plutôt considéré comme transitoire entre la zone intertidale et supratidale.

Le faciès supratidal

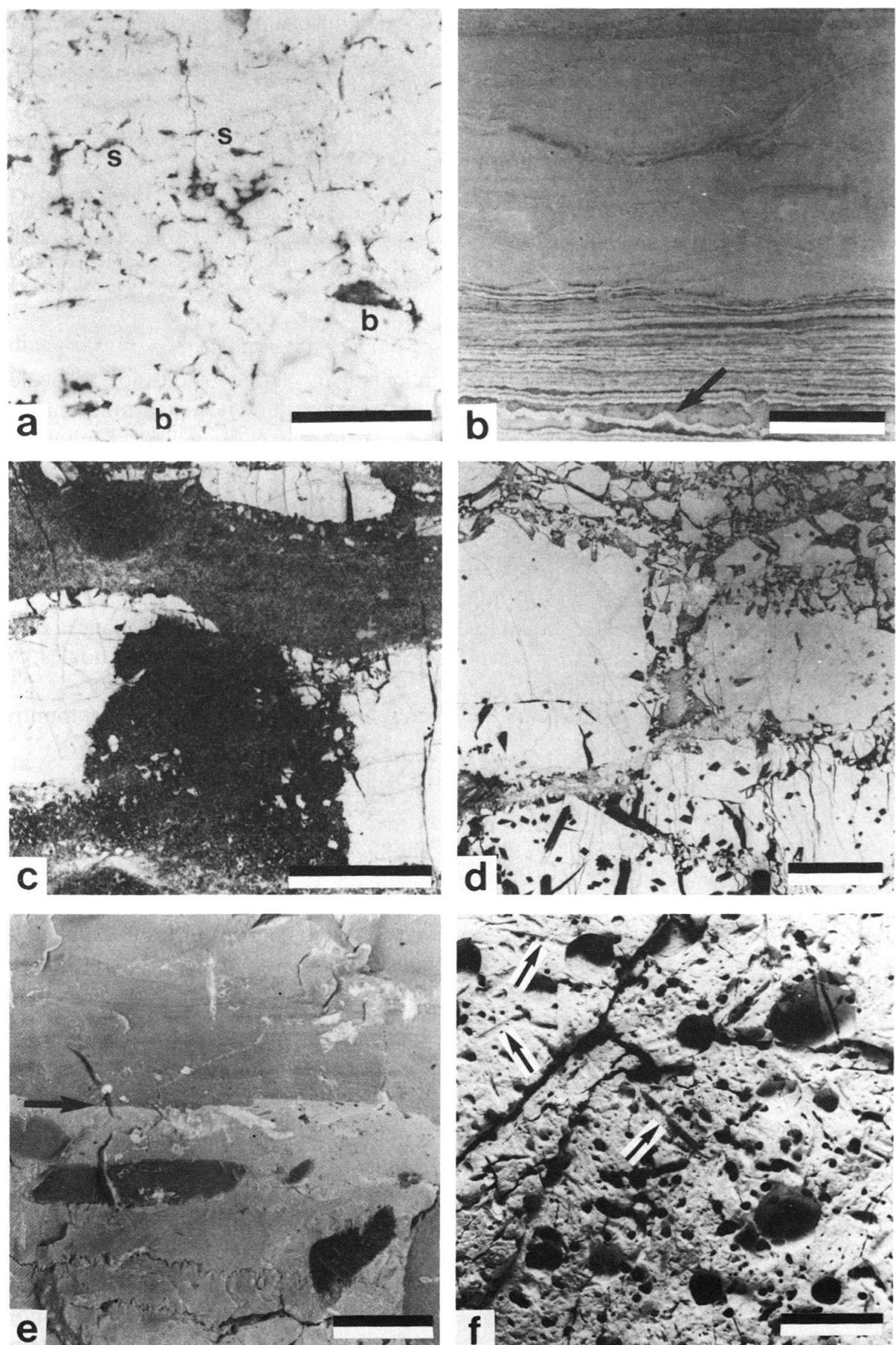
Faciès 5: Ce sont des conglomérats ou brèches à galets mous et à matrice micritique souvent ferrugineuse. Des fissures et des cavités sont remplies de sparite grossière et parfois tapissées de deux générations de ciments. Des traces de racines se rencontrent également sous forme de manchons micritiques à cloisons internes (échantillons 46, 47; fig. 4e, f).

L'induration de ces conglomérats et les traces de racines dénotent l'installation durable d'un sol (STRASSER & DAVAUD 1982). L'exposition subaérienne est en partie démontrée par la présence de ciments météoriques. KLAPPA (1980) estime que la bréchification de ce type s'opère *in situ* et est probablement due à l'action pénétrative des racines. Toutefois le grand nombre des niveaux remaniés permet d'imaginer le développement des sols sur un substrat déjà bréchifié et consolidé par des ciments de diagenèse vadose. La présence de galets noirs indique également la proximité de terres émergées (STRASSER & DAVAUD 1983).

Analyse séquentielle

Les données bathymétriques, écologiques et sédimentologiques, tirées de l'étude des cinq faciès, permettent de définir une répartition spatiale caractéristique de dépôt de

Fig. 5. Photographies de sections polies (a-e). a: Structures fenestrées (birdseyes, b, et sheet cracks, s) dans une micrite du faciès 3. La dessiccation provoque la formation de galets délimités par ces structures fenestrées (échantillon 22, échelle 1 cm). b: Laminations algaires du faciès 4. La flèche indique une structure en «teepee», due à la croissance du tapis algaire (échantillon 2, échelle 1 cm). c: Fracturation d'un niveau dolomitique (clair) dans la zone supratidale (faciès 4), provoquant la formation de «flat pebbles» (échantillon 32, échelle 1 cm; coloration au rouge d'alizarine S). d: Niveau bréchique à éléments micritiques dolomitiques au sein desquels se développent des pseudomorphoses d'évaporites calcitisées (baguettes allongées sombres) (échantillon 36, échelle 1 cm, coloration au rouge d'alizarine S). e: Galets noirs indiquant la proximité de terres émergées (faciès 5). Un sédiment laminé (tapis algaire) s'installe sur une surface érodée (flèche) (échantillon 4, échelle 1 cm). f: Surface perforée, probablement par des lithophages (traces à section ronde) et par des organismes brouteurs (traces à section allongée, flèches). Cette surface indique une période de non-sédimentation (échantillon 47, échelle 2 cm).



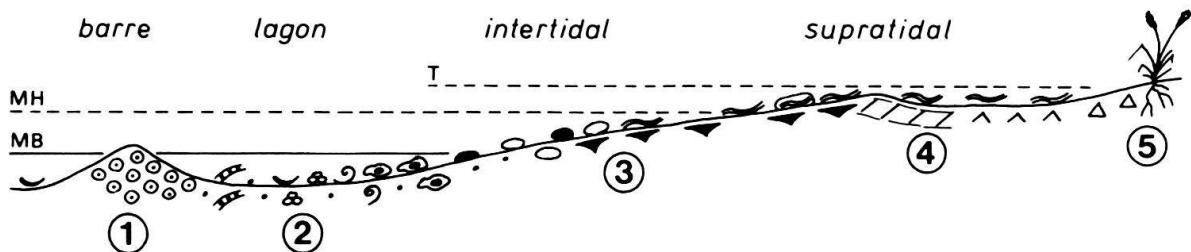


Fig. 6. Séquence virtuelle de dépôt de plaine d'estran: extension spatiale des cinq faciès caractéristiques. 1: Dune oolithique de la zone subtidale. 2: Faciès à algues de la zone subtidale. 3: Micrite à birdseyes de la zone intertidale. 4: Dolomie laminée et à évaporites de la zone intertidale à supratidale. 5: Brèches et conglomérats calcréatisés de la zone supratidale. (MH: mer haute; MB: mer basse; T: niveau des tempêtes et des marées d'équinoxe; pour la légende des figurés voir fig. 3.)

plaine d'estran (fig. 6). Il serait illusoire de vouloir retrouver cette succession verticalement. En effet, le milieu est inféodé aux moindres variations du niveau marin. L'analyse séquentielle établie ici est donc limitée dans l'espace et ne peut en aucun cas s'appliquer à d'autres coupes étudiées dans la région.

Les faciès 1 et 2 marquent le début de la séquence virtuelle. Tandis que le faciès 1 est caractéristique d'un milieu de haute énergie, parfois émergé en périodes de basses eaux, le faciès 2 correspond à un dépôt en eaux plus calmes, de bathymétrie plus marquée, où se développent une endofaune et une épifaune abondantes.

Les faciès 3 et 4 montrent l'installation de voiles algaires souvent émergés dans la zone de balancement des marées. Le faciès 4 évolue vers des conditions supratidales où précipitent des cristaux d'évaporites.

Quant au *faciès 5* il est significatif d'un milieu soumis aux eaux météoriques et montre parfois l'installation d'un sol.

A partir de ces descriptions, l'analyse séquentielle expose deux séquences régressives (*A* et *B*; fig. 3). Chacune d'elles débute par les faciès de haute énergie (faciès 1), puis se poursuit par des faciès intertidaux ou supratidiaux. La diversité et la récurrence des lithologies permet d'envisager des séquences élémentaires au sein des deux séquences majeures. Ainsi chaque petite séquence est marquée à sa base par les faciès 1 ou 2 (sauf *c*), mais les termes suivants ne montrent pas une évolution complète vers le terme ultime de la séquence virtuelle. Par exemple seules les séquences élémentaires *d* et *g* atteignent les environnements purement supralittoraux. Le retour aux conditions marines débute dans la séquence *h* par une surface perforée (fig. 5f).

Diagenèse

La richesse des faciès et leur qualité de préservation exceptionnelle nous a permis de replacer la séquence virtuelle dans un schéma d'évolution diagénétique (HECKEL 1983). Les sédiments des dunes oolithiques montrent des ciments isopaques formés de cristaux de calcite plus ou moins isométriques. Ceux-ci traduisent probablement une cimentation en milieu phréatique d'eau douce semblable à celle décrite par HARRIS (1979).

Le milieu phréatique d'eau douce est le résultat de l'avancée de la nappe phréatique, engendrée par la progradation de la côte (DAVAUD & STRASSER 1984). La dissolution sélective des tests de dasycladacées du faciès 2 (fig. 4c) apporte un élément supplémentaire

à la présence d'eau douce. Les pics stylolithiques et les traces de compression-dissolution résultent du passage de ces dunes oolithiques indurées au secteur d'enfouissement (HECKEL 1983).

Les faciès 3 et 4, situés dans la zone intertidale, sont soumis à une cimentation en milieu vadose. Les évaporites, dont on rencontre les pseudomorphoses à plusieurs niveaux dans la coupe semblent avoir une origine syngénétique (HAUDE 1970, PLAZIAT & DESPRAIRIES 1969, BERNIER & ENAY 1972) ou diagénétique à partir des eaux d'imbibition du sédiment originel. Ces eaux sursaturées sont responsables de microenvironnements de type sebkhaïque. L'évolution diagénétique du sédiment permet la dissolution de ces évaporites et leur remplacement par de la calcite.

Les faciès supratidiaux traduisent des stades d'émergence périodiques. Au cours de la diagenèse, les eaux de dissolution corrodent le sédiment originel. Celles-ci, alors sursaturées, engendrent des calcrètes par évaporation (TRUC 1975, STRASSER & DAVAUD 1982).

Conclusion

Les observations faites dans la coupe du lac de Bart, près de Belley, ne sont pas uniques dans la région. Elles traduisent des phénomènes qui se répercutent, plus ou moins marqués, sur des aires d'extension très vaste dans le Jura méridional. Ces aires, intertidales ou supratidales, n'ont pas d'équivalent dans la nature actuelle. Toutefois, la confrontation de tels phénomènes avec d'autres, actuels, permet de mieux connaître les processus sédimentologiques et diagénétiques qui ont présidé à la formation des *Tidalites de Vouglans*.

La présence de deux horizons calcrétisés par l'installation d'une végétation, confirme l'existence de périodes d'émergence durables durant le Portlandien. Les ciments de diagenèse vadose météorique nécessitent une relative abondance d'eau douce. De plus, l'évaporation doit être assez intense pour permettre une sursaturation des eaux et la précipitation de cristaux d'évaporites.

Ceci plaide en faveur d'un climat à saisons contrastées. Reste le problème de la découverte de plantes, dont le caractère xérophytique va dans le sens d'un climat aride (BARALE 1981).

Remerciements

Les auteurs remercient R. Enay, P. Bernier et H. P. Funk pour leurs judicieux conseils. A. Strasser a bénéficié du support du FNRS (projet no 2.667.080). Th. Chevallier remercie la CNR de lui avoir fourni tout document relatif à la construction du Canal du Rhône.

BIBLIOGRAPHIE

ARNAUD, H., CHAROLLAIS, J., & MEDIONI, R. (1984): Crétacé inférieur. Bresse, Jura, Bas-Dauphiné, chaînes subalpines septentrionales. In: DEBRAND-PASSARD, S. (Ed.): Synthèse géologique du Sud-Est de la France (p. 305-313). – Mém. Bull. Bur. Rech. géol. min. 125.

BAJARD, J. (1966): Figures et structures sédimentaires dans la zone intertidale de la partie orientale de la baie du Mont Saint-Michel. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn. 8/1, 39-311.

BARALE, G. (1981): La paléoflore jurassique du Jura français: étude systématique; aspects stratigraphiques et paléoécologiques. – Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon 81.

BERNIER, P. (1973): Mise en évidence de deux séquences sédimentaires dans le Kimméridgien-Portlandien de la région de Molinges (Jura). – *Eclogae geol. Helv.* 66/2, 345–349.

— (1979): Un exemple de séquence d'estran dans le Portlandien du Jura méridional. – *Géobios* 12/4, 591–595.

— (1985): Les formations carbonatés du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie et sédimentologie. – *Doc. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* 92.

BERNIER, P., & ENAY, R. (1972): Figures d'émergence temporaire et indices de sédimentation à très faible profondeur dans le Portlandien et le Kimméridgien supérieur (calcaires en plaquettes) du Grand-Colombier-de-Culoz (Ain, France). – *Bull. Soc. géol. France* (7), 14, 281–291.

CHEVALLIER, T. (1983): Etude géologique des monts de Marignieu et de la montagne de Parves (Ain, France). – *Dipl. d'Etu. Ap. Lyon*.

DAVAUD, E., & STRASSER, A. (1984): Progradation, cimentation, érosion: évolution sédimentaire et diagénétique d'un littoral carbonaté (Bimini, Bahamas). – *Eclogae geol. Helv.* 77/3, 449–468.

DAVAUD, E., STRASSER, A., BERNIER, P., & CHEVALLIER, T. (1984): Upper Jurassic carbonates in the area surrounding Geneva. – AAPG congr., Geneva 1984, field trip no 5.

DONZE, P. (1958): Les couches de passage du Jurassique au Crétacé dans le Jura français et sur les pourtours de la «fosse vocontienne» (Massifs subalpins septentrionaux, Ardèche, Grands-Causses, Provence, Alpes-Maritimes). – *Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon* [n.s.] 3.

ENAY, R. (1966): Le genre *Gravesia* (*Ammonitina*, Jurassique) dans le Jura français et les chaînes subalpines. – *Ann. Paléont. (Invertébrés)* 3/1, 95–105.

ENAY, R., BERNIER, P., & CONTINI, D. (1984): Jurassique supérieur: Malm. Haute-Saône et Jura. In: DEBRAND-PASSARD, S. (Ed.): *Synthèse géologique du Sud-Est de la France* (p. 242–247). – *Mém. Bull. Bur. Rech. géol. min.* 125.

HARDIE, L. A. (1977): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of northwest Andros island, Bahamas. – *Stud. Geol. Johns Hopkins Univ.* 22.

HARRIS, P. M. (1979): Facies anatomy and diagenesis of a Bahamian ooid shoal. – *Sedimenta* 7.

HAUDE, R. (1970): Die Entstehung von Steinsalzpseudomorphosen. – *N. Jb. Geol. Paläont. [Mh.]* 1, 1–10.

HECKEL, P. (1983): Diagenetic model for carbonate rocks in mid-continent Pennsylvanian eustatic cyclothem. – *J. sediment. Petrol.* 53/3, 733–759.

KLAPPA, C. F. (1980): Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. – *Sedimentology* 27, 613–629.

PLAZIAT, J. C., & DESPRAIRIES, A. (1969): Les pseudomorphoses de cristaux de sel gemme du Keuper inférieur de Lorraine: mode de formation et répartition paléogéographique. – *Bull. Soc. géol. France* (7), 11, 400–406.

STRASSER, A., & DAVAUD, E. (1982): Les croute calcaires (calcrètes) du Purbeckien du Mont-Salève (Haute-Savoie, France). – *Eclogae geol. Helv.* 75/2, 287–301.

— (1983): Black pebbles of the Purbeckian (Swiss and French Jura): lithology, geochemistry and origin. – *Eclogae geol. Helv.* 76/3, 561–580.

TRUC, G. (1975): Les encroûtements carbonatés liés à la pédogenèse: rôle important des microorganismes: biocorrosion et biosynthèse de la calcite en milieu pédologique confiné. – 9e Congr. int. Sédimentol. Nice (A2), p. 47–55.

Manuscrit reçu le 13 mars 1985

accepté le 15 avril 1985