Validation d'un modèle de stratigraphie séquentielle pour le Quaternaire terminal du Golfe du Lion (France) : utilisation de critères sédimentologiques, géochemiques et paléobiologiques

Autor(en): **El Hmaidi, Abdellah / Gensous, Bernard / Monaco, André**

Objekttyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **95 (2002)**

Heft 3

PDF erstellt am: **30.04.2024**

Persistenter Link: https://doi.org/10.5169/seals-168961

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

0012-9402/00/030289-11
Birkhäuser Verlag, Basel, 2002

Eclogae geol. Helv. 95 (2002) 289–299

Validation d'un modèle de stratigraphie séquentielle pour le Quaternaire terminal du Golfe du Lion (France): utilisation de critères sédimentologiques, géochimiques et paléobiologiques

ABDELLAH EL HMAIDI[1], BERNARD GENSOUS[2], ANDRÉ MONACO[2], FRANÇOIS GADEL[2], PIERRE CARBONEL[3] & MICHEL TESSON[2]

Key words: Sedimentology, sequence analysis, chronology, organic matter, ostracods, late Quaternary, rhodanian margin, Gulf of Lion

RESUME

Du point de vue stratigraphique, le Quaternaire terminal de la marge rhodanienne est caractérisé par la prépondérance des dépôts de bas niveau marin sur le plateau externe et la pente continentale (unité III), des dépôts transgressifs sur le plateau médian et interne (unité II) et des dépôts de haut niveau marin sur le plateau interne (unité I). Les niveaux coquilliers sur le plateau continental et les niveaux oxydés sur la pente adjacente représentent de bons marqueurs stratigraphiques séparant les différentes unités de dépôts. Le calage chronologique et litho-sismique permet de replacer ces unités dans le cadre des variations récentes du niveau marin et d'estimer les taux de sédimentation.

La distribution des divers marqueurs sédimentologiques, géochimiques et paléobiologiques souligne l'existence de gradients traduisant les modalités et l'évolution de la sédimentation dans les diverses parties de la marge. Ces gradients dépendent de la position par rapport à l'embouchure du Rhône, de la circulation générale (courant liguro-provençal), mais principalement des variations eustatiques responsables des transferts longitudinaux, du large vers la côte, et de l'agencement des séries sédimentaires au cours du temps.

Mots-clés: Sédimentologie, Analyse lithosismique, Chronologie, Matière organique, Ostracodes, Quaternaire terminal, Marge rhodanienne, Golfe du Lion.

ABSTRACT

Validation of a sequence stratigraphical model for the late Quaternary deposits of Gulf of Lions (France): use of sedimentological, geochemical and paleobiological criteria.

From seismic stratigraphic data, the late Quaternary of the rhodanian margin is characterized by the preponderance of lowstand deposits on outer shelf and continental slope (unit III), transgressive deposits on middle and inner shelf (unit II) and highstand deposits on the inner shelf (unit I). Shelly layers on the continental shelf and oxidized levels on the adjacent continental slope represent good stratigraphic markers separating the various units. Lithological, chronological and seismic data allow to set these deposits in relation to the recent sea level changes and to estimate sedimentation rates.

The distribution of sedimentological, paleobiological and biogeochemical markers underlines the existence of gradients linked to the modalities and evolution of the sedimentation in different parts of the rhodanian margin. These gradients depend on the position with regard to the Rhone mouth, on the general circulation (liguro-provençal current), but mainly on eustatic variations which are responsible for longitudinal transfers from the open sea to the shore and arrangment of sedimentary units.

Introduction

Depuis plus d'une vingtaine d'années, de nombreuses études effectuées sur la marge continentale du Golfe du Lion ont permis, grâce à une approche pluridisciplinaire (sismique, sédimentologique, géochimique et géotechnique), d'améliorer notre connaissance de nombreux mécanismes et processus qui contrôlent ou ont contrôlé la formation et l'évolution de cette marge (Monaco 1971, Mear 1984, Aloisi 1986, Tesson et al. 1990, 1993 et Tesson & Allen 1995, Got & Aloisi 1990, Gadel et al. 1990, Gensous et al. 1993a et b, Gensous & Tesson 1996 et 1997, El Hmaidi 1993, El Hmaidi et al. 1998a, b et 1999, etc.). Le présent travail entre dans le cadre du programme national français CNRS / INSU: D.B.T. (Dynamique et Bilan de la Terre, thème: Message sédimentaire et paléobiologique). Il a pour objectif principal d'établir des corrélations haute résolution entre les changements globaux (climatiques, glacio-eustatiques) à haute fréquence (10^5 à 10^4 ans) du Quaternaire terminal et de l'Holocène et la genèse des corps sédimentaires sur une marge continentale deltaïque.

L'analyse de données récentes de sismique haute résolution (Tesson et al. 1990 et 1993) a permis d'élaborer un *modèle*

[1] Univ. Moulay Ismail, Fac. Sci., Dépt de Géologie, UFR de Géologie de Surface et Environnement, B.P. 4010, Meknès, Maroc. E-mail: elhmaidi@fsmek.ac.ma,
[2] Univ. de Perpignan, C.E.F.R.E.M., 52, Av. de Villeneuve, 66860 Perpignan, France.
[3] D.G.O., UMR 58-05 CNRS, Univ. Bordeaux I, Av. des Facultés, 33405 Talence Cedex, France.

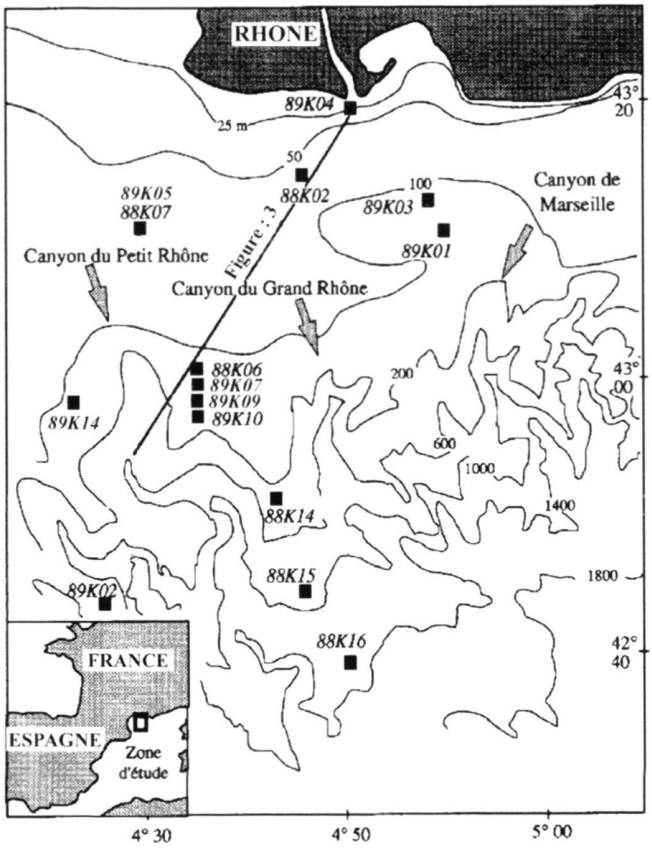

Fig. 1. Carte bathymétrique de la marge continentale rhodanienne avec positionnement du profil sismique (Fig. 3) et des carottes étudiées.

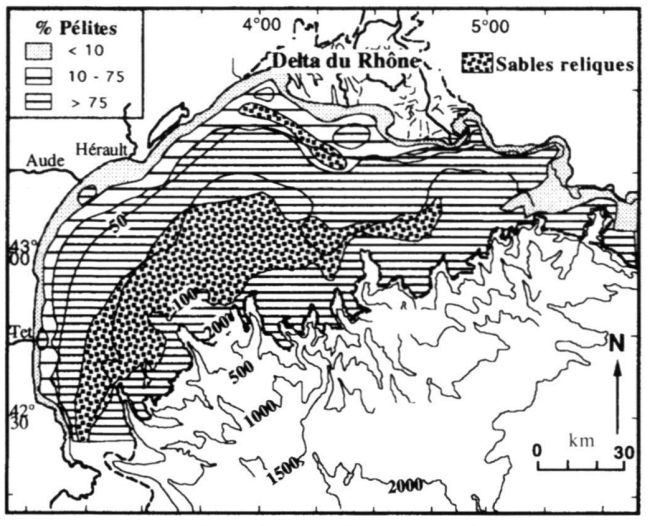

Fig. 2. Répartition des dépôts superficiels sur la plate-forme du Rhône (d'après GENSOUS et al. 1993b).

géométrique des corps sédimentaires récents et de proposer des hypothèses sur les conditions de leur mise en place, en s'appuyant sur les concepts récemment développés de la stratigraphie séquentielle.

Le travail présenté repose sur l'étude des unités sédimentaires les plus récentes, sub-affleurantes et recoupées par carottage Kullenberg sur plusieurs mètres de hauteur.

L'analyse des paramètres sédimentologiques (lithologie et structures), géochimiques, chronologiques et micropaléontologiques des dépôts et de leur évolution verticale, les corrélations avec les données sismiques permettent de préciser les conditions de mise en place des dépôts et l'évolution de la sédimentation durant le Quaternaire récent.

Situation et Environnement de la Zone d'étude

La marge rhodanienne borde une partie des côtes françaises, entre les chaînes alpines et pyrénéennes, dans la partie nord occidentale de la Méditerranée. D'un point de vue morphologique, elle est caractérisée par un vaste plateau (jusqu'à 70 km), subhorizontal (pente de 0,2 à 0,5 %), dont la limite externe est marquée par une rupture de pente à 120 m de profondeur. Au-delà, se développe un talus de déclivité moyenne (10%), entaillé par de nombreux canyons sous-marins se raccordant vers l'isobathe 1500 m au glacis constitué en face du Rhône par un vaste éventail sous-marin (Fig. 1). Elle constitue un secteur propice (marge passive, mer sans marée ou à marée faible, apport terrigène ponctuel important) à l'étude du fonctionnement d'un système sédimentaire sous l'action des variations cycliques glacio-eustatiques.

Les données de géophysique, de sismique réflexion (Le-Fevre 1980) et de forages montrent que le plateau continental est constitué par un soubassement paléozoïque surmonté par un ensemble de dépôts d'âge néogène à plio-quaternaire. Les données de sismique haute résolution montrent que la partie supérieure de cet ensemble est organisée en une succession verticale d'unités (5 à 7) prismatiques, progradantes et limitées par des surfaces d'érosion (Aloisi 1986, Got & Aloisi 1990, Tesson et al. 1990, 1993 et Tesson & Allen 1995, Gensous et al. 1993a, Gensous & Tesson 1996 et 1997). L'analyse sismique montre que leur élaboration s'est effectuée au Pléistocène lors des périodes de baisses et de bas-niveau marin.

Le littoral actuel est constitué de longues barres sableuses («lido»), isolant des lagunes. L'émissaire rhodanien a construit un vaste édifice deltaïque depuis le ralentissement ou l'arrêt de la transgression postglaciaire.

Sur la plate-forme continentale, les dépôts pléistocènes sont partiellement recouverts par la couverture sédimentaire postglaciaire qui s'organise grossièrement en bandes parallèles à la côte (Monaco 1971, Aloisi, 1986, Got & Aloisi 1990, Gensous et al. 1993b, Gensous & Tesson 1997) (Fig. 2). Les sables côtiers infralittoraux occupent les fonds de 0 à 20 m (Suanez, 1997). Au-delà, la plate-forme est recouverte de dépôts pélitiques. Sur La plate-forme externe affleurent des dépôts sableux mis en place pendant les premiers stades de la transgres-

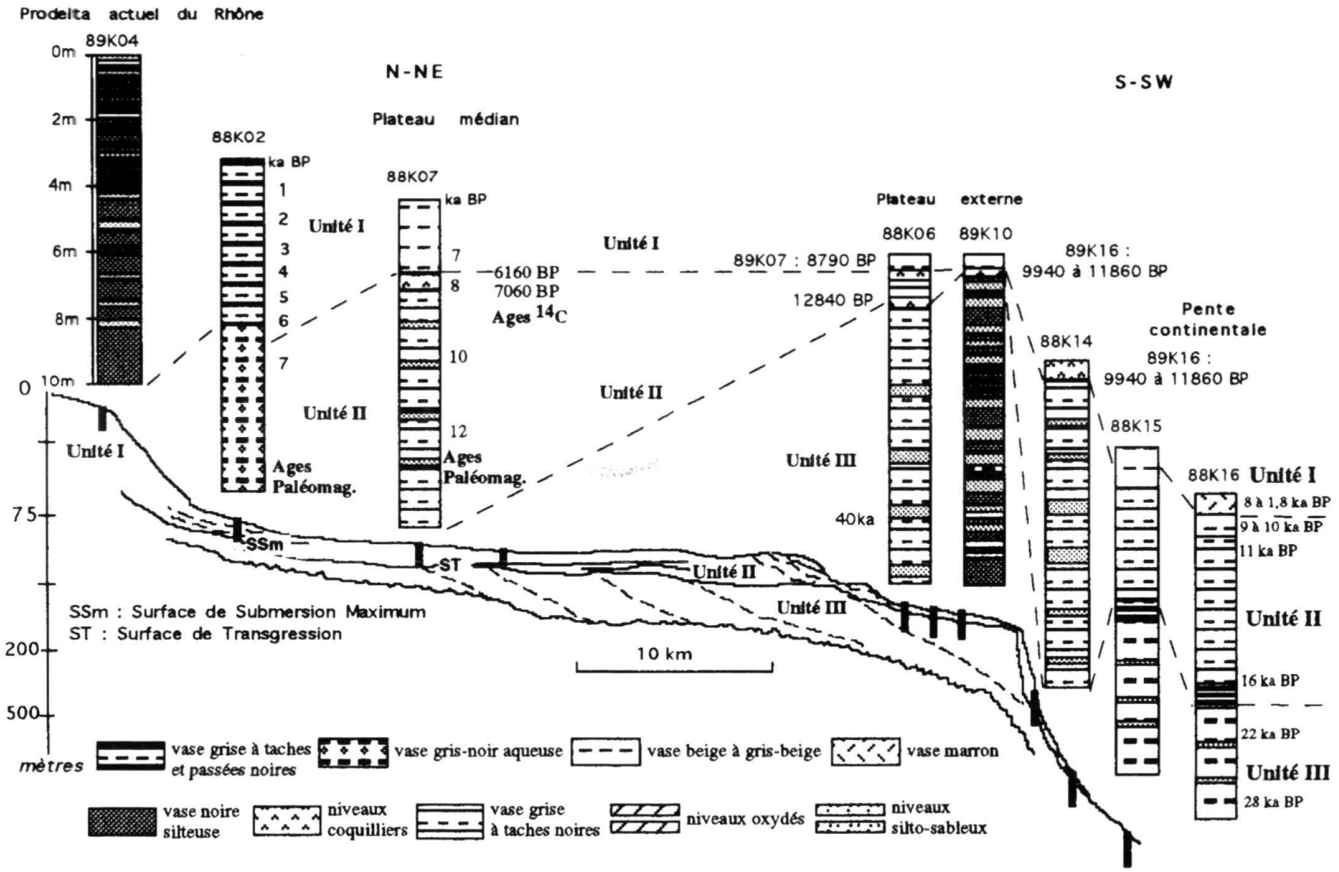

Fig. 3. Calage chronologique et lithosismique dans la colonne sédimentaire du Quaternaire terminal sur l'ensemble de la marge rhodanienne. Les données sismiques haute résolution (TESSON et al. 1990) montrent l'organisation stratigraphique des dépôts.

sion tardiglaciaire. En domaine infralittoral, on note la présence d'affleurements rocheux (gréseux) d'âge Pléistocène, de formations sablo-graveleuses témoins d'une activité fluviale au cours des périodes d'exondation de la plate-forme, et de corps sableux représentant des constructions littorales élaborées lors de la remontée holocène du niveau marin.

Matériel et Méthodes

Les prélèvements ont été réalisés à l'aide d'un carottier Kullenberg suivant une radiale allant de l'embouchure du Grand Rhône jusqu'à la limite du plateau et sur l'interfluve des canyons Grand Rhône-Petit Rhône (Fig. 1 et 3). Ils ont été positionnés en fonction des données sismiques et une reconnaissance préliminaire par sondeur à sédiments à très haute résolution (3,5 kHz) a été réalisée de façon à pouvoir corréler sans ambiguïté les données sismiques et sédimentologiques.

Après ouverture des carottes, un log lithologique détaillé est établi. La nature des divers constituants a été reconnue par observation à la loupe binoculaire pour la fraction sableuse (> 40 µm) et observations au M.E.B. et l'analyse à la microsonde pour les fractions pélitiques.

La granulométrie de la fraction pélitique est réalisée à l'aide d'un Sedigraph 5000 (Coultronics). Les teneurs en carbone (organique et total) ont été déterminées à l'aide d'un analyseur de carbone de type LECO CS 125. Il en a été déduit les teneurs en carbonates. L'étude des polysaccharides est réalisée à l'aide d'un spectrophotomètre Spectronic 20 – Bausch-Lomb (longueur d'onde = 625 nanomètres). Ces composés organiques ont été utilisés comme biomarqueurs de l'origine continentale ou marine et du degré de dégradation de la matière organique.

L'étude de la faune d'ostracodes, a été réalisée sur 20 g d'échantillon tamisé à 125 µm. Les paramètres analytiques utilisés sont la densité et la diversité faunistiques, le pourcentage des formes allochtones et les caractéristiques des associations autochtones.

Les datations radiométriques au ^{14}C ont été réalisées sur des coquilles fraîches de lamellibranches au Laboratoire de Géologie du Quaternaire (LGQ) de la Faculté des Sciences de Luminy (Université d'Aix-Marseille II) par la méthode du benzène à scintillation liquide. Toutes les datations sont calculées en utilisant la demi-vie de LIBBY de 5570 ans et données en année BP (Before Present) de 1950 (Tab. I). Pour les dé-

pôts du prodelta rhodanien dépourvus de niveaux coquilliers, nous avons utilisé la méthode paléomagnétique dite des «variations séculaires», généralement utilisée pour les sédiments lacustres. La comparaison des variations verticales des paramètres d'inclinaison et de déclinaison magnétiques avec des enregistrements de référence en Europe de l'ouest a permis d'obtenir une chronologie détaillée des unités II et I sur le plateau médian et interne (Fig. 3) (Williamson 1991, El Hmaidi 1993, Gensous et al. 1993b).

Resultats

Stratigraphie sismique

Les données de sismique haute résolution (Tesson et al. 1990, 1993 et Tesson & Allen 1995 – Fig. 3) montrent que les dépôts pléistocènes de la plate-forme rhodanienne sont globalement organisés en unités prismatiques superposées (5 au moins sont visibles au-dessus du multiple sur les profils sismiques). Chacune de ces unités est constituée par une succession de réflecteurs progradants de type sigmoïde à oblique et tronquées à leur sommet par des surfaces érosionnelles. Elles s'épaississent en direction du bassin et viennent se biseauter vers le continent à une profondeur relativement constante d'environ 90 m.

L'unité prismatique la plus ancienne (unité III d'âge Pléistocène supérieur - Fig. 3) est recouverte par une unité superficielle (unité II d'âge Tardiglaciaire à Holocène inférieur) qui vient se raccorder aux dépôts de la plaine deltaïque rhodanienne. Cette unité superficielle est pelliculaire sur la partie tout à fait externe de la plate-forme et présente localement des petits corps prismatiques, progradants à disposition rétrogradationnelle. Elle est peu épaisse sur le plateau médian et formée par des réflecteurs sub-horizontaux qui se terminent en «onlap» au niveau du plateau interne. Ils sont surmontés par une unité supérieure (unité I d'âge Holocène supérieur) à réflecteurs progradants qui se prolongent au niveau de la plaine deltaïque rhodanienne.

L'analyse en termes de stratigraphie séquentielle (Tesson et al. 1990, 1993 et Tesson & Allen 1995, Gensous et al. 1993a et b, Gensous & Tesson 1996 et 1997) conduit à interpréter l'unité III comme un prisme de bas niveau marin; l'unité II à disposition rétrogradationnelle constitue un cortège sédimentaire transgressif, alors que l'unité I représente le cortège de haut niveau marin.

Ces trois unités ont pu être échantillonnées par carottages (fig. 3). Le présent article porte sur l'analyse de ces prélèvements dont le but est de calibrer et de caler chronologiquement ces unités sismiques par la recherche de marqueurs fiables pour la reconnaissance et la caractérisation de l'évolution des paléoenvironnements en domaine côtier.

Chronologie des dépôts

Les niveaux coquilliers rencontrés dans les prélèvements du plateau médian et externe représentent de bons repères stratigraphiques qui marquent, sur les profils sismiques, les surfaces érosionnelles limitant les unités. Il s'agit de niveaux d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, de texture granodécroissante et par conséquent non remaniés. Leurs teneurs totales en carbonates atteignent 50%. Leur phase organogène, abondante (jusqu'à 80% de la fraction sableuse), est très diversifiée (lamellibranches, gastéropodes, ptéropodes, bryozoaires, échinodèrmes, foraminifères et ostracodes). Leurs caractéristiques sédimentologiques et microfauniques reflètent des épisodes de changement rapide des conditions de sédimentation (El Hmaidi 1993, El Hmaidi et al. 1999). Leurs datations par le ^{14}C donnent toutes des âges correspondant à la période tardiglaciaire à holocène, entre 13 et 6 ka BP (Tab. I). Etant donné la teneur élevée (30%) en calcite de certains échantillons, les âges obtenus doivent être considérés comme minimaux (El Hmaidi 1993).

Ces données chronologiques permettent donc d'établir des corrélations entre les divers prélèvements (Fig. 3). L'unité III appartient au Pléistocène supérieur: au niveau du plateau externe, les datations par le ^{14}C donnent des âges voisins de 40 ka BP (tests de foraminifères prélevés dans des niveaux silto-argileux de la carotte 88K06) vers la base (Gensous et al. 1993a) et voisins de 13 ka BP pour les niveaux coquilliers qui coiffent le sommet de l'unité. L'unité II, encadrée par deux niveaux coquilliers, s'est mise en place durant le Tardiglaciaire et l'Holocène inférieur soit entre 13 et 6 ka BP. L'unité I, se trouvant au-dessus des niveaux coquilliers d'age 6 à 7 ka BP, s'est déposée durant l'Holocène supérieur (Fig. 3, Tab. I).

Au niveau de la pente continentale, les datations au ^{14}C, tirées de la littérature, ont été effectuées sur des tests de foraminifères au laboratoire du Radiocarbone de Lyon (Bourdillon 1982, Mear 1984). Elles donnent des âges compris entre 28 ka BP à la base et 22 ka BP au sommet pour l'unité III (vases grises à tâches et passées noires). Le passage de l'unité III à l'unité II (vases grises à tâches noires et la base des vases beiges) est assuré par des niveaux oxydés datés d'environ 16 ka BP. Le passage entre l'unité II et l'unité I (sommet des vases beiges et vases marrons) est assuré par un niveau silteux oxydé daté d'environ 10 ka BP. Les datations obtenues sur l'unité I se répartissent entre 8 et 1,8 ka BP (Fig. 3).

Caractères sédimentologiques des dépôts

Les trois unités de dépôts (mises en évidence par la sismique) présentent des caractéristiques sédimentologiques, géochimiques et micropaléontologiques spécifiques (Fig. 3 et Tab. II).

L'unité III est subaffleurante dans la partie externe du plateau (Fig. 3 et Tab. II) où elle est constituée de dépôts prodeltaïques compacts montrant des alternances de niveaux sableux et silto-argileux. Suivant les prélèvements, elle montre des séries sédimentaires tantôt grano-croissantes tantôt grano-décroissantes. Sur la pente continentale, cette unité est constituée de vases grises silteuses, compactes et montrant une alternance de passées centimétriques à millimétriques de vases

Tab. I: Datations radiométriques effectuées sur les niveaux coquilliers provenant des prélèvements du plateau médian et externe.

Unités	Carottes	Niveaux (cm)	Position	Age (ans BP)	Références
		209-216		6160 ± 190	LGQ
	88K07	216-222	plateau médian, 78m	7060 ± 230	LGQ
	89K05	212-228	plateau médian, 78m	6490 ± 250	LGQ 571
I	89K01	146-161	plateau médian, 101m	6460 ± 310	LGQ 569
	89K09	3,5-12	plateau externe, 125m	7220 ± 230	LGQ 573
	89K03	302-317	plateau médian, 101m	8700 ± 210	LGQ 570
	89K07	15-28	plateau externe, 121m	8790 ± 190	LGQ 572
	89K14	22-40	plateau externe, 111m	7980 ± 200	LGQ 574
II	89K15	0-12,5	plateau externe, 128m	10490 ± 280	LGQ 575
		17,5-25		9940 ± 270	LGQ 576
	89K16	25-32,5	plateau externe, 126m	11860 ± 310	LGQ 577
	89K17	20-30	plateau externe, 121m	11980 ± 250	LGQ 579
	88K06	40-50	plateau externe, 120m	12840 ± 330	LGQ

noires et de vases grises mouchetées et de niveaux silteux (structure varvée turbiditique).

Cette unité est riche en agrégats de monosulfures, de pyrite et des débris végétaux. Les faibles teneurs en matière organique sont probablement dues à une dilution par l'abondance de la phase minérale, surtout carbonatée. La microfaune d'ostracodes est rare et peu diversifiée. Au niveau du plateau externe, cette microfaune indique une évolution cyclique d'un milieu infralittoral à la base vers un milieu circalittoral à épibathyal avant de revenir de nouveau vers un milieu infralittoral au sommet de l'unité (El Hmaidi et al. 1999). Sur la pente continentale, les ostracodes sont caractéristiques de l'étage épibathyal.

Le passage de l'unité III à l'unité II est assuré, sur la pente continentale, par des niveaux oxydés datés d'environ 16 ka BP sur des tests de foraminifères au laboratoire du Radiocarbone de Lyon (Bourdillon 1982, Mear 1984. Au niveau du plateau continental, le passage entre ces deux unités se fait par l'intermédiaire de niveaux coquilliers sur le plateau externe et par des sables et cailloutis sur le plateau médian. Dans ces niveaux, l'abondance d'éléments détritiques sableux, la richesse en micas et la présence de la pyrite témoignent d'un milieu proximal et réducteur. Leurs caractères géotechniques particuliers (faible teneur en eau et forte cohésion) rappellent les matériaux soumis à l'érosion et / ou au non dépôt (Keller et al. 1979). Leur microfaune d'ostracodes, appartenant à l'étage infralittoral, montre qu'ils se sont déposés sous une tranche d'eau très faible n'excèdant guère 15 à 20m. L'ensemble de leurs caractéristiques, leur âge de 12,84 ka BP (Tab. I) considéré comme minimal, suggèrent qu'il s'agit d'une surface érosionnelle marquant le début de la transgression vers 16 ka BP.

L'unité II montre une évolution latérale des dépôts de la côte vers le large (Fig. 3 et Tab. II). Sur le talus prodeltaïque, on rencontre des vases à bulles, riches en eau d'épaisseur plurimétriques. Sur le plateau médian, on passe aux vases grises à tâches noires d'épaisseur décimétrique intercalées de niveaux silto-sableux puis, sur le plateau externe à des vases gris-clair, homogènes et d'épaisseur centimétrique. Sur la pente continentale, il s'agit de vases gris-clair à taches noires et niveaux silteux ou sableux (structure varvée turbiditique) et la base des vases beiges. Cette évolution lithologique latérale, du plateau vers la pente continentale, s'accompagne d'un affinement granulométrique, d'une diminution importante des teneurs en carbone organique et d'une augmentation des teneurs en polysaccharides.

Les teneurs globales en carbonates sont partout élevées et les analyses au M.E.B. et à la loupe binoculaire montrent que les composants carbonatés sont essentiellement détritiques sur le talus prodeltaïque et de plus en plus organogènes vers le large.

Les ostracodes, peu représentés ou absents sur le plateau interne, sont de plus en plus nombreux et diversifiés vers le large. L'évolution de la densité faunistique s'accompagne d'une augmentation très irrégulière de la fréquence des formes allochtones. Ces dernières sont dominées par les formes ubiquistes de plate-forme sur le plateau médian et par les formes phytales sur le plateau externe et le haut de pente.

Les datations radiométriques au 14C, sur divers niveaux sablo-coquilliers, sont de plus en plus jeunes au fur et à mesure qu'on se dirige du plateau externe (12,84 ka BP: carotte 88K06; 11,98 ka BP: carotte 89K17; 11,86 ka BP: carotte 89K16; 10,49 ka BP: carotte 89K15) vers le plateau médian (8,7 ka BP: carotte 89K03) (Tab. I et II).

Verticalement et de la base vers le sommet, la série sédimentaire est globalement grano-décroissante; il y a parallèlement une diminution des teneurs en pyrite, débris végétaux et agrégats de monosulfures et un enrichissement progressif en glauconie et en microfaune pélagique épibathyale sur la pente et circalittorale sur la plate-forme médiane et externe.

Le passage de l'unité II à l'unité I superficielle est variable suivant le domaine physiographique. Sur la pente continentale, il est représenté soit par un contact franc entre les vases beiges et les vases marons, soit par un passage progressif au sein des vases beiges.

Sur le plateau continental, ce passage est assuré par des niveaux coquilliers, datés d'environ 9 à 7 ka BP sur le plateau externe (8,79 ka: carotte 89K07; 7,98 ka: carotte 89K14; le niveau 0 – 12,5 cm de la carotte 89K15, daté de 10,49 ka et le niveau 3,5 – 12 cm de la carotte 89K09, daté de 7,22 ka, sont probablement remaniés vue leur position superficielle soit par la bioturbation ou par les courants du fond) et d'environ 7 à 6 ka BP sur le plateau médian (7,06 ka BP et 6,16 ka BP: carotte 88K07; 6,49 ka BP: carotte 89K05; 6,46 ka BP: carotte 89K01) (Tab. I). Il s'agit de niveaux à phase organogène abondante et souvent glauconitisée. La microfaune d'ostracodes, très abondante mais peu diversifiée, caractérise l'étage circalittoral.

L'unité I est surtout développée sur le prodelta et le plateau interne. Elle est caractérisée par des vases silteuses à monosulfures et pyrite (Fig. 3 et Tab. II). Ces minéralisations, d'origine diagénétique (témoignant de la présence de microniches réductrices et de l'existence de micro-porosités) (Monaco et al. 1983), sont liées à un taux de sédimentation élevée, à l'abondance de la matière organique (débris végétaux) et à la présence de fer et de manganèse (Aller et al. 1986).

Tab. II: Caractères chronologiques, sédimentologiques, géochimiques et microfaunistiques des dépôts récents de la marge continentale rhodanienne.

		Prodelta	Base du Talus prodeltaïque	Plateau médian	Plateau externe	Rebord du plateau	Pente continentale
	Lithologie **Epaisseur**	alternance de niveaux sableux et vaseux (> 10 m)	vase grise à passées et taches noires (6 m)	vase beige verdâtre (2,5 m)	vase beige sableuse (10 à 25 cm)	sable beige coquillier (50 cm)	vase marron et vase beige (16 cm)
	Chronologie **Taux d'accumulation**	≈ 2 siècles 30 cm / an	< 6 000 ans B.P. 9 cm /siècle	< 6 000 ans B.P. 2,5 cm /siècle	<7 000 ans B.P. 0,6 cm /siècle	<12 000 ans B.P 5 cm /siècle	<8 000 ans B.P 0,2 cm /siècle
	Silt/Argile **Médiane (µm)**	2 à 6 3 à 13 µm	1,8 3,5 µm	1,8 3 µm	1,6 2,5 µm	1,5 3 µm	1 1,5 µm
	% Carbonates	30	38	33	50	40	40
	% Carbone Organique **Polysaccharides (mg/g)**	2 4,2	1,5 1,8	0,7 1,5	0,4 3,4	1,4 4	0,52 4,5
	%Carbone Polysaccharides / %Carbone Organique	0,07 - 0,08	0,06 - 0,17	0,02 - 0,08	0,09 - 0,17	0,12 - 0,18	0,12 - 0,35
	Ostracodes (DF : densité faunique ; NS : nombre d'espèces)	très rares	très rares	DF : 43 NS : 8	DF : 190 NS : 13	DF : 150 NS : 27	DF : 35 NS : 8
II	**Lithologie** **Epaisseur**	absente	vase silteuse gris-noir à niveaux aqueux (> 4 m)	vase grise à taches noires et niveaux silto-sableux (> 8 m)	vase gris-clair (0 à 25 cm)	vase gris-clair à niveaux silteux ou sableux (> 4 m)	vase gris-clair à niveaux silteux et vase beige (≈1,5 m)
	Chronologie **Taux d'accumulation**		> 6 000 ans B.P. 10 cm /siècle	>6 000 ans B.P. <16 000 ans B.P. 8 cm / siècle	> 7 000 B.P < 13 000 B.P 0,5 cm / siècle	≈ 12 000 B.P < 18 000 B.P. 10 cm / siècle	< 16 000 B.P. 1 cm /siècle
	Silt/Argile **Médiane (µm)**		1,6 3 µm	3 4 µm	2 3,5 µm	1,7 3 µm	1,2 3 µm
	% Carbonates		40%	38%	45%	38%	37%
	% Carbone Organique **Polysaccharides mg/g**		1,6 % 2,7 mg/g	0,8 % 3,6 mg/g	0,4 % 3,3 mg/g	0,9 % 3,3 mg/g	1,2 % 5,6 mg/g
	%Carbone Polysaccharides / %Carbone Organique		0,04 - 0,18	0,02 - 0,16	0,14	0,15	0,20 - 0,16
	Ostracodes (DF : densité faunique ; NS : nombre d'espèces)		très rares	DF : 14 NS : 7	DF : 34 NS : 9	DF : 40 NS : 10	DF : 40 NS : 10
UNITE III	**Lithologie** **Epaisseur**			n'a pas été atteinte par carottage	vase grise à taches noires et niveaux silteux (>4 m)	alternance niveaux sableux et vaseux (>4 m)	vase grise à passées noires et niveaux silteux (>4 m)
	Chronologie **Taux d'accumulation**				> 18 000 B.P. >10 cm/siècle	> 18 000 B.P. >10 cm/siècle	> 18 000 B.P. >10 cm/siècle
	Silt/Argile **Médiane (µm)**				0,7 4 µm	3 5 µm	2 4 µm
	% Carbonates				27 à 47%	40 à 55%	38%
	% Carbone Organique **Polysaccharides mg/g**				0,45 % 2,4 mg/g	0,55 % 3,6 mg/g	0,90 % 2,8 mg/g
	%Carbone Polysaccharides / %Carbone Organique				0,07 - 0,21	0,14	0,06 - 0,16
	Ostracodes (DF : densité faunique ; NS : nombre d'espèces)				DF : 34 NS : 9	DF : 61 NS : 12	DF : 10 NS : 5

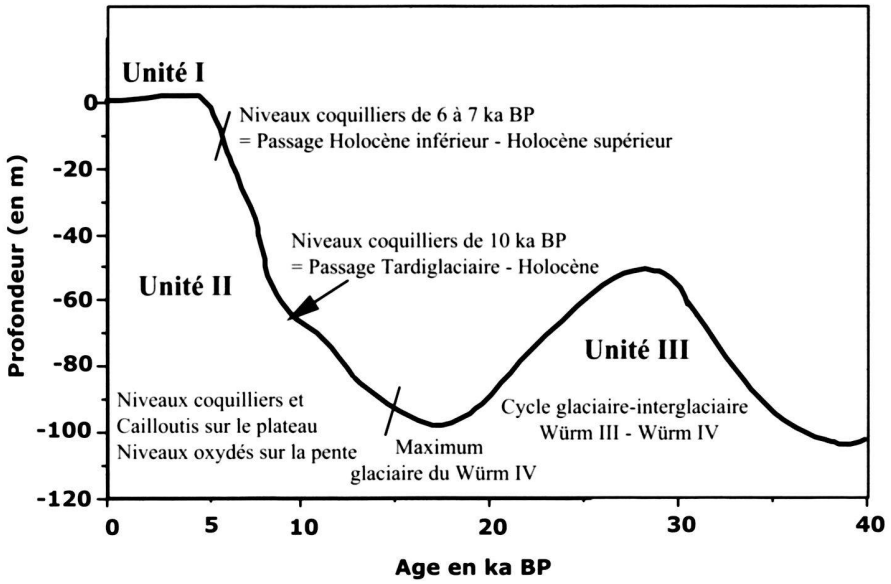

Fig. 4. Courbe des variations du niveau marin au Quaternaire terminal en Méditerranée occidentale (ALOISI et al. 1978, MONACO et al. 1982) et corrélation avec les unités de dépôts recoupées dans la zone d'étude.

Sur le plateau médian et jusqu'à la partie supérieure de la pente continentale, l'unité I, d'épaisseur décimétrique à centimétrique, est constituée de vases beiges, circalittorales, puis épibathyales. On note le développement de minéralisations glauconitiques, en particulier à l'intérieur des tests de foraminifères, et la diminution progressive de la phase détritique en faveur de la phase organogène pélagique.

Sur la pente continentale, le caractère oxydé (couleur beige et marron) des dépôts reflète la diminution des taux de sédimentation, une bonne oxygénation au niveau du fond et indique un environnement océanique bathyal, ouvert à la circulation générale, et peut être la formation des eaux profondes oxygénées.

Les teneurs en carbone organique diminuent du prodelta vers le plateau externe; inversement, celles en polysaccharides augmentent. Cette évolution est beaucoup plus nette si l'on considère les pourcentages carbone des polysaccharides / carbone organique qui augmentent d'un facteur quatre à cinq en allant du prodelta vers le bas de pente.

La microfaune d'ostracode est très rare, allochtone, d'origine continentale et de l'étage infralittoral phytal sur le prodelta. Elle disparaît sur le talus prodeltaïque et devient progressivement abondante, diversifiée et autochtone vers le large. Elle représente l'étage circalittoral sur le plateau médian et externe et épibathyal sur la pente continentale.

Discussion

Séquence type et corrélation avec la courbe des variations du niveau marin

Les analyses isotopiques, effectuées sur des carottes océaniques, indiquent que le passage de la dernière déglaciation à l'actuel s'est effectué en deux ou trois étapes majeures (Mix & Ruddiman 1985, Vergnaud-Grazzini & Pierre 1991, Bard et al. 1996, Yokoyama et al. 2000, Collina-Girard 1999 et 2001).

Dans le Golfe du Lion, Labeyrie et al. (1976), Aloisi et al. (1978), Monaco et al. (1982), Aloisi (1993), Collina-Girard 1997a et b, Vella (1999) ont décrit les variations du niveau marin pour la période tardiglaciaire – holocène en se basant sur la compilation des données sismiques, sédimentologiques, palynologiques et radiométriques (fig. 4). Elles révèlent une remontée rapide du niveau marin à partir de 14 ka et jusqu'à 6 ka BP avec deux périodes d'accélération (14 - 12 ka BP et 8 - 6 ka BP). Les diverses données analytiques conduisent à la définition d'une séquence sédimentaire type pour l'ensemble de la marge rhodanienne (fig. 5). Les données chronologiques permettent de corréler les unités de dépôt de cette séquence avec les différents intervalles de la courbe eustatique (Fig. 4 et 5).

Pendant le Pléistocène, en plus de l'eustatisme, le basculement vers le large par subsidence était le mécanisme tectonique principal qui a contrôlé l'espace disponible pour l'accumulation des dépôts sédimentaires sur la marge rhodanienne (Tesson & Allen 1995). Lors de la période tardiglaciaire – holocène, la surface de transgression au toit des unités progradantes du bas niveau marin (unité III) était demeurée sub-horizontale et parallèle à la surface de biseau sommital de l'unité suivante (unité II transgressive); par conséquent, il n'y avait pas eu de basculement tectonique par subsidence lors de cette période (Fig. 3). De même, la constance bathymétrique des niveaux eustatiques élargie à la totalité du littoral ouest – provençal implique indirectement la stabilité tectonique de ce secteur durant l'Holocène (Collina-Girard 1997a et b).

L'unité III représenterait, d'après les données chronologiques, sédimentologiques et micropaléontologiques, le cycle glaciaire - inter-glaciaire Würm III - Würm IV. Par comparaison avec les variations eustatiques établies par Labeyrie et al. (1976) et Monaco et al. (1982), cette unité correspondrait à la

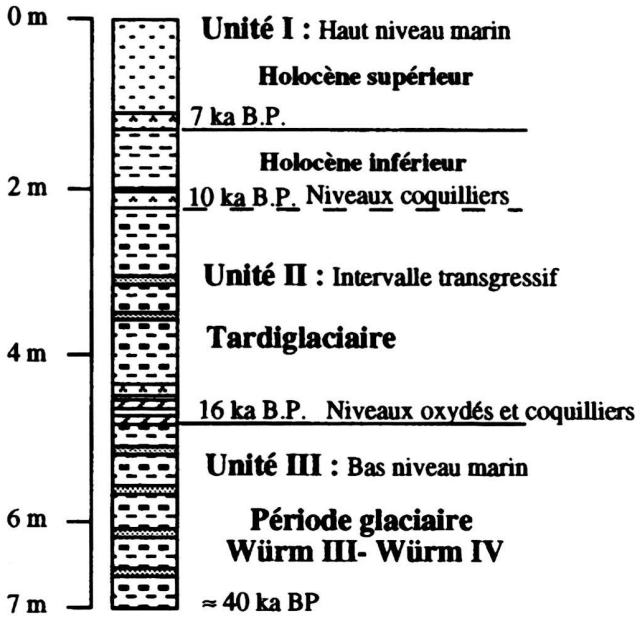

Fig. 5. Séquence sédimentaire type du Quaternaire terminal au niveau de la marge continentale rhodanienne. La légende des figurés utilisés est la même que celle de la figure 3.

période transgressive entre 40 et 28 ka BP et à la période régressive survenue entre 28 et 18 ka BP (fig. 4 et 5). Cette interprétation va dans le même sens que celle tirée des données sismiques (Tesson et al. 1990 et 1993) qui fait correspondre cette unité à un cortège de bas niveau marin antérieur au dernier maximum glaciaire (18 ka BP).

Cette unité est caractérisée par des taux d'accumulation relativement élevés (environ 20 à plus de 80 cm/10^3 ans) et reflète des conditions de dépôt peu oxygénées et / ou peu profondes (Tab. II). En effet, cette période de bas niveau marin est marquée, d'un point de vue hydrologique, par une forte stratification de la colonne d'eau, due à une éventuelle stagnation de l'eau profonde dans le Golfe du Lion et sur toute la Méditerranée (Bourdillon 1982, El Hmaidi et al. 1998b).

L'unité II représente le cortège transgressif. Sur la pente continentale, elle repose sur les niveaux oxydés marquant le début de la remontée tardiglaciaire et qui seraient les premiers indices d'une circulation océanique qui s'amplifiera progressivement avec le temps (El Hmaidi et al. 1998b). Vers le sommet de cette unité et en allant vers le bas de la pente et du glacis, le passage entre les vases beiges et marrons est assuré par un niveau silteux oxydé, daté d'environ 10 ka BP sur des tests de foraminifères au laboratoire du Radiocarbone de Lyon (Mear 1984). Ce passage correspond à la phase d'accélération de la transgression et indique le début du fonctionnement du courant liguro-provençal et, par conséquent, de celui de la circulation actuelle dans le Golfe du Lion (Mear 1984, El Hmaidi et al. 1998b).

Sur le plateau continental, l'unité II repose sur les niveaux sablo-coquilliers qui représentent une surface transgressive, érosionnelle, due à l'activité des vagues lors du début de la transgression vers 16 ka BP (Tesson et al. 1990 et 1993, Gensous et al. 1993, Gensous & Tesson 1996 et 1997, El Hmaidi 1993, El Hmaidi et al. 1999). Cette interprétation semble être compatible avec les variations eustatiques dans la région (Labeyrie et al. 1976, Aloisi et al. 1978, Monaco et al. 1982, Aloisi 1993, Mohrange et al. 1993, Laborel et al. 1994, Collina-Girard 1997a, b et 1999, Vella 1999). Cette unité est caractérisée par des dépôts diachrones et les niveaux coquilliers d'âges de plus en plus récents en allant du plateau externe vers la côte en témoignent (Tab. I et II et Fig. 3); cette disposition générale rétrogradationnelle résulte des diverses phases d'arrêt ou de ralentissement de la transgression tardiglaciaire et holocène (Van Wagoner et al. 1988, Tesson et al. 1990, Gensous & Tesson 1997) (Fig. 4 et 5). Les taux d'accumulation, estimés à environ 100 cm/10^3 ans sur le plateau interne et médian, rappellent ceux des dépôts prodeltaïques actuels (voir unité I ci-dessous). Ces taux diminuent progressivement jusqu'à 5 cm/10^3 ans sur le plateau externe (séquence condensée) et réaugmentent vers la pente continentale (10 à 40 cm/10^3 ans) du fait de l'alimentation par érosion et remaniement sédimentaire à partir du rebord du plateau (Tab. II).

L'unité I correspond au cortège de haut niveau marin mis en place depuis environ 6 ka BP (fig. 4 et 5) lorsque le taux de remontée eustatique a beaucoup diminué (Aloisi et al. 1978, Monaco et al. 1982, Mohrange et al., 1993, Laborel et al. 1994, Dubar & Anthony 1995, Collina-Girard 1997a, b et 1999, Vella 1999), puisque la ligne de rivage a de nouveau migré vers le large (Gensous & Tesson 1997). Elle débute par des niveaux coquilliers, qui marquent sur les profils sismiques, une surface de submersion maximum, se traduisant par un déplacement rapide de la ligne de côte vers le continent et une brusque diminution des apports détritiques continentaux permettant le développement d'une sédimentation organogène à caractère de plus en plus condensé et pélagique vers le large.

L'analyse sédimentologique fait ressortir l'existence de gradients traduisant les modalités et l'évolution de la sédimentation récente. Ainsi on constate une décroissance rapide du taux de sédimentation. Sur le prodelta actuel (près de l'embouchure), le taux d'accumulation est estimé à 40 cm/an (Fernandez 1984, Aloisi 1986); il décroît rapidement de 90 cm/10^3 ans dans la partie distale du prodelta à 25 cm/10^3 ans sur le plateau médian et à 5 cm/10^3 ans sur le plateau externe et à environ 5 à 1 cm/10^3 ans au niveau de la pente continentale (Tab. II). Des études sur des dépôts récents (par la méthode du ^{210}Pb) donnent la même information, mais avec des taux de sédimentation plus forts, avec une diminution rapide de 0,6 à 0,2 cm/an du prodelta au plateau interne et une diminution progressive de 0,15 à 0,10 cm/an du plateau médian jusqu'au plateau externe (Zuo et al. 1991). Ce gradient traduit le dépôt précoce de la charge solide du Rhône par perte de charge et floculation des particules au niveau du prodelta et la dispersion sur le plateau sous les effets de la circulation côtière. Les

paramètres lithologiques et sédimentologiques évoluent parallèlement: le passage, avec l'éloignement à la source d'apports, des vases silteuses prodeltaïques aux vases beiges s'accompagne d'une décroissance de la granulométrie et d'un changement dans la nature des constituants.

L'absence de cette unité localement sur le plateau externe où affleurent les sables reliques, et l'abondance relative de la phase détritique terrigène sur le haut de la pente reflètent les phénomènes d'érosion et de reprise sédimentaire bien connus sur les rebords des plateaux continentaux. En effet, ces phénomènes représentent le mécanisme d'alimentation du talus continental et des zones profondes en sédiments.

Apport des marqueurs organiques, paléobiologiques et minéralogiques

Outre les paramètres classiquement utilisés lors des études sédimentologiques, une attention toute particulière a été portée à la recherche de nouveaux marqueurs: biogéochimiques (polysaccharides), paléobiologiques (ostracodes) et minéralogiques (carbonates) dans le but de valider le modèle de stratigraphie - séquentielle (Tab. II).

La matière organique

Sur la marge rhodanienne les teneurs en carbone organique dans les sédiments actuels diminuent de la côte vers le large (El Hmaidi 1993, El Hmaidi et al. 1998a). Ce phénomène, très généralement constaté, est lié à la dispersion des apports continentaux et à l'oxydation de la matière organique au cours de son transfert du continent vers le milieu marin. Des études récentes sur le sédiment et la matière en suspension montrent la même évolution avec une diminution des teneurs en carbone organique et un changement de la nature de la matière organique vers le large (Takada et al. 1987, Lipiatou & Saliot 1988, Gadel et al. 1990).

Les études sur les dépôts les plus récents (unité I) mettent en évidence les caractéristiques suivantes (El Hmaidi 1993, El Hmaidi et al. 1998a):

- Sur le prodelta les fortes teneurs en carbone organique et en polysaccharides témoignent de l'influence continentale liée aux apports du Rhône riches en matériel ligno-cellulosique (débris de végétaux supérieurs). Leur préservation est due au fort taux d'accumulation induisant des conditions réductrices et un enfouissement rapide.
- Sur le plateau médian, les teneurs en carbone organique dans le sédiment brut sont plus élevées dans la zone située à l'est de l'embouchure du Rhône que pour la zone située à l'ouest. Par contre, si l'on considère uniquement la fraction pélitique, c'est la zone ouest qui présente les teneurs les plus élevées (El Hmaidi 1993). Cette évolution transversale au sein d'une même zone physiographique reflète probablement l'origine continentale de la matière organique dans les dépôts situés en face et à l'ouest du delta alors que dans la zone est, située sous l'influence du courant liguro-provençal, la matière organique est principalement issue des posidonies. L'étude de la microfaune d'ostracodes confirme cette hypothèse: les formes phytales étant abondantes dans la zone orientale alors qu'en face du Rhône et vers l'ouest prédominent les formes ubiquistes de plateforme continentale accompagnées de quelques formes allochtones d'eau douce (El Hmaidi 1993, El Hmaidi et al. 1999).
- Sur le plateau externe et la pente continentale, les teneurs en carbone organique diminuent, mais celles en polysaccharides augmentent à nouveau. Cette évolution est beaucoup plus nette encore si l'on considère le pourcentage carbone des polysaccharides / carbone organique, qui augmente d'un facteur quatre à cinq en allant du prodelta vers le bas de pente. Elle s'explique par une contribution de plus en plus importante de la matière organique d'origine marine (phytoplancton) riche en polysaccharides et peut être aussi les débris des posidonies entraînés. Donc le pourcentage carbone des polysaccharides / carbone organique peut constituer un marqueur de l'origine de la matière organique dans les dépôts en fonction des sources continentale au nord (végétaux supérieurs) et marine au sud (phytoplancton, posidonies) et une analyse plus fine, peut alors permettre de discriminer ces deux origines.

Cette évolution se retrouve également dans les dépôts plus anciens de l'unité II et à un degré moindre dans l'unité III.

La microfaune (ostracodes)

La distribution des ostracodes reflète les conditions du milieu de dépôt, les variations eustatiques, l'importance de l'influence continentale (apports rhodaniens) et, à un degré moindre, la nature du dépôt (texture) (El Hmaidi 1993, El Hmaidi et al. 1998b, El Hmaidi et al. 1999).

Dans les dépôts prodeltaïques actuels, les ostracodes sont très rares, allochtones d'origine continentale et/ou de l'étage infralittoral phytal. L'absence ou la rareté de la microfaune sont liées à l'instabilité du fond, à la forte turbidité et à l'abondance de la matière organique induisant des conditions réductrices défavorables à leur développement (El Hmaidi et al. 1999).

Du plateau interne vers la pente continentale, la distribution de la microfaune reflète l'augmentation progressive de la bathymétrie, la diminution de l'influence continentale rhodanienne et la stabilité relative du fond. Ainsi, la faune d'ostracodes devient progressivement plus abondante, plus diversifiée avec prédominance des formes autochtones. Sur le plateau médian et externe, les espèces autochtones sont caractéristiques de l'étage circalittoral. Sur la pente continentale, la faune d'ostracodes est typiquement épibathyale, mais elle est moins abondante et moins diversifiée que celle du plateau.

Verticalement et à l'échelle de la séquence, les ostracodes du plateau continental montrent toujours un approfondisse-

ment continu du milieu de dépôt avec des associations autochtones infralittorales phytales à la base et circalittorales au sommet. Les sections condensées (niveaux coquilliers) sont caractérisées par une microfaune d'ostracodes très abondante mais peu diversifiée. Sur la pente continentale, la microfaune d'ostracodes autochtone reste toujours épibathyale sur toute la colonne sédimentaire, mais de plus en plus abondante et diversifiée vers le sommet de la séquence (vases beiges et marrons). De plus, les formes allochtones, plus nombreuses sur la pente, reflètent probablement la faible largeur du plateau continental et l'interpénétration des étages bathymétriques lors du dernier bas niveau marin et les premières étapes de la transgression tardi-glaciaire.

Les carbonates

Les dépôts prodeltaïques se caractérisent, quel que soit leur âge, par des teneurs en carbonates relativement élevées. Ces carbonates sont d'origine détritique et proviennent de l'érosion des formations carbonatées qui affleurent dans la partie inférieure du bassin versant rhodanien (El Hmaidi 1993).

Sur le plateau médian et externe, les teneurs en carbonates des dépôts actuels sont plus élevées et principalement organogènes. Cette évolution traduit l'éloignement de l'influence rhodanienne permettant l'épanouissement de la microfaune pélagique et l'installation d'une sédimentation plus condensée et riche en glauconie. Sur le haut de la pente, le matériel carbonaté biodétritique, relativement abondant, provient probablement des affleurements reliques du plateau externe et reflète les phénomènes d'érosion (reprise sédimentaire et «slumping») qui alimentent le domaine profond en matériel particulaire.

A l'échelle de la séquence et en parallèle avec la transgression tardi-glaciaire à holocène, les carbonates, fins et détritiques à la base, deviennent de plus en plus grossiers, biogènes et glauconieux vers le sommet. Dans les sections condensées (niveaux coquilliers) du plateau continental, les teneurs en carbonates sont les plus élevées et les éléments organogènes sont souvent épigénisés par la glauconie. Ces niveaux de quelques centimètres d'épaisseur représentent de bons marqueurs stratigraphiques séparant les différentes unités et sont bien visibles sur tous les enregistrements (sismique, paléomagnétique, sédimentologique, microfaunistique etc...). Ils sont les témoins des épisodes de changement de la sédimentation en relation avec les phases de remontée rapide du niveau marin qui provoquent le déplacement de la ligne de rivage vers le continent, une brusque diminution des apports détritiques continentaux et l'établissement à l'arrière d'une sédimentation plus distale et plus condensée à caractère de plus en plus pélagique. Sur la pente continentale, les niveaux oxydés représentent l'équivalent profond des niveaux coquilliers du plateau continental. Ils constituent eux aussi de bons repères stratigraphiques séparant l'ensemble du bas niveau de l'ensemble transgressif et se sont donc mis en place lors d'une période d'accroissement de la tranche d'eau.

Conclusions

L'analyse pluridisciplinaire des dépôts du Quaternaire terminal de la marge rhodanienne fait ressortir un *double gradient*, latéral et vertical, en relation respectivement avec l'éloignement de la source d'apports et la remontée eustatique du niveau marin.

Les marqueurs sédimentologiques, paléobiologiques et biogéochimiques utilisés ont permis d'établir de précieux critères de reconnaissance, caractéristiques et facilement utilisables en domaine côtier. Ainsi, leurs tendances évolutives dans l'unité I de haut niveau marin actuel se retrouvent clairement dans l'unité II, de l'intervalle transgressif, et, à un degré moindre, dans l'unité III, de bas niveau marin. Ce caractère répétitif des gradients relatif aux divers marqueurs réside dans le fait que ces trois unités représentent le même phénomène qui se répète d'une façon décalée dans le temps et dans l'espace. Il s'agit de la mise en place du prisme sédimentaire épicontinental sur le plateau externe et la pente continentale pendant le bas niveau marin, sur le plateau médian durant la transgression et sur le plateau médian et interne pendant l'installation du haut niveau marin actuel.

Remerciements

Les auteurs adressent leurs vifs remerciements aux professeurs Mireille Provensal (Cerege: Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement, Aix-en -Provence) et Christian Ravenne (IFP: Institut Français du Pétrole, Paris) pour leurs suggestions et remarques constructives apportées à ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

ALLER, R. C., MACKIN, J. E. & COX, JR. R. T. 1986: Diagenesis of Fe and S in Amazon inner shelf muds: apparent dominance of Fe reduction and implications for the genesis of ironstones. Cont. Shelf Res. 6 / 1–2, 263–289.

ALOISI, J. C. 1986: Sur un modèle de sédimentation deltaïque. Contribution à la connaissance des marges passives. Thèse d'Etat Univ. Perpignan, 162 p.

ALOISI, J. C. 1993: Variations du niveau marin sur la façade méditerranéenne française au cours de l'Holocène. ESF/EPS Sémin. variations Niveau Marin Holocène Rennes, 22.

ALOISI, J. C., Monaco, A., PLANCHAIS, N., THOMMERET, J. & THOMMERET, Y. 1978: The Holocene transgression in the golfe du Lion, southwestern France: paleogeographic and paleobotanical evolution. Géogr. phys. quat. Montréal 32 / 2, 145–163.

BARD, E., HAMELIN, B., ARNOLD, M., MONTAGGIONI, L., CABIOCH, G., FAURE, G. & ROUGERIE, E. 1996: Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. Nature 382, 241–244.

BOURDILLON, C. 1982: Étude micropaléotologique de sédiments bathyaux du Quaternaire terminal en Méditerranée. Thèse 3ème Cycle Univ. Provence Aix-Marseille I, 125p.

COLLINA-GIRARD, J. 1997a: Profils littoraux en plongée et niveaux d'érosion eustatiques près de la grotte Cosquer (Marseille) et en Provence. C. R. Acad. Sci. Paris 324 / IIa, 607–615.

COLLINA-GIRARD, J. 1997b: Analyse de profiles sous-marins levés en plongée sur les côtes provençale, implications eustatiques et néotectoniques. C. R. Acad. Sci. Paris 325 / IIa, 955–959.

COLLINA-GIRARD, J. 1999: Observation en plongée de replats d'érosion eustatique à l'île d'Elbe (Italie) et à Marie-Galante (Antilles): une séquence bathymétrique mondiale?. C. R. Acad. Sci. Paris 328 / IIa, 823–829.

COLLINA-GIRARD, J. 2001: L'Atlantide devant le détroit de Gibraltar? Mythe et géologie. C. R. Acad. Sci. Paris 333 / IIa, 233–240.

DUBAR, M. & ANTHONY, E. 1995: Holocene envoronmental changes and river-mouth sedimentation in the Baie des Anges, French Riviera. Quaternary research, 43, 329–343.

EL HMAIDI, A. 1993: Unités sédimentaires et paléoenvironnements du Quaternaire terminal sur la marge rhodanienne. Thèse Univ. Perpignan, 171 p.

EL HMAIDI, A., GENSOUS, B., GADEL, F., MONACO, A., EL MOUMNI, B. & TESSON M. 1998a: Evolution de la matière organique dans les dépôts du Quaternaire terminal de la marge rhodanienne (Golfe du Lion–France). Recueil Actes Coll. Intern. L'Observation Spatiale: un outil pour l'étude du bassin méditerranéen, CNES, Tunis, 6p.

EL HMAIDI, A., CARBONEL, P., GENSOUS, B. & MONACO, A. 1998b: Environements sédimentaires et associations d'ostracodes au quaternaire terminal sur la pente continentale rhodanienne (Méditerranée occidentale). Géobios, 31, 5: 621–631.

EL HMAIDI, A., CARBONEL, P., GENSOUS, B., MONACO, A. & EL MOUMNI, B. 1999: Les ostracodes marqueurs des paléoenvironnements de la marge rhodanienne (Méditerranée occidentale) à la fin du Quaternaire. Newsl. Stratigr., 37, 1/2: 3–20.

FERNANDEZ, J. M. 1984: Utilisation de quelques éléments métalliques pour la reconstitution des mécanismes sédimentaires en Méditerranée occidentale: apports du traitement statistique. Thèse 3ème cycle Univ. Perpignan, 230 p.

GADEL, F., PUIGBO, A., ALCANIZ, J. M., CHARRIERE, B. & SERVE, L. 1990: Tracers and constituents indicating the nature of organic fluxes, their origin and the effect of environmental conditions. Cont. Shelf Res. 10 / 9–11, 1039–1062.

GENSOUS, B. & TESSON, M. 1996: Sequence stratigraphy, seismic profiles and cores of Pleistocene deposits on the Rhône continental shelf. Sediment. Geol. 105, 183–190.

GENSOUS, B. & TESSON, M. 1997: Les dépôts postglaciaires de la plate-forme rhodanienne: organisation stratigraphique et conditions de mise en place. C. R. Acad. Sci. Paris 325, 695–701.

GENSOUS, B., TESSON, M. & ARNOLD, M. 1993a: Analyse en stratigraphie séquentielle des dépôts pléistocènes de la plate-forme orientale du Rhône (France): confrontation de l'analyse sismique et des données de terrain. C. R. Acad. Sci. Paris 317 / II, 803–810.

GENSOUS, B., WILLIAMSON, D. & TESSON, M. 1993b: Late-Quaternary transgressive and highstand deposits of a shelf (Rhône delta, France). Spec. Publs Int. Ass. Sediment. 18, 197–211.

GOT, H. & ALOISI, J. C. 1990: The Holocene sedimentation on the Gulf of Lions margin: quantitative approach. Cont. Shelf Res. 10 / 9–11, 841–855.

KELLER, G. H., LAMBERT, D. N. & BENNETT, R. H., 1979: Geotechnical properties of continental slope deposits. Cape Hatteras to hydrographer canyon. Soc. of Econ. Paleont. Mineral. – Special Publ., 27, 131–151.

LABEYRIE, J., LALOU, C., MONACO, A. & THOMMERET, J. 1976: Chronologie des niveaux eustatiques sur la côte du Roussillon de -33000 BP à nos jours. C. R. Acad. Sci. Paris, 282, D, 349–352.

LABOREL, J., MORHANGE, C., LAFON, R., LECAMPION, J., LABOREL-DEGUEN, F. & SARTORETTO, S. 1994: Biological evidence of sea-level rise during the last 4500 years on the rocky coasts of continental southwestern France and Corsica. Marine Geol., 120, 203–223.

LEFEVRE, D. 1980: Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données. Thèse 3ème cycle Univ. Paris VI, 163p.

L'HOMER, A., BASILE, F., THOMMERET, J. & THOMMERET, Y. 1981: Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 ans BP à nos jours; variations du niveau marin. Océanis 7 / 4, 389–408.

LIPIATOU, E. & SALIOT, A. 1988: Distribution et origine des hydrocarbures aromatiques et aliphatiques dans le néphéloïde et le sédiment dans le Delta du Rhône. Rapp. Comm. int. Mer Médit., 31 / 2, 151.

MEAR, Y. 1984: Séquences et unités sédimentaires du glacis rhodanien (Méditerranée occidentale). Thèse 3°cycle Univ. Perpignan, 214 p.

MIX, A. C. & RUDDIMAN, W. F. 1985: Structure and timing of the last deglaciation: oxygen-isotope evidence. Quat. Sci. Rev. 42, 59–108.

MOHRANGE, C., LABOREL, J., LABOREL-DEGUEN, F., LOUNNAS, V. & VERRECHIA, E. 1993: Indicateur biologique et variations relatives du niveau de la mer sur les côtes rocheuses de Provence depuis 4500 ans. Géol. Méditerr. XX, 2, 89–100.

MONACO, A. 1971: Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion). Thèse d'État Univ. Sc. et Tech. Languedoc, 295p.

MONACO, A., ALOISI, J. C., BOUYE, C., GOT, H., MEAR, Y., BELLAICHE, G., DROZ, L., MIRABILE, L., MATTIELO, L., MALDONADO, A., LE CALVEZ, Y., CHASSEFIERRE, B. & NELSON, H. 1982: Essai de reconstruction des mécanismes d'alimentation des éventails sédimentaires profonds de l'Ebre et du Rhône. Bull. Inst. Geol. Bassin Aquitaine 31, 90–109.

MONACO, A., ALOISI, J.C., GOT, H., MEAR, Y. & BELLAICHE, G. 1983: Sédimentogenèse en Méditerranée nord-occidentale. Pétroles et Techniques 299, 36–44.

SUANEZ, S. 1997: Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône. Thèse de doctorat, Univ. de Provence, Aix-Marseille I, 283p.

TAKADA, H. & ISHIWATARI, R. 1987: Linear alkylbenzenes in urban riverine environments in Tokyo: distribution, source, and behavior. Environ. Sci. Technol. 21, 875–883.

TESSON, M. & ALLEN, G.P. 1995: Contrôle tectonique et eustatique haute-fréquence de l'architecture et de la stratigraphie de dépôts de plate-forme péricratonique. Exemple du Golfe du lion (Méditerranée, France) et des dépôts quaternaires. C. R. Acad. Sci. Paris 320 / IIa, 39–46.

TESSON, M., GENSOUS, B, ALLEN, G. P. & RAVENNE, C. 1990: Late quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhône continental shelf, France. Mar. Geol. 91, 325–332.

TESSON, M., ALLEN, G.P. & RAVENNE, C. 1993: Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhône continental shelf. Spec. Publs Int. Ass. Sediment. 18, 183–196.

VAN WAGONER, J. C., POSAMENTIER, H. W., MITCHUM, R. M., VAIL, P. R., SARG, J. F., LOUTET, T. S. & HARDENBOL, J., 1988: An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: B. H. LIDZ (Editor), Sea-Level Changes – an integrated Approach. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. Publ., 42, 39–46.

VELLA, C. 1999: Perception et evaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône. Thèse de doctorat, Univ. de Provence, Aix-Marseille I, 225p.

VERGNAUD-GRAZZINI, C. & PIERRE, C. 1991: High fertility in the Alboran sea since the last glacial maximum. Paleoceanogr. 6 / 4, 519–536.

WILLIAMSON, D. 1991: Propriétés magnétiques de séquences sédimentaires de Méditerranée et d'Afrique intertropicale. Implications environnementales et géomagnétiques pour la période 30-0 ka BP. Thèse Univ. Aix-Marseille II, 230p.

YOKOYAMA, Y., LAMBECK, K., DE DECKKER, P., JOHNSTON, P. & FIEFIELD, K. 2000: Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima. Nature 406, 713–716.

ZUO, Z., EISMA, D. & BERGER, G. W. 1991: Determination of sediment accumulation and mixing rates in the Gulf of Lions, the Mediterranean Sea. Oceanol. Acta 14 / 3, 253–262.

Manuscrit reçu le 26 mai 1998
Révision acceptée le 14 juin 2002