



HAL
open science

Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et eustatiques du Quaternaire terminal - Modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion.

Gwenael Jouet

► **To cite this version:**

Gwenael Jouet. Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et eustatiques du Quaternaire terminal - Modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion.. Géologie appliquée. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2007. Français. NNT: . tel-00260930

HAL Id: tel-00260930

<https://theses.hal.science/tel-00260930>

Submitted on 5 Mar 2008

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.



UMR-CNRS 6538 "Domaines Océaniques"
Institut Universitaire de la Mer (UBO)



Laboratoire Environnements Sédimentaires
Géosciences Marines

THÈSE

Présentée

à l'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

Pour l'obtention du grade de

DOCTEUR

Spécialité: **GÉOSCIENCES MARINES**

par

GWÉNAËL JOUËT

**Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et glacio-eustatiques
du Quaternaire terminal**

Modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion

Volume I

Soutenue le 12 novembre 2007, devant le jury composé de :

François GUILLOCHEAU	Professeur, Université de Rennes 1, Rennes	Rapporteur
Bilal HAQ	Professeur, NSF, Arlington, Virginie, USA	Rapporteur
Jacques DEVERCHERE	Professeur, IUEM-UBO, Brest	Examineur
Serge BERNÉ	Chercheur CR3, IFREMER, Brest	Directeur de thèse
Didier GRANJEON	Chercheur, IFP, Paris	Examineur
Pascal LE ROY	Maître de Conférences, IUEM-UBO, Brest	Examineur
Michel TESSON	Professeur, Université de Perpignan, Perpignan	Examineur



UMR-CNRS 6538 "Domaines Océaniques"
Institut Universitaire de la Mer (UBO)



Laboratoire Environnements Sédimentaires
Géosciences Marines

THÈSE

Présentée

à l'UNIVERSITÉ DE BRETAGNE OCCIDENTALE

Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

Pour l'obtention du grade de

DOCTEUR

Spécialité: **GÉOSCIENCES MARINES**

par

GWÉNAËL JOUËT

**Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et glacio-eustatiques
du Quaternaire terminal**

Modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion

Volume I

Soutenue le 12 novembre 2007, devant le jury composé de :

François GUILLOCHEAU	Professeur, Université de Rennes 1, Rennes	Rapporteur
Bilal HAQ	Professeur, NSF, Arlington, Virginie, USA	Rapporteur
Jacques DEVERCHERE	Professeur, IUEM-UBO, Brest	Examineur
Serge BERNÉ	Chercheur CR3, IFREMER, Brest	Directeur de thèse
Didier GRANJEON	Chercheur, IFP, Paris	Examineur
Pascal LE ROY	Maître de Conférences, IUEM-UBO, Brest	Examineur
Michel TESSON	Professeur, Université de Perpignan, Perpignan	Examineur

RÉSUMÉ

Le Quaternaire terminal a été le théâtre de changements importants du climat, à l'échelle de la dizaine ou de la centaine de milliers d'années. Ces fluctuations ont affecté les enregistrements sédimentaires continentaux et marins à travers le monde. Même si la variabilité du climat est maintenant bien reconnue, les changements associés du niveau marin absolu et de l'environnement, ainsi que l'empreinte de ces changements sur l'organisation stratigraphique restent à préciser.

Les travaux entrepris depuis une dizaine d'années sur la marge du Golfe du Lion (Méditerranée occidentale) montrent qu'il s'agit d'une zone exceptionnelle pour explorer l'impact de la variabilité climatique et glacio-eustatique sur l'organisation stratigraphique des sédiments. Les séquences sédimentaires liées aux grands cycles tardi-pléistocènes de 100 000 ans, révélées par la sismique, ont été échantillonnées et interprétées grâce aux données multi-*proxies* des forages du projet européen "Promess-1". La révision du modèle stratigraphique de la marge, propagé sur l'ensemble de la plateforme, a contribué à préciser les modèles conceptuels de la stratigraphie séquentielle. L'analyse sismo- et litho-stratigraphique à plus haute résolution révèle également l'enregistrement de séquences liées à des cycles climatiques beaucoup plus courts durant le dernier cycle glaciaire (~130 000 ans). L'association des événements de Heinrich et de Dansgaard-Oeschger dans les cycles génériques de Bond présente une expression stratigraphique distincte, sous la forme de paraséquences régressives. Enfin, la modélisation de l'agencement des structures sédimentaires associées à la remontée du niveau marin lors de la dernière déglaciation (~20 000 ans) souligne le rôle des événements climatiques extrêmes dans la formation du message sédimentaire. Cette étude présente enfin une confirmation semi-quantitative et bien contrainte dans le temps, du rôle fondamental des variations du niveau marin et des flux sédimentaires dans l'organisation des séquences de dépôt, y compris à l'échelle des événements climatiques rapides.

TITLE

**Stratigraphic records of climatic and glacio-eustatic cycles during the Late Quaternary -
Modelling the Gulf of Lions continental margin.**

ABSTRACT

Earth's climate oscillated during the Late Quaternary following the major glacial-interglacial cycles. These well-known variations influenced continental and marine sedimentary records worldwide. However, the associated changes of global sea-level and of environmental factors are not precisely documented, neither are their stratigraphic signatures.

The extensive geophysical and sedimentological investigations carried out in the Gulf of Lions (Western Mediterranean) since the early 90's allow us to explore the expanded sedimentary records preserved on this continental margin during the Late Quaternary. The combination of high sediment supply (largely from Alpine glaciers) and significant subsidence favoured an almost continuous record, at the shelf edge, of sedimentary sequences linked to 100 kyr glacio-eustatic and climatic cycles. The Gulf of Lions is therefore an ideal area for calibration of climatic and sea-level variations from the continental margin architecture. First interpreted from seismic data, these sequences have been sampled and analysed by the EC-funded "Promess 1" drilling operation. This high resolution record of the last ca. 500 kyr provides a new, detailed litho- and chrono-stratigraphic framework. It allows a revised high-resolution, tri-dimensional sequence stratigraphic analysis of the margin, based on the integration of the large data set and of well-constrained well data. It also reveals, from an ultra-high resolution multi-proxy analysis of the last glacial cycle (~130 kyr), the stratigraphic and sedimentary imprints of millennium-scale climatic events such as Heinrich events and the cooling Bond cycles. Finally, the quantitative numerical modelling of the last deglacial period evidences the influence of a very high sediment flux and of pulses of sea-level rises (driven by rapid climatic events) on the architecture of the deltaic system.

REMERCIEMENTS

Au commencement et en introduction de cette thèse, il y eut un stage de DEA qui m'a permis de découvrir et de participer à la préparation du projet scientifique de forage en Méditerranée occidentale, PROMESS-1. Il était difficile dans ces conditions de passer à côté de l'occasion qui m'a été offerte de participer à cette aventure scientifique dans le cadre d'un doctorat au sein des équipes "Géosciences Marines" de l'*IFREMER* et "Domaines Océaniques" de l'*IUEM*. L'intérêt d'un tel projet, en plus des apports concrets pour la connaissance scientifique, réside dans les nombreux échanges que favorise un travail au sein d'une communauté internationale de scientifiques. Après un certain découragement devant la quantité d'informations à traiter et à assimiler, il y eut le plaisir de connecter les différentes idées dans un schéma général d'interprétation qui s'est mis en place progressivement au cours de cette thèse grâce aux différentes collaborations et discussions.

A l'issue de cette thèse, je tiens en tout premier lieu à remercier mon directeur de recherche **SERGE BERNÉ**, chercheur à l'*Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER (IFREMER-Brest)*. Tout au long de ces années de collaboration, il a su orienter mes recherches dans le bon sens tout en me faisant partager ses connaissances scientifiques et plus globalement son expérience du monde de la recherche. La pleine confiance qu'il m'a accordée m'a permis d'élaborer un plan de thèse personnel et propre à mes aspirations. Malgré ses nombreuses responsabilités au sein des projets auquel il m'a fait participer, il a toujours été disponible pour de fructueuses discussions qui m'ont aidé le plus souvent à finaliser certains travaux. Merci d'avoir cru en mes capacités et de m'avoir fourni d'excellentes conditions logistiques et financières. Pour tout ce qu'il m'a apporté, je le remercie vivement.

Je tiens à signaler que sans **MARINA RABINEAU**, chargée de recherche au *CNRS (UMR6538-Brest)*, ce projet de thèse n'aurait pas pu se mettre en place si rapidement à l'*IUEM*. Qu'elle reçoive toute l'expression de ma reconnaissance pour m'avoir proposé ce sujet de recherche.

Je remercie tous particulièrement les membres du jury, et en particulier, **FRANÇOIS GUILLOCHEAU**, professeur à l'*Université de Rennes 1* et **BILAL HAQ**, professeur à la *National Science Foundation (NSF-Arlington)* qui ont accepté de juger ce travail et d'en être les rapporteurs. Je suis également très sensible à la présence dans ce jury de **JACQUES DEVERCHERE**, professeur à l'*Université de Bretagne Occidentale*, **DIDIER GRANJEON**, Chercheur à l'*Institut Français du Pétrole (IFP-Paris)*, **PASCAL LE ROY**, Maître de Conférences à l'*Université de Bretagne Occidentale* et **MICHEL TESSON**, professeur à l'*Université de Perpignan*. Merci à eux de l'intérêt qu'ils ont porté à cette thèse et aux critiques et conseils avisés qu'ils ont apportés.

Je tiens également à témoigner et à renouveler ma reconnaissance à **FRANÇOIS GUILLOCHEAU**, **DIDIER GRANJEON**, **JEAN-FRANÇOIS BOURILLET**, et **JEAN-JACQUES TIERCELIN** d'avoir bien voulu être membres de mon comité de thèse et à ce titre d'avoir suivi l'avancement de mes travaux au cours des trois dernières années.

Pour revenir au début de cette aventure, avant cette thèse et tout au long de mon cursus universitaire "atypique" et de mon parcours professionnel, j'ai eu la chance de rencontrer et d'avoir été guidé par de nombreuses personnes qui m'ont aidé indirectement à parvenir à cette étape que constitue le doctorat. Dans l'ordre chronologique, je voudrais remercier en particulier **ANNE MURAT** et **YANN MÉART** à *INTECHMER* pour m'avoir initié aux géosciences marines, **GÉRARD AUFFRET**, **CLAUDE AUGRIS**, **JEAN-MARIE AUGUSTIN**, **XAVIER LURTON** et **MICHEL VOISSET** à *IFREMER* et **LAURENCE DROZ**, **ALAIN COUTELLE**, **PASCAL LE ROY**, **JOËL ROLET** à *l'UBO* pour m'avoir montré le monde de la recherche à l'occasion de stages et d'une mission à la mer (Sedifan). Merci à toutes les personnes qui m'ont soutenu pendant mes années *CG.Géophysique* aussi bien à la fac de Brest qu'à bord du R/V Mistral.

Au cours de cette thèse, j'ai été intégré au sein d'une équipe "Golfe du Lion" à *l'IFREMER* dont la dynamique m'a entraîné et m'a aidé à obtenir la qualité des données présentées dans ce manuscrit. J'ai ainsi bénéficié de la présence successive et des échanges avec **ANNE-SOPHIE ALIX**, **MARIA-ANGELA BASSETTI**, **BERNARD DENNIELOU**, **NELLY FRUMHOLTZ**, **MATHIEU GAUDIN**, **ESTELLE LEROUX**, **LAETITIA MALTESSE**, **DELPHINE PIERRE**, **VINCENT RIBOULOT**, **ANGÉLIQUE ROUBI** et **SIDONIE RÉVILLON**. J'ai eu beaucoup de plaisir à collaborer avec eux, à la fois pour leur expertise scientifique et leurs qualités humaines.

L'un des avantages de ma thématique de recherche est qu'elle s'intégrait dans différents projets internationaux auxquels prenaient part mes laboratoires d'accueil. L'organisation de ma thèse a ainsi été régie par les différentes collaborations internationales et rythmée par les différents congrès et réunions de travail en France et à l'étranger. La chance m'a ainsi été offerte de pouvoir travailler avec les partenaires européens et américains de ces projets et en particulier, **ANTONIO CATTANEO**, **FABIO TRINCARDI**, **DOMINICO RIDENTE**, **MARCO TAVIANI** (*CNR-Bologne*), **MIQUEL CANALS** (*Université de Barcelone*), **JEAN-PIERRE SUC** (*Université de Lyon*), **JOSÉ-ABEL FLORES**, **FRANSCECO-JAVIER SIERRO** (*Université de Salamanque*), **NICOLAS THOUVENY**, **CLAUDE VELLA** (*Cerege*), **MICHEL TESSON**, **BERNARD GENSOUS** (*Université de Perpignan*). J'ai particulièrement apprécié de travailler avec les nombreux thésards avec qui je continue d'échanger. Merci **CAROLINE**, **SARA**, **CAMINO**, **JAME**, **RALF**, **BEATRIX**, **ELENA** et **CÉLIA** ... pour vos coups de main et pour ces discussions qui se sont le plus souvent concrétisées par une valorisation scientifique "prolifique".

Dans le même registre, je garderai longtemps le souvenir du cours européen en paléoclimatologie (Proper Cours) réalisé entre Amsterdam-Texel-Bremen. Je ne me suis jamais senti aussi européen que réuni avec 30 thésards de toute l'Europe représentant pas moins de 15 nationalités différentes.

Et ces projets m'ont ainsi conduit à embarquer à bord du R/V Oceanus pour la mission Eurostrataform US. Je tiens à remercier **ERIC GROSSMAN** et **MIKE FIELD** pour leur accueil au sein de l'équipe *USGS*.

Je souhaiterais également remercier toute l'équipe de *l'INSTAAR* à Boulder (Colorado) pour m'avoir chaleureusement accueilli successivement en 2004 et 2006. En particulier, merci à **JAMES SYVITSKI** sans qui rien n'aurait été possible mais également à **ERIC**, **IRINA** et **ALBERT** qui m'ont beaucoup aidé et apporté au cours de ces séjours.

Mes plus sincères remerciements vont également à **DIDIER GRANJEON** à l'*IFP* avec qui je travaille depuis quelques années et qui a toujours répondu présent quand j'avais besoin de lui depuis Brest ou lors de mes visites à Rueil-Malmaison.

Enfin et plus proche, un grand merci à l'équipe du laboratoire *NSE* de l'*IFREMER* avec qui nous avons pu réaliser de nombreuses acquisitions au cours des missions Caliméro (1, 2 et 3) et avec qui j'ai la chance de continuer à travailler aujourd'hui dans le cadre du projet ANR-SESAME. Donc Merci à **XAVIER LURTON**, **YANNICK THOMAS**, **BRUNO MARSSET**, **ARNAUD GAILLOT** et **JEAN-MARIE AUGUSTIN**.

Pour effectuer une thèse, l'*IFREMER* et l'*IUEM* sont des cadres privilégiés, non seulement pour la vue imprenable sur le goulet de Brest, mais aussi pour les moyens qui sont mis à notre disposition et surtout par la richesse des personnes qui y travaillent. Ce travail de recherche n'aurait pas pu être réalisé sans leur aide et leur soutien.

Parmi ceux qui ont contribué à mes réflexions, mes galères et les bons moments au département "Géosciences Marines", je remercie tout spécialement Eliane, Catherine, Alain, Benoît, Matthieu, Estelle, Michel, Tania, Gilles, Jean-François, Pascal, René, Michael, Philippe, Gilbert, Bruno, Claude, Ronan, Nabil, Walter, Germain. Un grand merci à Babette, Nicole, Sylvia, Philippe et Alison qui ont toujours été disponibles pour régler tous les petits problèmes administratifs ou d'organisation qui jalonnent ces années de science.

A l'*UMR-6538 "Domaines Océaniques"* et au département "Sciences de la Terre" de l'*UBO*, je tiens à exprimer ici ma gratitude à Nathalie, Jean-Pierre, Marc-André, Jacques B., David, Chantal, Julie, Jean-Yves, Christophe H., Hervé, Martial, Corinne, Muriel V., Alain, Laurence, Joël, Christophe D., Jean et parmi eux, tout particulièrement Christophe M., Sylvie, Murielle D., Carole et Dominique pour leur disponibilité. Je remercie en particulier les enseignants et la génération d'étudiants qui m'ont permis de me forger une expérience d'enseignement au cours de ces quatre dernières années.

Au sein de ces deux laboratoires, il y a tant de personnes à remercier que je ne pourrais citer tout le monde, mais sachez que je ne vous oublierai pas.

Comme je l'ai dit précédemment, j'ai eu la chance de beaucoup voyager au cours de ce doctorat et en particulier de bureau en bureau ce qui m'a permis de partager différentes périodes de ma thèse avec de nombreux amis; chronologiquement, Mathieu, Pierre, Nathalie, Estelle, Maria-Angela, Laeti, Hervé, Nissrine, Sidonie. Chers colocataires soyez ici remerciés pour les discussions fructueuses que nous avons eu et les instants sympas vécus ensemble.

Et que serait l'ambiance d'un laboratoire au quotidien sans ses thésards, Post-Docs et "autres jeunes". Ces compagnons de route ont toujours été source de motivation et de détente et ont participé de différentes façons au succès de cette aventure. Par ces quelques mots, je voudrais leur exprimer toute mon amitié et parmi ceux que je n'ai pas encore cité, à Marie, Jin-li, Estelle, Esther, Laetitia, Sandra, Virginie, Laure, Didier, Seb, Carine, François, Gabriela, Cinthia, Cédric B., Francky à *GM* et Manu, Ivo, Abel, Hassan, Mohamed, Julie, Nuno, Fateh, Antoine, Carole, Carlos, Philippe, Cédric H. à l'*IUEM*. Enfin, une pensée particulière pour tous les étudiants, thésards et amis avec qui j'ai partagé un café, un repas, une soirée pendant ces quatre dernières années par exemple grâce à la troupe très conviviale de MerSciDoc ou de l'Edhec-2004. Toute mon amitié à Erwan, Mélusine, Essylt, Thomas, Xavier, Aurélie, Cyril ...

J'associe bien sur à ces remerciements le "contingent" d'Intechmeriens présents dans la région ou déjà repartis vers d'autres destinations et qui contribue à perpétuer les identités

propres des promos successives; elles sont finalement tellement proches ! ... Merci à ces amis de longue date, Estelles (petite et grande), Laeti, Nelly, Jonathan, Delphine, Fabien, Anne-Sophie, Olive et Flo, Sylvain, Ludo, Angélique, Bérengère ...

Enfin, je remercie tous mes amis, mes proches et ma famille, en mer ou à terre, qui m'ont soutenu par leur amitié, leur patience et leurs encouragements. Merci d'avoir accepté de me partager avec cette activité qui m'a pris un "peu" de temps ces dernières années. Je vous promets d'être plus disponible à l'avenir ... Et merci, plus particulièrement à Isa pour avoir été si attentive et aussi d'avoir su régulièrement détourner mon attention du travail, ces petites pauses qui à la fin ont fait la différence et ont été si bénéfiques pour terminer la réalisation de ce projet. Tellement d'autres projets ont été mis en attente ces dernières années, ... encore quelques mois et il sera temps de les réaliser ...

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIÈRES

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I - LA MARGE CONTINENTALE DU GOLFE DU LION	11
I.1. LA MARGE CONTINENTALE PASSIVE: UNE ARCHIVE DU CLIMAT	14
I.1.1. Variabilités climatiques et eustatiques pléistocènes et holocènes	15
I.1.1.A Événements climatiques (origines et processus)	15
• <i>Cycles climatiques de Milankovitch</i>	17
• <i>Le dernier cycle glaciaire</i>	20
• <i>Variabilité climatique glaciaire</i>	21
• <i>Variabilité climatique déglaciaire</i>	24
I.1.1.B Glacio-Eustatisme	25
• <i>Cycles eustatiques du dernier cycle glaciaire</i>	27
• <i>Bas niveau marin du Dernier Maximum Glaciaire (DMG)</i>	30
• <i>Remontée déglaciaire du niveau de la mer</i>	30
I.1.2. Méthodes d'investigation des enregistrements stratigraphiques	32
I.1.2.A Facteurs majeurs contrôlant la sédimentation	32
I.1.2.B L'exploration des marges par la stratigraphie séquentielle	34
• <i>Interprétations sismo-stratigraphiques</i>	35
• <i>Modèles conceptuels de la stratigraphie séquentielle</i>	37
• <i>Stratigraphie haute résolution</i>	39
• <i>Quel modèle stratigraphique utiliser ?</i>	44
I.2. LA MARGE DU GOLFE DU LION (GOL)	46
I.2.1. Cadre géologique et structural	47
I.2.1.A Ouverture du bassin Liguro-Provençal	48
I.2.1.B Structuration de la marge	50
I.2.1.C Subsidence	52
I.2.1.D Stratigraphie générale	54
I.2.2. Contexte géo-morphologique et environnemental du Golfe du Lion	56
I.2.2.A Domaines physiographiques de la marge	56
I.2.2.B Conditions environnementales	59
• <i>Régime hydrodynamique de plateforme</i>	59
• <i>Circulation générale</i>	60
• <i>Plongées d'eaux denses et événements de tempêtes</i>	61
I.2.2.C Dynamique sédimentaire	63
• <i>Transport des sédiments</i>	65
• <i>Distribution sédimentaire superficielle</i>	66
I.2.3. Stratigraphie du Quaternaire terminal et forçage climatique	67
I.2.3.A Modèles stratigraphiques de la plateforme et la pente continentale	67
• <i>Le modèle de Monaco (1971)</i>	67
• <i>Le modèle d'Aloïsi (1986)</i>	67
• <i>Le modèle de Tesson et al. (1989-2003)</i>	69
• <i>Le modèle de Torres (1995)</i>	71

• <i>Le modèle de Rabineau (2001)</i>	72
• <i>Le modèle de Lobo, Tesson and Gensous (2004)</i>	73
I.2.3.B Modèles stratigraphiques du bassin profond	74

CHAPITRE II - LA CONCEPTION DU MODELE GEOLOGIQUE..... 79

II.1. MORPHO-BATHYMÉTRIE DES FONDS MARINS (Données de bathymétrie).....	84
II.1.1. Cartographie de la plateforme continentale (données du SHOM)	84
II.1.2. Bathymétries détaillées (données des sondeurs multifaisceaux)	84
II.1.2.A Acquisition des données bathymétriques	85
II.1.2.B Traitement et cartographie numérique	86
II.2. EXPLORATION SISMO-STRATIGRAPHIQUE (Données de sismique réflexion).....	88
II.2.1. Systèmes d'acquisition de sismique marine HR et THR	89
II.2.1.A Sondeurs de sédiments THR (type Chirp et 2.5 kHz)	90
II.2.1.B Sismique THR2D Sparker (Monotrace)	91
II.2.1.C Sismique HR2D 24-72 traces et HR3D 96 traces	93
II.2.2. Traitement des données sismiques	94
II.2.2.A Traitements sismiques classiques	94
II.2.2.B Traitements sismiques spécifiques (<i>Calimero</i> et <i>Sesame</i>)	98
II.2.3. Interprétation et synthèse cartographique	100
II.2.3.A Principe d'interprétation sismique (concept de la stratigraphie)	100
II.2.3.B Pointé numérique et synthèse cartographique	100
II.3. ETUDE LITHO-STRATIGRAPHIQUE (Prélèvements sédimentaires).....	103
II.3.1. Echantillonnage des corps sédimentaires	103
II.3.1.A Carottes sédimentaires (type Küllenberg et vibro-carottage)	103
II.3.1.B Forages Promess-1 (PRGL1 et PRGL2)	105
II.3.2. Exploitation des sections sédimentaires prélevées et des données	105
II.3.2.A Séquence d'analyse systématique sur les carottes sédimentaires	110
II.3.2.B Traitements spécifiques et études spécialisées	110
II.3.3. Comparaison de la stratigraphie des forages avec la sismique	112
II.3.3.A Vitesses Vp du Forage PRGL1	112
II.3.3.B Sismogrammes synthétiques du forage PRGL2	115

CHAPITRE III – LES SIMULATIONS STRATIGRAPHIQUES..... 119

III.1. LES MODÉLISATIONS STRATIGRAPHIQUES.....	122
III.1.1. Concepts et historique	122
III.1.1.A Quantification du modèle géologique	122
• <i>Les modèles analogiques</i>	123
• <i>Les modèles numériques</i>	123
III.1.1.B La stratégie de modélisation	124

III.1.2. Estimation du flux sédimentaire: Modèle <i>HYDROTREND</i>	125
III.1.2.A Description et physique du modèle <i>HYDROTREND</i>	127
• <i>Modèle hydrologique (débit liquide)</i>	127
• <i>Modèle de charge sédimentaire</i>	128
III.1.2.B Modélisations hydrologiques et sédimentaires	128
III.2. <u>MODÈLES DE REMPLISSAGE DE BASSIN</u>	130
III.2.1. Modèle <i>SEDFLUX</i>	130
III.2.1.A Description et physique du modèle <i>SEDFLUX</i>	131
• <i>Flux sédimentaire: création d'un panache turbide</i>	132
• <i>Dispersion des sédiments dans le bassin</i>	132
• <i>Tectonique et isostasie</i>	133
• <i>Compaction des dépôts</i>	133
III.2.1.B Simulation de la tectonique et de l'isostasie	134
• <i>Subsidence tectonique</i>	134
• <i>Subsidence isostatique</i>	134
III.2.1.C Modélisations stratigraphiques	136
III.2.2. Modèle <i>DIONISOS</i>	137
III.2.2.A Description et physique du modèle <i>DIONISOS</i>	137
• <i>Transport sédimentaire (long-terme)</i>	137
• <i>La déformation du bassin sédimentaire</i>	141
III.2.2.B Modélisations stratigraphiques	142
CHAPITRE IV – LA STRATIGRAPHIE DU PLEISTOCENE SUPERIEUR	145
IV.1. <u>SYNTHÈSE SUR L'ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE (PRÉ-PROMESS)</u>	148
IV.1.1. Modèle stratigraphique de l'interfluve Bourcart-Hérault (B/H)	149
IV.1.1.A Un motif élémentaire de faciès sismiques	149
IV.1.1.B Séquences et Unités sismiques régionales	152
IV.1.2. Cycles glacio-eustatiques	152
IV.2. <u>RÉVISION DU MODÈLE STRATIGRAPHIQUE DE L'INTERFLUVE B/H</u>	155
IV.2.1. Stratigraphie des environnements proximaux: Forage PRGL2	157
IV.2.1.A Séquences sismiques et sédimentaires	159
IV.2.1.B Propriétés physiques des sédiments	162
IV.2.1.C Bio- et chrono-stratigraphie	164
IV.2.2. Stratigraphie des environnements distaux: Forage PRGL1	167
IV.2.2.A Lithologies, propriétés physiques et géotechniques	168
• <i>Paramètres physiques et vitesses sismiques</i>	168
• <i>Propriétés géotechniques</i>	170
IV.2.2.B Surfaces condensées	170
IV.2.2.C Chrono-stratigraphie, paléo-environnements et paléo-climats	174
IV.2.2.D Calibrations des données sismiques	176
IV.2.3. Nouveau schéma stratigraphique de l'interfluve Bourcart-Hérault	179

IV.3. STRATIGRAPHIE DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR SUR LA PLATEFORME DU GDL	181
IV.3.1. Expression stratigraphique des cycles de 100 000 ans	182
IV.3.2. Organisation stratigraphique de la plateforme	183
IV.3.2.A Variabilité de l'enregistrement et de la préservation des sédiments	184
• <i>Géométrie des surfaces d'érosion</i>	184
• <i>Variabilité latérale de l'enregistrement des séquences</i>	187
IV.3.2.B Cycles eustatiques à l'origine de l'accommodation	191
• <i>Evolution de l'accommodation</i>	192
• <i>Cycles glacio-eustatiques (100 000 et 400 000 ans)</i>	193
CHAPITRE V – LE DERNIER CYCLE GLACIAIRE	197
V.1. EMPREINTES MORPHOLOGIQUES DES ÉVÉNEMENTS GLACIAIRES	199
V.1.1. Interfluve Bourcart-Hérault	201
V.1.1.A Escarpements sédimentaires	203
V.1.1.B Sables cimentés	203
V.1.1.C Paléo-fleuves et connexions avec les canyons	205
V.1.1.D Dunes et rides sédimentaires	205
V.1.2. Configuration actuelle/glaciaire de la plateforme externe du GDL	207
V.1.2.A Prismes sableux de la plateforme externe	207
V.1.2.B Reliefs indurés	209
V.1.2.C Réseaux fluviaux et incisions	210
V.2. STRATIGRAPHIE TRÈS HAUTE RÉOLUTION	213
V.2.1. Stratigraphie sismique de la séquence liée au dernier cycle climatique	215
V.2.1.A Interfluve Bourcart-Hérault	215
V.2.1.B Têtes du canyon Bourcart	222
V.2.1.C Prismes sableux (en amont de la zone Bourcart-Hérault)	224
V.2.1.D Comparaison avec d'autres interfluves du Golfe du Lion	228
V.2.2. Faciès et paléo-environnements sédimentaires	229
V.2.2.A Faciès sédimentaires en relation avec les unités sismiques	229
• <i>Carotte MD99-2350</i>	229
• <i>Forage PRGL2-2</i>	230
• <i>Carotte MD99-2349</i>	234
• <i>Forage PRGL1-4 et carotte MD99-2348</i>	235
• <i>Carotte CLKS-11</i>	237
V.2.2.B Contraintes paleo-environnementales	237
• <i>Paléo-températures</i>	237
• <i>Paléo-bathymétries</i>	240
V.2.3. Forçages paléo-climatiques	241
V.3. SUBSIDENCE ET ISOSTASIE	242
V.3.1. Modélisations stratigraphiques du dernier cycle glaciaire	244
V.3.1.A Paramètres géologiques et sédimentaires	245
V.3.1.B Hypothèses sur les paramètres de rhéologie	246

V.3.2. Différentes composantes de la subsidence totale	247
V.3.2.A Evolution de la subsidence totale (S)	247
V.3.2.B "Geohistory subsidence" (GS) et surcharge eustatique (WL)	247
V.3.2.C Quantification de la surcharge sédimentaire (SL)	248
V.3.3. Synthèse sur la subsidence et l'isostasie pendant le dernier cycle	250
V.4. DISCUSSION: MISE EN PLACE DES UNITÉS GLACIAIRES	251
V.4.1. Progradation d'une séquence régressive pendant la dernière glaciation	251
V.4.1.A Séquence régressive de l'interfluve Bourcart-Hérault	251
V.4.1.B Variabilité latérale de la dernière séquence à l'échelle du GDL	253
V.4.2. Caractérisation des Paléo-environnements	255
V.4.2.A Arguments en faveur des tempestites	256
V.4.2.B Séquences lithologiques et interprétation dynamique	258
V.4.3. Eustatisme et variations climatiques haute fréquence	260
V.4.3.A Mise en évidence d'un eustatisme haute fréquence	261
V.4.3.B Expression stratigraphique des cycles climatiques de Bond	263
V.4.3.C Paraséquences régressives et cycles glacio-eustatiques de 6 ^{ème} ordre	263
V.4.4. Evolution du littoral sur la plateforme externe et eustatisme au DMG	265
V.4.4.A Scénario de dépôt	265
• <i>Avant 38 000 ans cal. BP (U147)</i>	266
• <i>De 38 000 à 29 000 ans cal. BP (U151a)</i>	266
• <i>De 29 000 à 20 000 ans cal. BP (U151b et U512)</i>	267
• <i>De 20 000 à 15 000 ans cal. BP (U154 et U155)</i>	269
V.4.4.B Connexions fleuves-canyons et sources des sédiments	271
CHAPITRE VI - LA PERIODE DEGLACIAIRE	275
VI.1. MORPHOLOGIES ET MARQUEURS DE LA PÉRIODE DÉGLACIAIRE	281
VI.1.1. Morphologies déglaciaires de la plateforme externe et médiane du GDL	281
VI.1.1.A Terrasses d'érosion et édifices prodeltaïques	281
VI.1.1.B Bancs et dunes sableuses de la plateforme externe	283
VI.1.1.C Retrait des paléo-rivières sur la plateforme médiane	284
VI.1.2. Morphologies déglaciaires de la plateforme et du delta du Rhône	285
VI.1.2.A Morphologie détaillée de l'ERDC	286
VI.1.2.B Prodeltas littoraux	287
VI.1.2.C Plaine deltaïque du Rhône	288
VI.2. ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE DES DÉPÔTS POST-GLACIAIRES	290
VI.2.1. Dépôts post-glaciaires du bassin profond à la plateforme externe	290
VI.2.1.A Edifices turbiditiques post-glaciaires du glaciaire	290
VI.2.1.B Prismes sédimentaires et érosions sur la plateforme externe	293
VI.2.1.C Bancs et dunes sableuses de la plateforme externe	294
• <i>Stratigraphie sismique</i>	295
• <i>Faciès sédimentaires</i>	295
• <i>Contraintes chrono-stratigraphiques</i>	298

VI.2.2. Dépôts tardi-glaciaires et holocènes de la plateforme interne (16-0 ka)	299
VI.2.2.A Stratigraphie sismique de la plateforme interne orientale	299
VI.2.2.B Accumulation de gaz biogénique	306
VI.2.3. Stratigraphie détaillée du complexe deltaïque précoce du Rhône	310
VI.2.3.A Faciès sismiques et organisation stratigraphique	311
VI.2.3.B Faciès sédimentaires, environnements et chrono-stratigraphie	315
• <i>La lithologie des "topsets" (zone des dunes et bancs sableux)</i>	315
• <i>La lithologie des "foresets/bottomsets" (carotte MD99-2352)</i>	319
• <i>Chrono-stratigraphie de l'ERDC</i>	320
VI.2.4. Synthèse stratigraphique régionale (corrélations Terre-Mer)	310
VI.2.4.A Dépôts holocènes continentaux: delta du Rhône	321
VI.2.4.B Organisation stratigraphique <i>Terre-Mer</i> du prisme sédimentaire	323
VI.3. DISCUSSION ET MODELISATION	325
VI.3.1. Interprétations de la stratigraphie et des environnements de dépôts	326
VI.3.1.A Limites stratigraphiques associées aux dépôts transgressifs	326
• <i>Limite de séquence et surface d'érosion de bas niveau marin</i>	326
• <i>Surface transgressive et de ravinement</i>	326
• <i>Surfaces d'inondation</i>	328
VI.3.1.B Cortège de bas niveau marin	329
VI.3.1.C Dépôts turbiditiques du cortège transgressif et de haut niveau	330
VI.3.1.D Corps transgressifs et de haut niveau de la plateforme externe	331
• <i>Environnement de dépôt des corps transgressifs (plateforme externe)</i>	331
• <i>Cortège de haut niveau sur la plateforme externe</i>	332
VI.3.1.E Corps transgressifs et de haut niveau de la plateforme interne	332
• <i>Le gaz biogénique: un marqueur de la sédimentation prodeltaïque</i>	332
• <i>Environnement de dépôt des corps sédimentaires (plateforme interne)</i>	334
VI.3.2. Mise en place des dépôts post-glaciaires	336
VI.3.2.A Début de la déglaciation post-DMG (20 000 à 15 000 ans cal. BP)	336
VI.3.2.B Transition glaciaire/interglaciaire (15 000 à 10 000 ans cal. BP)	339
• <i>Transition Oldest Dryas et Bølling-Allerød (GS-2/GI-1)</i>	340
• <i>Younger Dryas (GS-1)</i>	342
• <i>Transition Younger Dryas (GS-1) et Préboréal</i>	343
VI.3.2.C L'Holocène (de 10 000 ans cal. BP à nos jours)	344
• <i>Constructions deltaïques pendant la phase d'inondation maximum</i>	344
• <i>Systèmes deltaïques récents du Rhône</i>	344
• <i>Installation d'un régime hydrodynamique de haut niveau marin</i>	345
VI.3.3. Modélisation de la stratigraphie post-glaciaire	346
VI.3.3.A Mise en œuvre des simulations	346
• <i>Elaboration du modèle</i>	346
• <i>Contraintes géologiques et sédimentaires</i>	348
VI.3.3.B Paramètres et facteurs globaux	349
• <i>Eustatisme</i>	349
• <i>Flux sédimentaire</i>	350
• <i>Coefficients de diffusion et Hydrodynamisme</i>	356
VI.3.3.C Modélisation de l'architecture des dépôts déglaciaires	357
• <i>Scénario 3D</i>	359
• <i>Comparaison des coupes 2D (modèle géologique et simulé)</i>	359
• <i>Evolution latérale du système Rhône</i>	362

VI.3.4. Forçages externes: facteurs à l'origine de la stratigraphie post-glaciaire	363
VI.3.4.A Forçages déglaciaires	364
• <i>Eustatisme</i>	364
• <i>Flux sédimentaire et variations climatiques (transition YD/PB)</i>	365
• <i>Combinaison de l'eustatisme et des flux sédimentaires</i>	367
VI.3.4.B Dynamique de dépôt interglaciaire	367
CONCLUSION	371
BIBLIOGRAPHIE	381
ANNEXES	409
LISTE DES FIGURES ET DES TABLEAUX	421

INTRODUCTION



LES MARGES CONTINENTALES PASSIVES: ARCHIVES DU CLIMAT ET DE L'EUSTATISME**Le réchauffement climatique et la montée actuelle du niveau des mers**

Quel est le futur de ces phénomènes climatiques actuels ?

Le réchauffement global de notre planète et la remontée du niveau des mers caractérisent les conditions climatiques modernes. Ces phénomènes, qu'ils soient naturels ou anthropiques, sont particulièrement étudiés et surveillés par les (paléo-)climatologues dans un effort international visant à prédire l'évolution future du climat (GIEC/IPCC 4th Assessment Report - Climate Change 2007); prévoir les changements climatiques futurs est devenu l'un des enjeux scientifiques majeurs de ce siècle.

Or la machine climatique terrestre est un système extrêmement complexe d'interactions entre des facteurs externes et des réarrangements internes du système climatique faisant intervenir les circulations océaniques et atmosphériques, les transferts d'eau douce entre les différents compartiments du cycle hydrologique, l'extension et la dynamique interne des calottes de glace ainsi que les variations importantes des nombreux réservoirs du carbone. Pour prendre la complète mesure de ce système, il est nécessaire de prendre en compte un large spectre d'échelle de temps (de la journée au millions d'années) et d'espace (échelle locale, régionale ou globale). Cette complexité explique que l'état des connaissances évolue lentement et que les découvertes, dans ce domaine de recherche, se succèdent depuis les dix dernières années (Jouzel and Lorius, 1999).

Le climat: un avenir conjugué au passé

Pourquoi étudier les climats du passé ?

Les prévisions et les inquiétudes pour le siècle prochain concernent essentiellement la température et le niveau marin. De nouvelles méthodes quantitatives basées sur la chimie et la stratigraphie à haute résolution permettent maintenant de reconstruire les fluctuations passées de ces deux paramètres grâce à des archives paléo-climatiques variées telles que les sédiments marins et lacustres, les coraux, les stalagmites ou encore les glaces polaires.

Sur des périodes longues comme les dernières centaines de milliers d'années, le climat global se caractérise par une succession de grands cycles glaciaires-interglaciaires rythmés par

les changements périodiques de l'insolation liés aux variations lentes et régulières de l'orbite terrestre (Berger, 2006). A plus court terme, l'histoire du climat est ponctuée d'événements rapides de grande amplitude à l'échelle du Globe (Dansgaard *et al.*, 1993). Leur période est de l'ordre du millier d'années et les transitions extrêmement brèves durent quelques décennies. Ces instabilités climatiques sont particulièrement marquées lors des périodes glaciaires dans l'Atlantique Nord et en Europe, mais elles semblent également affecter les périodes chaudes interglaciaires. La dernière grande transition glaciaire-interglaciaire qui a conduit, il y a un peu plus de 18 000 ans, au climat actuel est quant à elle marquée par la remontée du niveau marin de plus d'une centaine de mètres (Bard, 1996). L'ensemble de ces variations climatiques a permis de mettre en évidence l'extrême instabilité du climat répondant à des cycles imbriqués provoquant de véritables bouleversements climatiques.

Dans cette perspective, la connaissance des climats passés est essentielle. La communauté scientifique a pleinement pris conscience de l'intérêt de mieux documenter ces variations du climat et du niveau marin afin d'en identifier les origines et les mécanismes.

L'eustatisme et le flux sédimentaire: des indicateurs paléo-climatiques

Les continents et les océans ont constamment dû s'adapter aux changements climatiques importants du Quaternaire terminal. Les fluctuations du niveau de la mer sont le résultat de ces changements climatiques et du développement des calottes glaciaires. C'est à partir de l'analyse des rapports isotopiques de l'oxygène enregistrés par les foraminifères marins (Imbrie *et al.*, 1984; Labeyrie, 1987,1989; Shackleton, 2000; Waelbroeck *et al.*, 2002), de la datation des coraux (Fairbanks, 1989; Bard, 1990, 1996; Camoin, 2004) ou de l'étude morpho-sédimentaire des systèmes deltaïques submergés (Skene, 1998; Anderson, 1991, 2004; Hanebuth, 2000, 2006; Rabineau, 2006), que les scientifiques ont construit les courbes de variations du niveau marin les plus précises pour le Quaternaire terminal.

Cependant, les estimations varient selon les auteurs et quelle que soit l'échelle de temps considérée, la chronologie exacte des variations du niveau de la mer et leurs modalités font l'objet de controverses comme l'attestent les résultats du congrès "Sealaix" (Giens, septembre 2006). De nombreuses incertitudes existent, en particulier, sur les amplitudes et la chronologie précise de ces variations du niveau absolu de la mer. Ces courbes nécessitent d'être calibrées à partir de mesures indépendantes comme des observations géologiques plus précises et plus nombreuses.

En effet, les fluctuations majeures du niveau absolu de la mer ont eu un impact important sur l'architecture et les environnements sédimentaires des marges continentales. Des études récentes à travers le monde attestent de l'effet de l'eustatisme quaternaire sur l'enregistrement sédimentaire (Austin *et al.*, 1998; Winn *et al.*, 1998; Trincardi *et al.*, 2000; Berné *et al.*, 2004; Rabineau *et al.*, 2005). Dans quelle mesure l'organisation stratigraphique des marges continentales répond-t-elle aux oscillations glacio-eustatiques associées des cycles quasi-périodiques des paramètres orbitaux terrestres (Milankovich, 1920; Berger and Loutre, 1992) ? A plus courte échelle, quel est l'impact réel des fluctuations climatiques rapides sur les conditions environnementales, l'érosion, le transport et la sédimentation dans les bassins sédimentaires ? Au même titre que les grandes variations de Milankovitch, les variations millénaires du climat entraînent-elles des mouvements du niveau marin global ? Et dans ce cas, ont-elles une expression stratigraphique reconnaissable ?

OBJECTIFS ET APPROCHE SCIENTIFIQUE

Depuis quelques années, la marge du Golfe du Lion a été l'objet d'un vaste programme d'exploration géophysique et sédimentaire qui a permis de mener une étude multi-disciplinaire et intégrée allant de l'analyse détaillée des systèmes sédimentaires jusqu'à la modélisation numérique de l'organisation stratigraphique des dépôts. L'interprétation des données a conduit à l'élaboration des modèles géologiques et sédimentaires dans le cadre de la stratigraphie séquentielle à plusieurs échelles de résolution.

Cette thèse se propose d'étudier et de tenter de prédire, à partir de ces modèles stratigraphiques, l'évolution d'une marge continentale passive comme le Golfe du Lion en fonction des changements du niveau marin et des apports sédimentaires au Quaternaire terminal; ces deux paramètres étant directement induits par la variabilité du climat.

Le Golfe du Lion

La marge du Golfe du Lion est une zone réceptacle qui présente un enregistrement sédimentaire remarquable. Sa plateforme continentale développée, poursuivie par une pente incisée de nombreux canyons sous-marins et un glacis recouvert d'édifices sédimentaires importants, font de ce site un chantier idéal pour comprendre l'impact de l'eustatisme global. En effet, la Méditerranée est connectée à l'océan global depuis la crise messinienne et a donc

répercuté les fluctuations générales du niveau marin associées aux volumes des calottes glaciaires. Le Golfe du Lion est suffisamment éloigné des zones arctiques (3000 km) pour ne pas être affecté par les effets isostatiques du poids des glaces (Lambeck and Bard, 2000). Néanmoins, il ne faut pas négliger l'impact des glaciers alpins qui fournissent une quantité importante de matériel. Enfin, l'évolution récente de la marge est caractérisée une subsidence totale régulière de 255 m/Ma (Rabineau, 2001). Ainsi, l'alimentation importante en sédiments, couplée à une subsidence continue, favorisent un remplissage progressif de l'espace disponible et un enregistrement presque continu des mouvements de la ligne de rivage et des variations du niveau de la mer, souvent associés aux changements climatiques.

Stratégie: la stratigraphie (sismique, séquentielle et sédimentaire)

Cette thèse est donc dédiée à l'analyse de l'organisation stratigraphique des dépôts et à la compréhension des processus la contrôlant. Nous allons tenter de montrer à partir de plusieurs études récentes comment il est possible d'identifier et de quantifier certains des mécanismes influant sur la sédimentation des marges.

Pour cela, nous avons tout d'abord réalisé une synthèse détaillée de l'organisation stratigraphique de chaque cortège de dépôts grâce à la compilation et l'interprétation d'une importante base de données sismiques haute et très haute résolution couplée avec l'analyse géo-morphologique ainsi que la calibration litho- et chrono-stratigraphique des unités sismiques cartographiées. Ces études stratigraphiques ont été menées à des échelles spatiales et temporelles adaptées aux spécificités de chaque cortège de dépôt. Par exemple, le cortège régressif qui compose la majorité des dépôts de la marge a été exploré à l'échelle de toute la plateforme, alors que l'étude du cortège transgressif dispersé et irrégulier a donné lieu à la synthèse de plusieurs études localisées.

Cette analyse a été enrichie grâce aux données sédimentologiques et multi-proxies issues de deux forages réalisés en 2004 sur la plateforme externe et la pente du Golfe du Lion. Le projet Promess-1 ("PROfiles across MEditerranean Sedimentary Systems") avait pour objectif de fournir un enregistrement sédimentaire continu et à haute résolution des changements du niveau marin et du climat en Europe occidentale et de comprendre leur impact sur l'enregistrement sédimentaire de la plateforme du Golfe du Lion. Les résultats issus de ces forages sédimentaires et géotechniques ont servi à caler dans le temps et par rapport aux événements climatiques et environnementaux les modèles sismo-stratigraphiques établis auparavant sans véritable contrainte chrono-stratigraphique.

Ces données ont alimenté des modèles stratigraphiques conceptuels qui ont pour objectif de retranscrire les relations entre les séquences sédimentaires, la variabilité du niveau marin et du flux sédimentaire, dans une approche terre/mer ("Source to Sink") en reprenant les informations disponibles aussi bien dans le bassin versant, sur la plaine deltaïque, la plateforme et le bassin profond. Enfin, ces modèles conceptuels ont servi de base à des simulations stratigraphiques qui ont permis de tester différentes hypothèses sur l'évolution des flux sédimentaires et du niveau de la mer.

CADRE DE LA THÈSE

Ce travail de recherche a été mené grâce à une bourse du ministère français de la recherche au sein de deux laboratoires d'accueil: l'UMR-CNRS 6538 "Domaines Océaniques" de l'Université de Bretagne Occidentale (à l'Institut Universitaire Européen de la Mer) et le Laboratoire Environnements Sédimentaires de l'Ifremer (département Géosciences Marines). Les résultats de cette étude s'inscrivent également dans le cadre de plusieurs projets de recherche nationaux et internationaux. Au cours de cette thèse, j'ai successivement contribué aux projets européens EuroDelta, EuroStrataform, Beachmed et Promess-1 ainsi qu'aux programmes nationaux du GRD-Marges, Calimero, de l'ANR-Sesame et du projet "Golfe du Lion" de l'Ifremer.

Tous ces projets ont conduit à de nombreuses collaborations avec des partenaires européens et internationaux. Dans le cadre de cette thèse, j'ai principalement été amené à travailler avec l'Institut Français du Pétrole (IFP-Paris), le CNR-Bologne (*It*), l'INSTAAR-Boulder (*Colorado, USA*), le CEREGE (Aix-en-Provence) et les universités de Barcelone (*CR, Sp*), de Delft (*NL*), de Lyon (UMR-5125), de Perpignan (BDSI) et de Salamanque (*Sp*).

ORGANISATION DU MÉMOIRE

Cette thèse sur le Golfe du Lion a abouti à la publication de plusieurs articles scientifiques. Pour une meilleure lisibilité, nous avons regroupé ces publications dans un second volume qui suit la même architecture que le volume principal. Le volume I s'organise en 6 chapitres répartis en 2 parties principales.

La **première partie** concerne l'état des connaissances sur les marges et sur le Golfe du Lion, ainsi que les méthodes mise en œuvre pour son exploration.

Le *chapitre I* expose, dans un premier temps, ce que représente l'enregistrement sédimentaire d'une marge continentale passive et démontre la relation qui existe entre l'organisation stratigraphique des sédiments, le climat et l'eustatisme. Nous précisons les différentes approches utilisées pour étudier les archives sédimentaires. Dans un deuxième temps, nous nous focaliserons sur la marge du Golfe du Lion avec une présentation de la zone d'étude dans son contexte géologique, sédimentaire et environnemental actuel et passé. Nous porterons une attention particulière à l'évolution des paramètres environnementaux, climatiques et sédimentaires pour différentes échelles de temps durant le Quaternaire terminal.

Le *chapitre II* présente les données et les méthodes mises en œuvre. Une revue des acquisitions, des traitements et des interprétations sera développée, jusqu'à l'intégration de ces données dans un modèle stratigraphique général. Le *chapitre III*, également méthodologique, détaille les différents modèles numériques utilisés au cours de cette thèse pour réaliser les simulations stratigraphiques.

La **seconde partie** du mémoire se présente sous la forme de chapitres indépendants. La synthèse des publications et des travaux encore en cours, permettra d'étudier successivement les différents ordres de cyclicités climatiques et eustatiques pour différents intervalles de temps.

Le *chapitre IV* propose principalement d'étudier l'impact des grands cycles climatiques du Quaternaire terminal sur la stratigraphie de la plateforme et de la pente continentale. La réalisation des deux forages Promess a été l'occasion de réviser le modèle stratigraphique des derniers 500 000 ans.

Le *chapitre V* se focalise sur le dernier cycle glaciaire, soit l'équivalent des derniers 130 000 ans. Le développement des techniques d'acquisition de sismique très haute résolution va nous permettre à la fois de dessiner le paysage glaciaire de la plateforme du Golfe du Lion et d'explorer l'influence des variations climatiques de l'ordre de la dizaine de milliers d'années sur l'architecture des séquences de dépôt.

Le *chapitre VI* s'intéresse aux intervalles sédimentaires enregistrant la dernière déglaciation depuis environ 20 000 ans. Grâce à une approche Terre-Mer, nous avons réalisé une analyse fine des dépôts post-glaciaires depuis la plaine deltaïque du Rhône actuel jusqu'à la terminaison du système sédimentaire profond. L'intégration de ces informations dans un

modèle numérique permettra de caractériser l'influence relative des différents facteurs de contrôle.

En résumé, ces chapitres ont pour objectif d'étudier l'organisation stratigraphique de la marge continentale du Golfe du Lion et de décrire les variabilités enregistrées selon différents ordres de contrôle ainsi que leurs significations en terme de variations climatiques et d'eustatisme.



CHAPITRE - I

LA MARGE CONTINENTALE DU GOLFE DU LION



INTRODUCTION

En bordure de continent, les marges passives divergentes constituent des zones de transition entre des domaines continentaux (croûte épaisse de ~30 km) et océaniques (croûte mince de ~6-7 km). Leur formation résulte d'un mouvement de divergence des continents à l'origine de l'amincissement et de la fragmentation de la lithosphère continentale selon des contraintes d'étirement (McKenzie, 1978) ou de cisaillement pur (Wernike, 1985). La marge correspond alors à l'une des deux épaules du rift qui a initié l'ouverture océanique.

La majeure partie des sédiments issus de l'érosion du continent est transportée vers cette zone immergée, ce qui en fait un site idéal pour l'enregistrement sédimentaire de l'histoire géologique et environnementale régionale. Pendant les stades de formation de la marge, la tectonique est le premier facteur de contrôle de la sédimentation (érosion des zones soulevées et remplissage des zones subsidentes). La phase tectonique est à l'origine des séries sédimentaires "synrift". Lors de l'ouverture et de la phase d'accrétion océanique, la subsidence thermique prend le relais à cause du refroidissement de la lithosphère. Elle favorise l'accumulation des séries "postrift" qui peuvent atteindre des épaisseurs très importantes (jusqu'à 10 km).

Les dépôts sédimentaires se répartissent sur les marges passives de manière hétérogène suivant les caractéristiques morphologiques des différentes provinces physiographiques que constituent la plateforme, la pente, le glacis et la plaine abyssale (Figure I.1). La plateforme correspond à la prolongation immergée du continent entre 0 et 130 m (en moyenne) de profondeur d'eau, sous la forme d'un plateau faiblement incliné (0,1 à 0,2 %). Elle se termine par la rupture de pente ou "shelf break" (De Marsili, 1725) qui marque le début de la pente continentale plus fortement pentée (2,5 à 7 %). La pente qui s'étend entre 100-200 m et 2 000-4 000 m est entaillée par de nombreux canyons alimentant en sédiments détritiques le replat situé en pied de pente (0,15 à 1 %) appelé aussi glacis ("continental rise"). Il correspond à une zone d'accumulation sédimentaire située entre 4 000 et 5 000 m et se prolonge vers le large par la plaine abyssale (<1 %). La morphologie des marges continentales passives est variable à l'échelle de la planète puisqu'elle combine les caractéristiques de ces différentes provinces physiographiques, qui expriment chacune l'histoire tectonique, climatique et sédimentaire de la marge. L'analyse des séquences des marges sédimentées permet de retracer l'histoire de leur formation ainsi que l'évolution des conditions environnementales qui les ont affectées.

Nous allons explorer, dans cette thèse, les séries sédimentaires de la marge du Golfe du Lion, en se focalisant sur les enregistrements de quelques dizaines à centaines de milliers d'années du Quaternaire terminal. Dans ce premier chapitre, nous allons réaliser une synthèse des différents facteurs influençant la sédimentation, et résumer les différentes méthodes utilisées pour analyser leur organisation stratigraphique. Le fait qu'à nos échelles de temps, le contrôle climatique et eustatique apparaisse comme prépondérant nous conduira à une introduction de l'état des connaissances sur les événements les mieux documentés pour les derniers 500 000 ans. La deuxième partie de ce chapitre sera consacrée à montrer l'intérêt d'étudier une marge comme le Golfe du Lion en présentant son cadre géologique régional et environnemental.

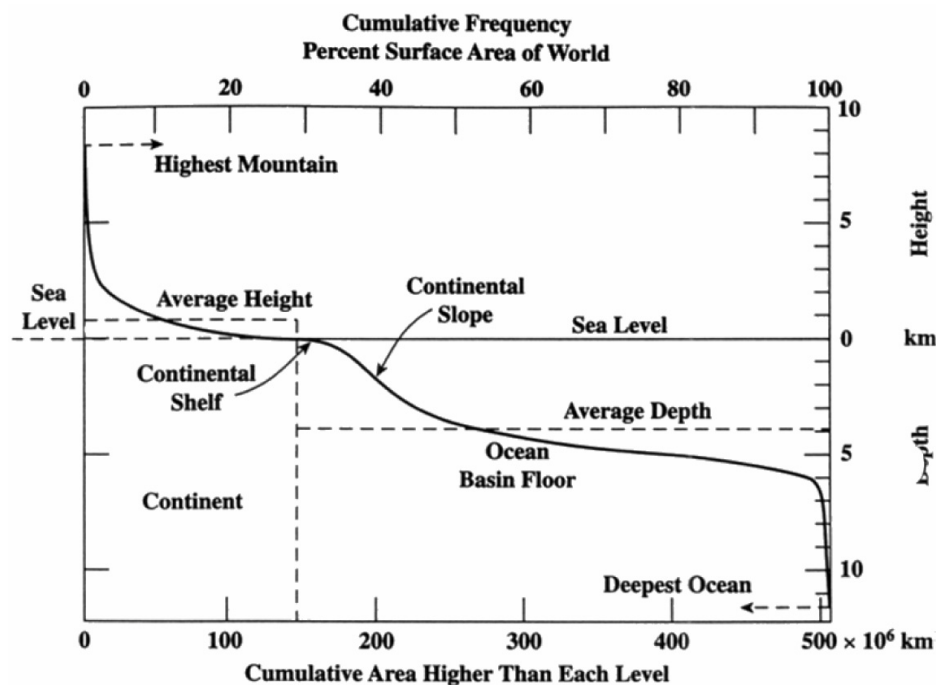


Figure 1.1: Domaines physiographiques et morphologiques d'une marge continentale passive et courbe hypsométrique moyenne de la Terre.

I.1. LA MARGE CONTINENTALE PASSIVE: UNE ARCHIVE DU CLIMAT

L'histoire climatique et eustatique du Pléistocène est riche en événements et apparaît de plus en plus contrastée au fur et à mesure de l'amélioration de la résolution des données disponibles. Les continents et les océans ont constamment dû s'adapter aux changements importants de température, des volumes de glace et du niveau de la mer. Les changements

climatiques ont induit le transfert de quantités importantes d'eau entre les calottes de glace et les océans (Lambeck *et al.*, 2002a) provoquant d'importantes fluctuations du niveau absolu de la mer qui ont eu un impact important sur l'architecture et les environnements sédimentaires des marges continentales. Après une synthèse des principaux événements climatiques et eustatiques du Quaternaire terminal, nous verrons au cours de ce paragraphe les différentes approches stratigraphiques développées pour reconstruire l'évolution des facteurs de contrôle de la sédimentation.

I.1.1. Variabilités climatiques et eustatiques pléistocènes et holocènes

Ce travail s'inscrit dans une étude globale d'investigation des conditions de sédimentation au cours du Pléistocène supérieur (760 000 à 10 000 ans d'après van Eysinga and Haq, 1998) et de l'Holocène (10 000 ans à nos jours). Nous proposons de restituer ici le contexte climatique et eustatique de cette période en présentant également les méthodes d'investigation et les causes des changements environnementaux importants. Tout au long de ce manuscrit, nous utiliserons les termes de la paléo-climatologie tels qu'ils ont été définis en anglais et non des traductions en français qui prêtent parfois à confusion.

I.1.1.A Événements climatiques (origines et processus)

La plus longue reconstitution climatique jamais obtenue à partir de carottes de glace vient d'être réalisée dans le cadre du projet EPICA (European Project for Ice Coring in Antarctica; EPICA, 2004, 2006; Figure I.2). Les successions climatiques du Quaternaire terminal ont historiquement été décrites à partir de l'étude des carottes de glace des pôles (Johnsen *et al.*, 1992). Ces reconstitutions se basent sur les mesures des variations des rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ piégés dans la glace sous forme de bulles d'air et qui enregistrent les compositions atmosphériques et océaniques du passé. Les accumulations sédimentaires marines ont également démontré leur capacité à enregistrer ces fluctuations qui sont accessibles grâce à l'étude du $\delta^{18}\text{O}$ issus des assemblages de foraminifères (Imbrie *et al.*, 1984; Shackleton *et al.*, 2000; Huybers and Wunsch, 2004; Lisiecki and Raymo, 2005; Figure I.2).

Les variations de ces rapports isotopiques représentent ainsi un indicateur des climats du passé et sont à l'origine d'une échelle stratigraphique "isotopique" (Figure I.2). Le plus souvent, ces courbes de référence sont établies à partir de compilations de données à travers le

monde et datées par méthodes radiométriques absolues $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ et ^{14}C (e.g. Specmap d'après Pisias *et al.*, 1984, Lisiecky and Raymo, 2005) mais également par l'utilisation de la théorie astronomique des climats (reconnaissance des cyclicités ou "orbital tuning").

Ces différentes reconstitutions montrent que les changements climatiques du Quaternaire terminal sont essentiellement cycliques. Il existe deux types de cycles. Les cycles longs ont une périodicité supérieure à plusieurs dizaines de millénaires et ils sont dus à des variations de mouvement et de position des planètes (cycles de "Milankovitch"). Plus récemment, des cycles climatiques courts ont été mis en évidence (Dansgaard *et al.*, 1993). Leur période est de l'ordre de quelques millénaires et leur origine est encore débattue.

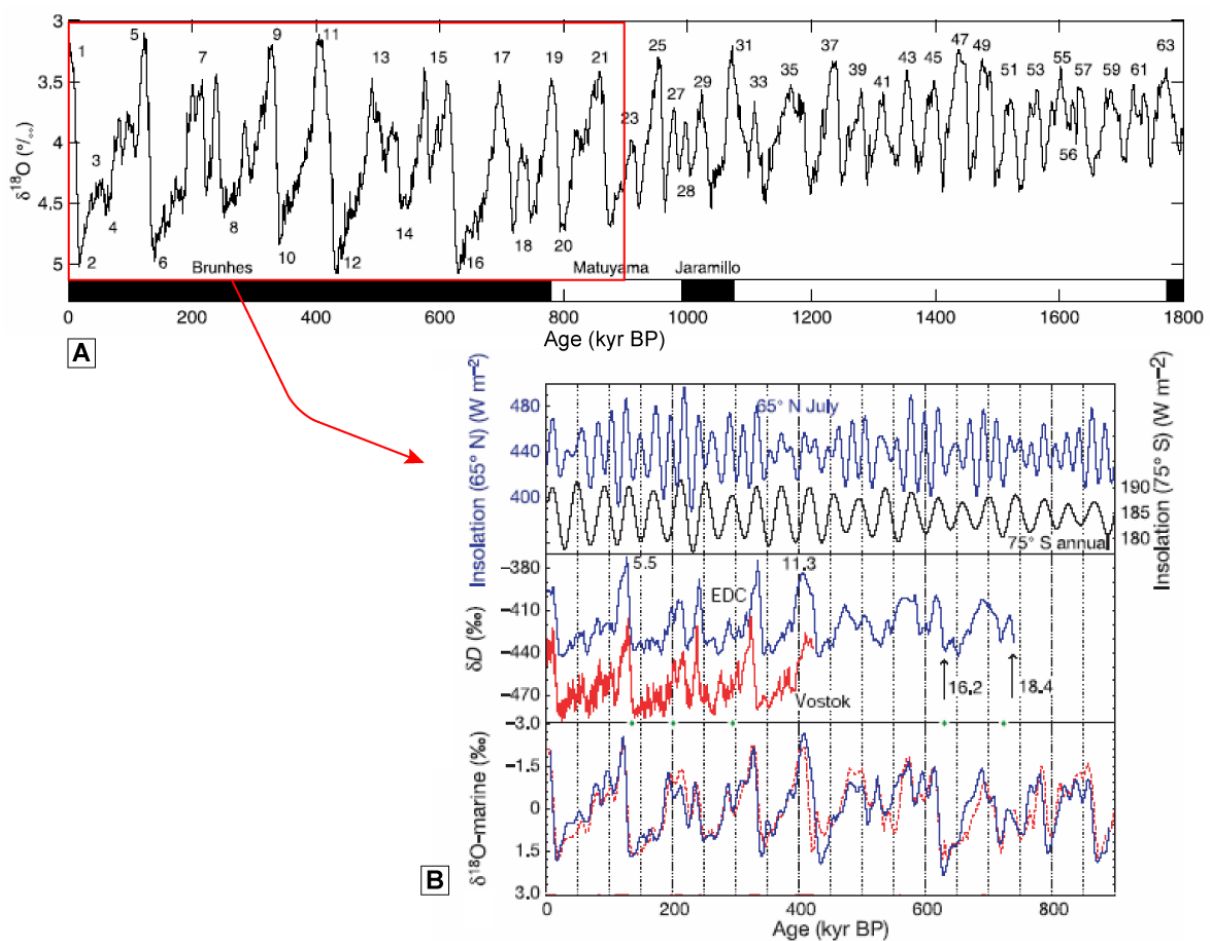


Figure 1.2: Reconstruction des variations paléo-climatiques durant le Quaternaire terminal. **A-** Courbe moyennée de 57 enregistrements du rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}$ issus des assemblages de foraminifères benthiques répartis à travers le monde (Lisiecki and Raymo, 2005); Le numéros indiquent les stades isotopiques majeurs ou "Marine Isotopic Stages" (MIS). **B-** Fluctuations climatiques des derniers 900 000 ans; les résultats récents obtenus à partir de la carotte de glace EDC en Antarctique (EPICA, 2004) sont comparés aux enregistrements paléo-climatiques du site de Vostok (δD d'après Petit *et al.*, 1999), à plusieurs carottes sédimentaires marines ($\delta^{18}\text{O}$ d'après Imbrie *et al.*, 1993; Bassinot *et al.*, 1994) et aux courbes d'insolation (Berger and Loutre, 1991).

- *Cycles climatiques de Milankovitch*

Les enregistrements isotopiques montrent que le climat du Quaternaire terminal est caractérisé par des cycles glaciaires-interglaciaires de longue durée. Les phases de basculement glaciaire/interglaciaire correspondent aux terminaisons glaciaires. La terminaison I sépare, par exemple, le dernier stade glaciaire de l'Holocène. Plusieurs périodicités ont été repérées à partir du signal climatique et il semble que les cycles de 100 000 ans, de par leur amplitude, prédominent depuis environ 900 000 ans lors du passage du stade isotopique 22/23 (Ruddiman *et al.*, 1986; Pierre *et al.*, 1999). Antérieurement au stade 23, il semble que les cycles climatiques étaient contrôlés principalement par une périodicité de 40 000 ans, qui a modulé jusqu'à récemment les périodes de 100 000 ans.

Les résultats récents obtenus avec la carotte EDC du dôme C (EPICA, 2004) confirment une plus faible amplitude des variations climatiques pour la période antérieure à 430 000 ans (Figure I.2). Cette période se caractérise par des maxima glaciaires moins froids (à l'exception du stade 16.2) et des interglaciaires moins chauds que lors des 430 000 dernières années. L'interglaciaire 11 (MIS-11) semble particulier, d'une part car il se situe à la limite entre deux "styles" de variations climatiques et d'autre part car il est exceptionnellement long (il a duré 28 000 ans, il y a environ 420 000 ans). De plus, les conditions astronomiques actuelles (MIS-1) étant similaires à celles du MIS-11, cet interglaciaire est considéré comme un bon analogue de notre interglaciaire. De même la terminaison V, à la transition des stades MIS-11 et MIS-12 est similaire à la terminaison I.

La théorie astronomique des climats développée par Milankovitch (1920) et complétée par Berger (1977, 1988, 2006; Berger and Loutre, 1992; 2004) permet d'expliquer ces changements de régime climatique en relation avec les variations quasi-périodiques des paramètres orbitaux de la Terre (Figures I.3 et I.4).

L'Excentricité (e) caractérise le degré d'aplatissement de l'ellipse décrite par la Terre autour du Soleil dans le plan de l'écliptique (Figure I.3). L'attraction du Soleil donne au premier ordre un mouvement elliptique à la Terre mais l'attraction gravitationnelle des autres planètes tend à déformer cette ellipse. Chaque planète, suivant sa position et son éloignement, contribue à faire varier légèrement l'excentricité de la Terre au cours du temps. En première approximation, ses variations résultent de la combinaison de signaux de périodes voisines soit de 100 000 ans (avec 2 composantes à 95 000 et 124 000 ans), soit de 404 000 ans (Berger and Loutre, 1992).

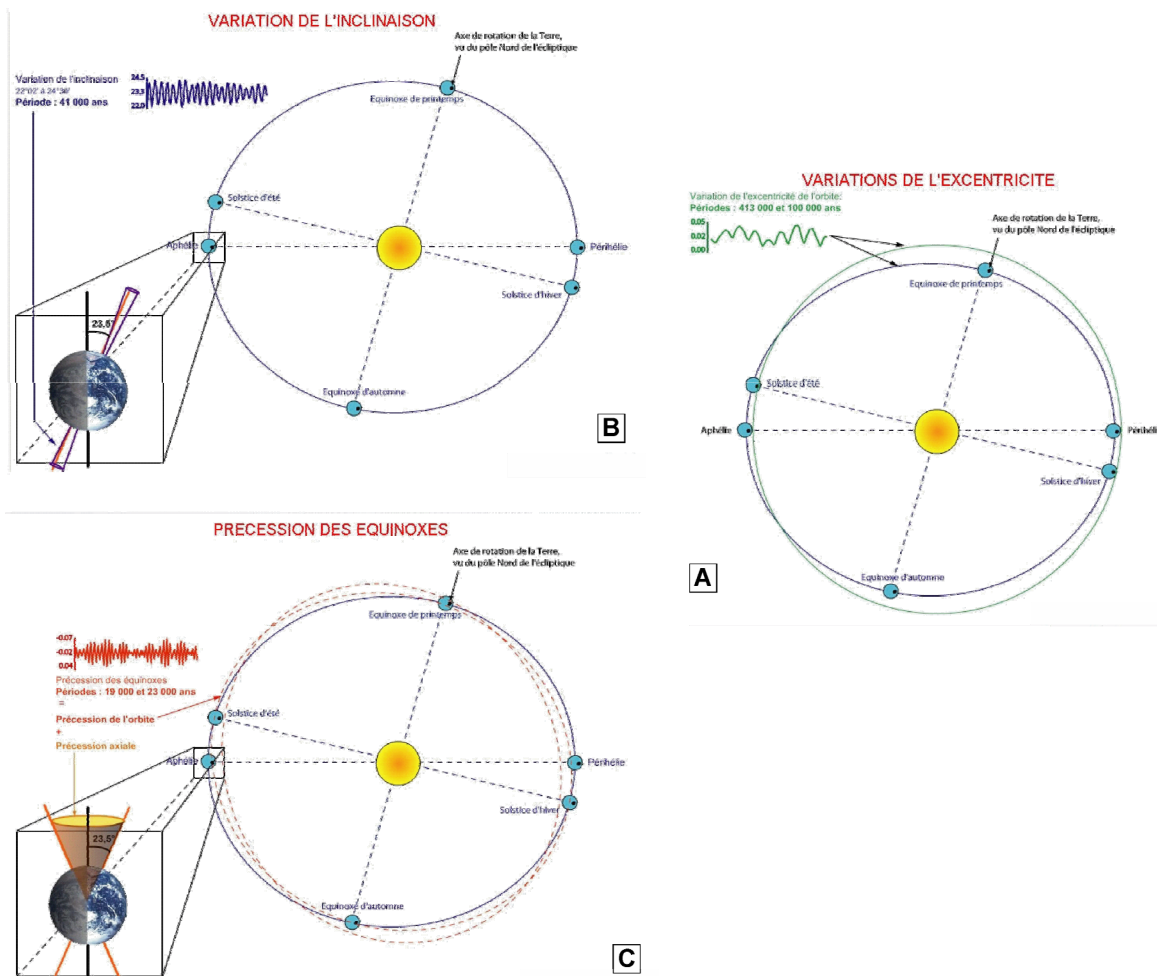


Figure I.3: Paramètres orbitaux de la Terre et théorie astronomique des climats. Evolution de l'excentricité (e), de la précession climatique (ω) et de l'obliquité (inclinaison ε en degré) au cours de leur cycle respectif (d'après Berger, 1988).

L'Obliquité (ε) caractérise l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan orbital moyen de la Terre ou écliptique (Figure I.3). L'obliquité terrestre évolue à cause des perturbations planétaires mais aussi contrainte par les forces gravitationnelles exercées par le Soleil et la Lune qui tendent à faire tourner et précesser l'axe de rotation de la Terre (comme une toupie) autour de cette perpendiculaire à l'écliptique. La combinaison de ces deux effets engendre au premier ordre, une oscillation de l'obliquité terrestre qui reste actuellement très limitée, environ $1,3^\circ$ autour d'une valeur moyenne proche de $23,5^\circ$. La période principale de ces oscillations est de $\sim 41\,000$ ans. L'obliquité fait varier la quantité d'ensoleillement reçue aux différentes latitudes suivant les saisons. Si l'obliquité était nulle, il n'y aurait plus de saisons à la surface de la Terre. Il est aussi clair que le climat des hautes latitudes est très sensible aux variations d'obliquité à l'inverse de celui des régions équatoriales.

La Précession climatique (ω) entraîne le mouvement de l'axe de rotation autour du Nord de l'écliptique (Figure I.3). L'effet de précession de l'axe de rotation de la Terre entraîne un décalage régulier de la position des solstices et des équinoxes. Si on ajoute le fait que l'orbite elliptique terrestre tourne aussi progressivement autour du Soleil, la position de la Terre sur l'ellipse à un moment précis de l'année, l'équinoxe de printemps par exemple, évolue dans le temps. Ce phénomène produit des maxima d'insolation avec une période moyenne de 21 700 ans (avec des composantes à 19 000 et 23 000 ans) (Berger, 1977).

Toutes ces variations cycliques des mouvements astronomiques affectent l'insolation et la répartition des énergies dans les différentes zones de latitude de la Terre. Le couplage mécanique et thermique entre l'atmosphère et l'océan joue pourtant un rôle de régulation et de rééquilibrage de ces perturbations. Ces variations astronomiques sont tout de même à l'origine de l'évolution des climats, des circulations (courants océaniques) et indirectement de l'érosion, du transport et de la sédimentation.

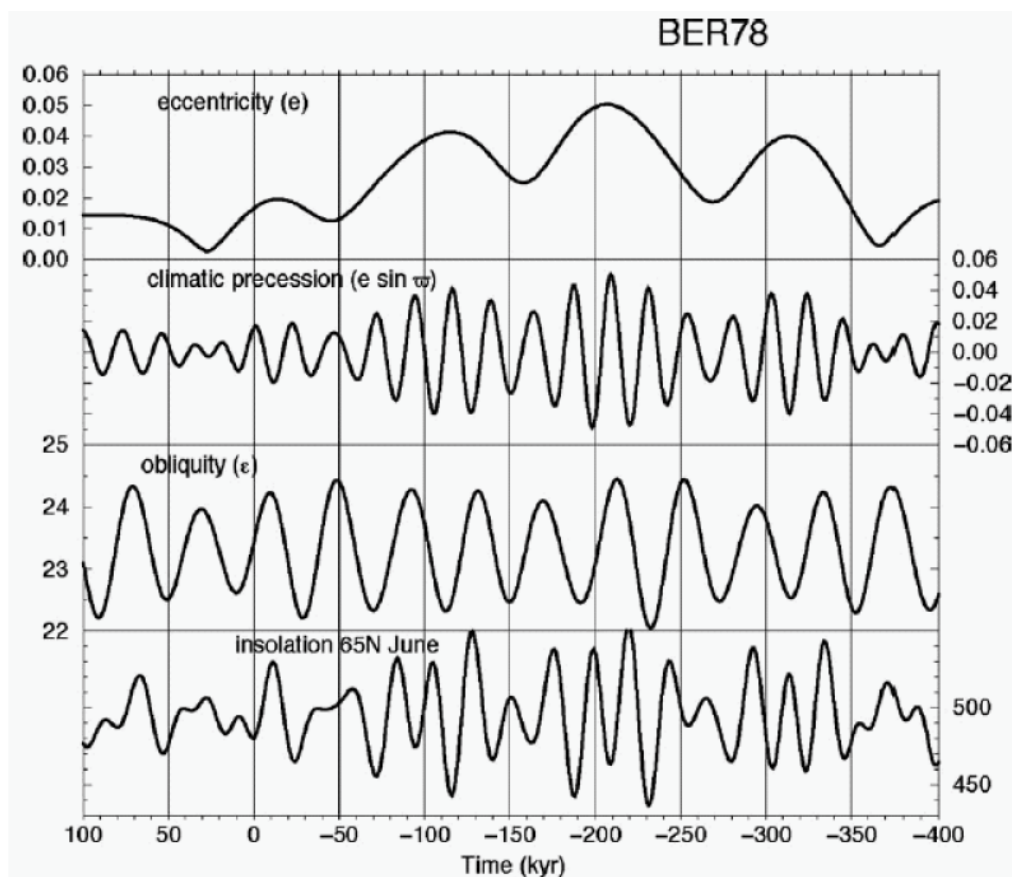


Figure I.4: Variation des paramètres orbitaux et théorie astronomique des climats. Evolution à long terme au cours des 400 000 dernières années et des 100 000 prochaines années de l'excentricité, de la précession climatique, de l'obliquité (en degré) et de l'insolation à 65°N au solstice d'été (en Wm^{-2}) (Berger and Loutre, 2004).

- *Le dernier cycle glaciaire*

Le dernier cycle glaciaire-interglaciaire est le plus connu des cycles du Pléistocène car il est plus accessible et mieux préservé. Il est subdivisé en cinq stades isotopiques définis par Shackleton (1969) sur des sédiments marins: l'interglaciaire du stade isotopique MIS-5 (Eémien), les derniers stades glaciaires MIS-4-3-2 (Weichselien en Europe du Nord et Würm en Europe centrale) et l'actuel interglaciaire MIS-1 (Holocène). Il existe d'autres nomenclatures plus anciennes et locales mais l'intérêt des isotopes est de permettre une unification de ces nomenclatures et une quantification des phénomènes.

Le **stade isotopique MIS-5** débute autour de 125 000 ans et se terminerait vers 110 000 ans (Kolfshoten *et al.*, 2003). Il est lui-même subdivisé en cinq stades inférieurs (Figure I.5). Le stade MIS-5.5 correspond au dernier interglaciaire. Il est suivi par deux refroidissements (5.4 et 5.2) alternant avec deux réchauffements (5.3 et 5.1). L'entrée en glaciation semble rapide (McManus *et al.*, 2002) et pourrait intervenir légèrement avant la fin de l'interglaciaire vers 120 000 ans (Crucifix and Loutre, 2002). Elle est due à un changement d'insolation lié au cycle de Milankovitch (Siegert *et al.*, 2001).

Le **stade isotopique MIS-4** est une période froide voire glaciaire assez semblable au stade MIS-2. Le **stade isotopique MIS-3** est une période au climat froid, marquée par d'importantes instabilités climatiques (*cf* paragraphe suivant). Il commence autour de 59 000 ans et se termine vers 29 000 ans (Voelker *et al.*, 2002).

Le **stade isotopique MIS-2** correspond à la période glaciaire et comprend le Dernier Maximum Glaciaire et le début du réchauffement déglaciaire (encore appelée Tardi-Glaciaire). Ce stade commence à 28 000 ans cal. BP et se termine à 11 500 ans cal. BP. Le Maximum Glaciaire correspond à la période de temps durant laquelle le volume de glace fut maximal. A l'heure actuelle, sa position dans le temps reste un sujet de polémique. Pour certains auteurs, cette période correspond à un pic froid situé vers 18 000 ans ¹⁴C (*e.g.* Peyron *et al.*, 1998) alors que pour d'autres il s'agit d'une période située entre 14 000 et 21 000 ans cal. BP, voir 26 000 ans cal. BP (Peltier and Fairbanks, 2006). Le début de la déglaciation se caractérise par plusieurs alternances de climats chauds et froids qui marquent la variabilité climatique de la terminaison glaciaire I.

Le **stade isotopique MIS-1** correspond à l'Holocène. Cette période de réchauffement fait suite au début de la déglaciation. L'Holocène est subdivisé en plusieurs épisodes (*e.g.* l'Optimum Climatique (froid), l'Optimum Médiéval, le Petit-Age Glaciaire et le réchauffement actuel).

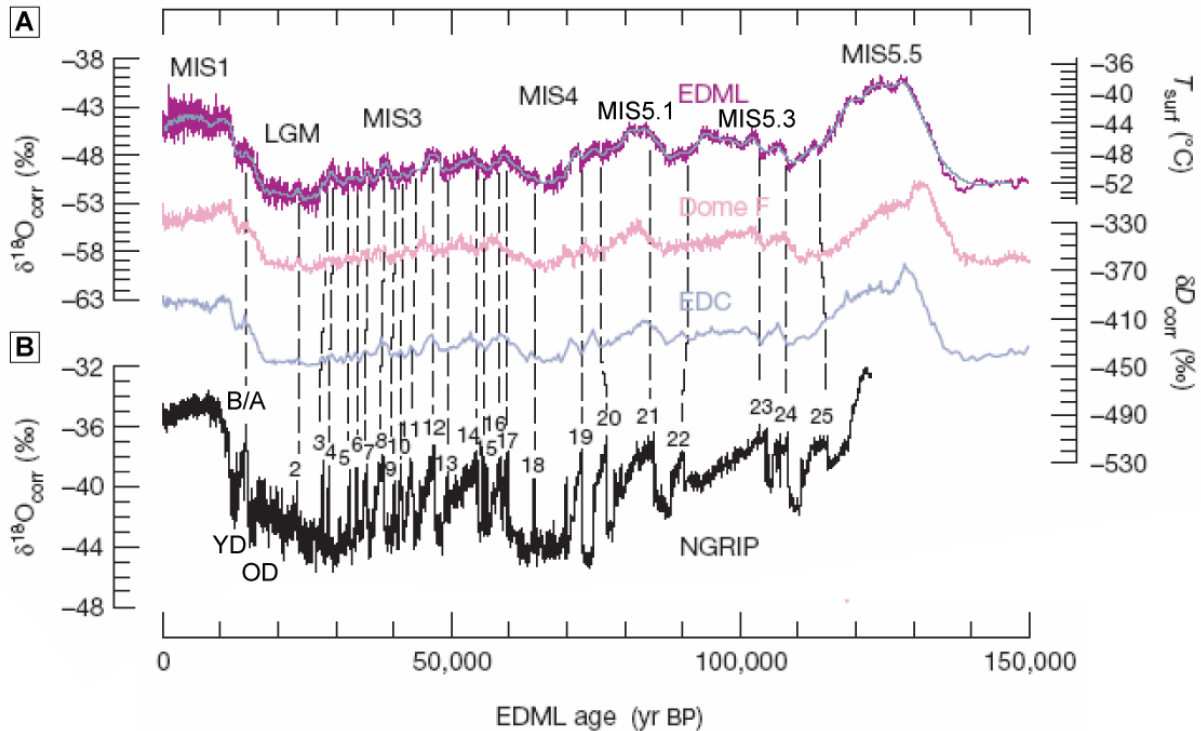


Figure I.5: Evolution du climat au cours du dernier cycle glaciaire pléistocène (modifiée de EPICA, 2006). Synchronisation des courbes des isotopes $\delta^{18}\text{O}$ et δD provenant des carottes de glace de l'Antarctique (A- EDML, EDC et Dome-F respectivement d'après EPICA, 2006; EPICA, 2004; Watanabe et al., 2003) et du Groënland (B- NGRIP d'après NGRIP, 2004).

- Variabilité climatique glaciaire

L'étude des carottes de glace et des sédiments marins profonds a démontré que le climat a été soumis à des changements brutaux à l'échelle du millier d'années pendant les 130 000 dernières années (Figure I.6). Ces oscillations rapides, d'une durée moyenne de 1 000 à 3 000 ans et d'amplitude supérieure à la moitié de celle d'un cycle glaciaire-interglaciaire, ont, en particulier, été mises en évidence à partir des variations des rapports isotopiques de l'oxygène obtenus sur les carottes de glace du Groënland (Dansgaard *et al.*, 1993; Grootes *et al.*, 1993; Meese *et al.*, 1997). Elles ont eu un impact direct sur les enregistrements sédimentaires marins et continentaux (Rahmstorf, 2002; Voelker *et al.*, 2002) à travers le monde, ce qui prouve la nature globale de ces phénomènes climatiques. Ces oscillations définies dans l'hémisphère Nord comme les cycles de Dansgaard-Oeschger (DO) (Dansgaard *et al.*, 1993; Bond and Lotti, 1995), sont régulièrement bouleversées par l'occurrence de périodes plus froides comme les événements de Heinrich (approximativement tous les 11 000 ans, soit entre 10 et 15 000 ans). Ils sont, en particulier, marqués par des décharges massives d'icebergs dans l'Atlantique Nord, à l'origine des dépôts d'IRD ("ice-rafted detritus") dans les

sédiments marins (Ruddiman, 1977; Heinrich, 1988; Broecker *et al.*, 1992; Bond *et al.*, 1992, 1993; Hemming *et al.*, 2000). Une séquence de plusieurs DO successifs, définissant un cycle de Bond (Bond *et al.*, 1993), montre une asymétrie avec un refroidissement progressif jusqu'à l'événement de Heinrich suivant qui est rapidement suivi par un interstade des cycles DO particulièrement chaud (Figure I.7). En résumé, deux fluctuations régulières sont particulièrement importantes dans les enregistrements du paléoclimat de l'Atlantique Nord; les cycles de Bond à moyenne fréquence et les cycles de DO à plus haute fréquence (Alley, 1998).

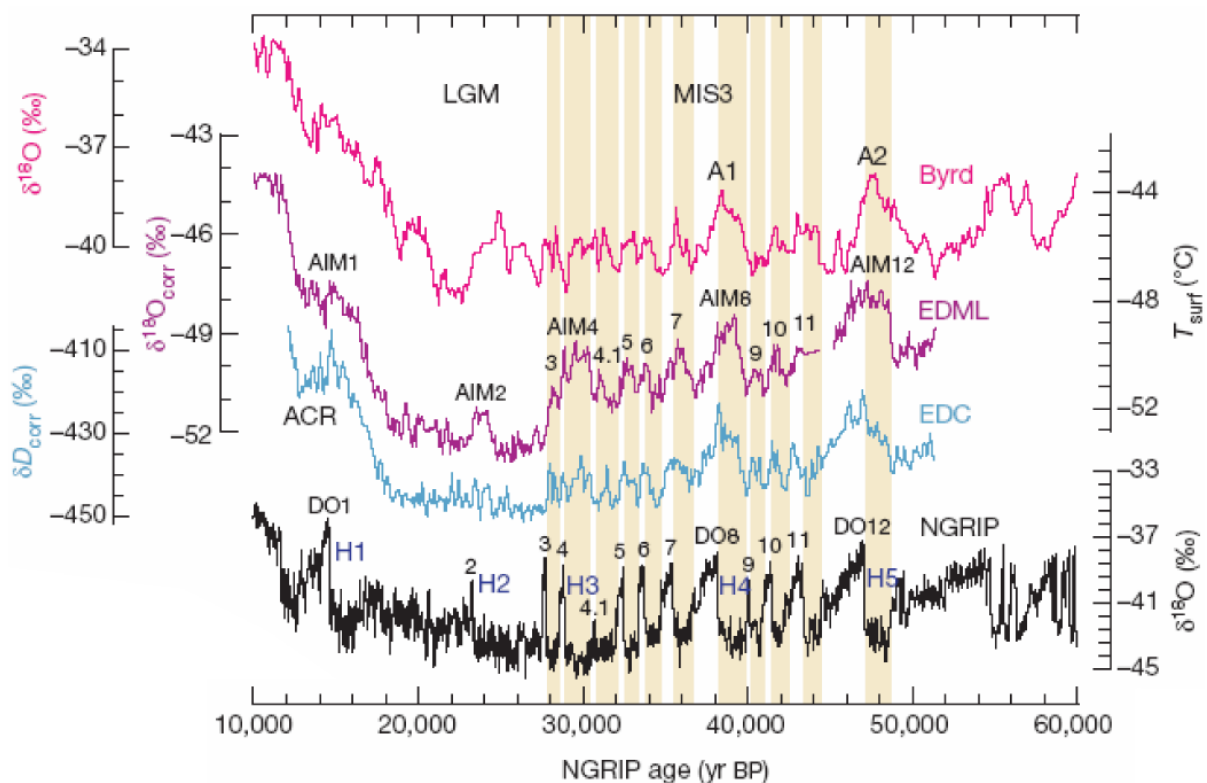


Figure I.6: Variabilité et événements climatiques pendant le dernier cycle glaciaire pléistocène (modifiée de EPICA, 2006). Les courbes isotopiques de EDML (EPICA, 2006), EDC (Röthlisberger *et al.*, 2002), Byrd (Blunier and Brook, 2001) et de NGRIP (NGRIP, 2004) synchronisées grâce aux mesures de méthane, mettent en évidence les périodes de réchauffement en Antarctique en phase avec des stades froids au Groënland (barre orange) dont les événements de Heinrich (Bond and Lotti, 1995).

Ces cycles sont intimement liés à la circulation profonde de l'Atlantique Nord. En effet, l'injection d'importants volumes d'eau douce lors des débâcles d'icebergs ralentit la formation d'eau profonde dans l'Atlantique Nord ("North Atlantic Deep Water" ou NADW), ce qui a pour effet de ralentir, voire de stopper la circulation thermohaline dans l'hémisphère Nord. Ces courants permettent normalement, par le transport des eaux chaudes subtropicales

vers le Nord, de réchauffer l'atmosphère du Groënland et de l'Europe occidentale (Broecker *et al.*, 1985, 1992; Bond *et al.*, 1992, 1993; Vidal *et al.*, 1997; Elliot *et al.*, 2002). Selon ces auteurs, il en résulterait un refroidissement climatique sévère en Europe.

L'influence des icebergs et de l'eau de fonte pourrait être étendue vers le Sud et l'Est jusqu'aux régions subtropicales (Bard *et al.*, 2000; Schönfeld and Zahn, 2000; Shackleton *et al.*, 2000; Schönfeld *et al.*, 2003). Dans les océans et sur les continents, les assemblages de micro-faunes, les variations de taille des particules et les isotopes de l'oxygène et du carbone ont permis d'identifier les événements de Heinrich dans différents bassins en Atlantique Nord (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1993; Van Kreveld *et al.*, 2000), mais aussi en Méditerranée (Cacho *et al.*, 1999) et dans le reste du monde (Porter and An, 1995; Chen *et al.*, 1997; Wang and Oba, 1998; Tada and Irino, 1999; Kennett *et al.*, 2000).

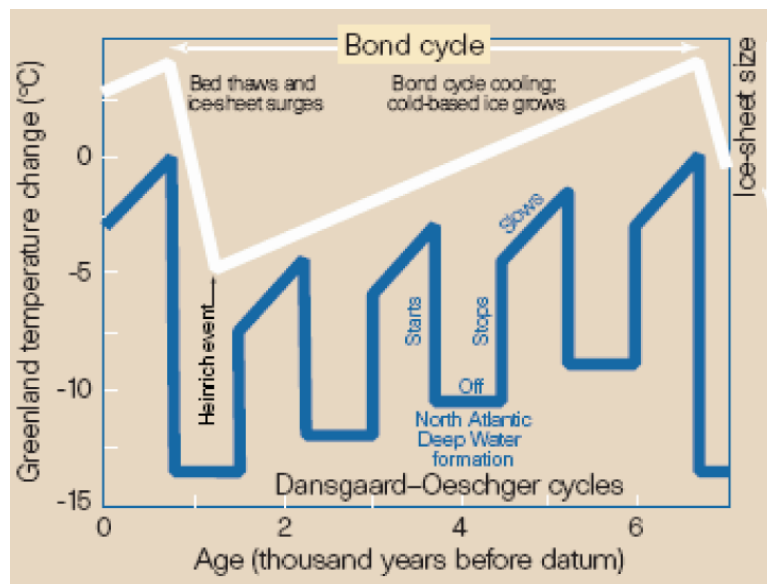


Figure I.7: Représentation schématique des cycles de Bond (d'après Alley, 1998).

Plusieurs mécanismes ont été invoqués pour expliquer ces événements climatiques. La dynamique interne de la calotte (modèle de construction/démantèlement) décrit par Mac Ayeal (1993) et Alley and Mac Ayeal (1994) pourrait en être à l'origine. Cependant, une influence externe prédominante n'est pas à exclure. En Antarctique, les événements de Heinrich correspondent à des périodes de réchauffement assez intenses (Blunier *et al.*, 1998) (Figure I.6). C'est l'effet bipolaire "See-saw" (Stocker, 1998) résultant de la diminution du transport de chaleur par les océans entre les deux hémisphères (Figure I.8). Il implique que les événements de Heinrich interviennent majoritairement pendant un épisode froid dans

l'hémisphère Nord et un réchauffement généralisé de l'hémisphère Sud (Blunier and Brook, 2001). De plus, l'analyse des sources de matériels détritiques des IRD suggère une forte influence des conditions atmosphériques sur la dynamique de ces événements climatiques rapides, puisque plusieurs calottes fortement éloignées semblent réagir en même temps (Bond and Lotti, 1995). Cela implique que le démantèlement de la calotte glaciaire du pôle Nord pourrait être favorisé par un facteur climatique extérieur tel qu'un changement de la température ou du niveau de la mer.

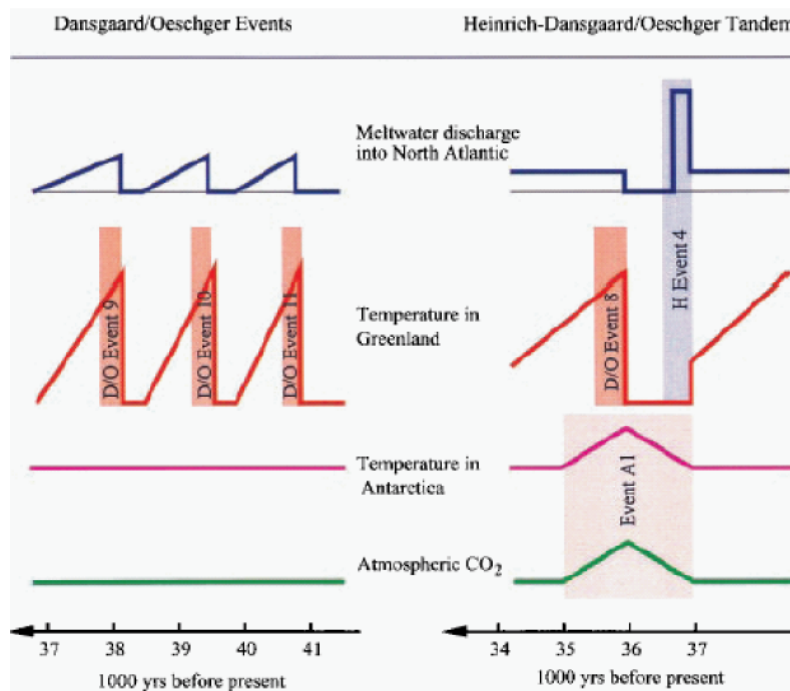


Figure I.8: Représentation schématique d'une série d'événements de Dansgaard/Oeschger (gauche) et de la combinaison des événements de Heinrich et de Dansgaard/Oeschger (droite). Comparaison des effets de ces fluctuations climatiques sur les températures des différents pôles terrestres (d'après Stocker, 2002).

- Variabilité climatique déglaciaire

La variabilité du climat est également importante lors de la dernière déglaciation (Figures I.5 et I.6). Le début de ce réchauffement est marquée par la période climatique encore relativement froide, référencée comme GS-2 (GS/GI pour "Greenland Stadial/Interstadial" d'après Bjorck *et al.*, 1998) et couvrant la chronozone du "Oldest Dryas" (Mangerud *et al.*, 1974). Le maximum de froid pendant cette période (17 000 à 14 000 ans cal. BP) correspondrait à l'événement de Heinrich H1 (Bond *et al.*, 1999) ou GS-2a (Bjorck *et al.*, 1998). Le "Oldest Dryas" est suivi par la transition glaciaire/interglaciaire de la

terminaison I. Elle regroupe de nombreux événements climatiques. En particulier, les chronozones du Bølling-Allerød (réchauffement de 14 700 à 12 600 ans cal. BP), du "Younger Dryas" (refroidissement de 12 600 à 11 500 ans cal. BP) et du Préboréal (réchauffement de 11 500 à 10 000 ans cal. BP) se succèdent au cours de ce réchauffement rapide du climat (Mangerud *et al.*, 1974). Ces périodes climatiques correspondent à l'alternance GI-1/GS-1 et à la transition avec l'Holocène (Bjorck *et al.*, 1998). A partir de 10 000 ans cal. BP, l'Holocène subit également des fluctuations de l'Oscillation Pré-boréale (~10 000 ans) et de l'événement à 8,2 ka (Clarke *et al.*, 2004).

Ces variations sont associées à la vidange de lacs pro-glaciaires, et notamment ceux en périphérie de la calotte Laurentide, qui vont se déverser soit dans le Golfe du Mexique par l'intermédiaire du Mississippi, soit dans l'Atlantique Nord par l'intermédiaire de l'Hudson et du Saint Laurent.

Ces périodes d'apport d'eau douce se produisent en même temps que des réductions de formation de NADW, fournissant ainsi un moyen pour observer la variabilité climatique (Clark *et al.*, 2001). Teller *et al.* (2002) notent également la potentielle existence d'un mode de fonctionnement binaire de la circulation thermohaline (mode glaciaire instable, mode interglaciaire plus stable), mis en évidence par les variations de volume d'apport d'eau douce et la réponse climatique. Labeyrie *et al.* (2004) évoquent également une évolution haute fréquence de la Zone de Convergence Intertropicale (ITCZ) pouvant être liée à ces variations climatiques, et reliant ainsi les basses et hautes latitudes de l'hémisphère Nord (Europe, Amérique du Nord, Chine). Enfin, pour Bond *et al.* (1997, 1999), ces variations climatiques rapides seraient d'une période de 1470 ans environ et seraient l'expression Holocène des DO, plus ou moins bien marquée en fonction de la quantité d'eau de fonte apportée (et donc de la réponse de la circulation thermohaline associée). Enfin, pour Magny and Bégeot (2004), la variabilité climatique Holocène sur la zone Atlantique Nord semble être contrôlée de façon non négligeable par les variations de l'activité solaire.

I.1.1.B Glacio-Eustatisme

Les changements climatiques sont à l'origine d'importantes fluctuations du niveau absolu de la mer. L'effet général des glaciations sur le niveau marin est évident; le volume d'eau piégé sous forme de glace diminue le volume d'eau libre et donc le niveau eustatique. A toute période glaciaire correspond un bas niveau marin (Figure I.9). La quantification de ces

variations du niveau marin absolu (glacio-eustatisme) n'est pas simple. Si l'on considère que les variations isotopiques sont une fonction directe des volumes de glace alors une transformation des enregistrements isotopiques continus obtenus sur les carottes marines et de glaces en courbes de variations du niveau marin peut être proposée (Shackleton, 1977; Fairbanks and Mathews, 1978; Fairbanks, 1989). Mais il s'agit d'une estimation grossière car une grande partie des variations ^{18}O est attribuée à la diminution de température des océans. Les conversions établies à partir des foraminifères planctoniques ne sont pas adaptées pour représenter les variations de volume de glace (et donc de niveau marin), car les foraminifères planctoniques enregistrent les variations du rapport $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de surface (particulièrement sensibles aux variations de température et de salinité et non aux volumes des glaces qui nous intéressent). A partir de cette réflexion, plusieurs auteurs proposent désormais des courbes eustatiques établies à partir de foraminifères benthiques (Labeyrie, 1989; Waelbroeck *et al.*, 2002).

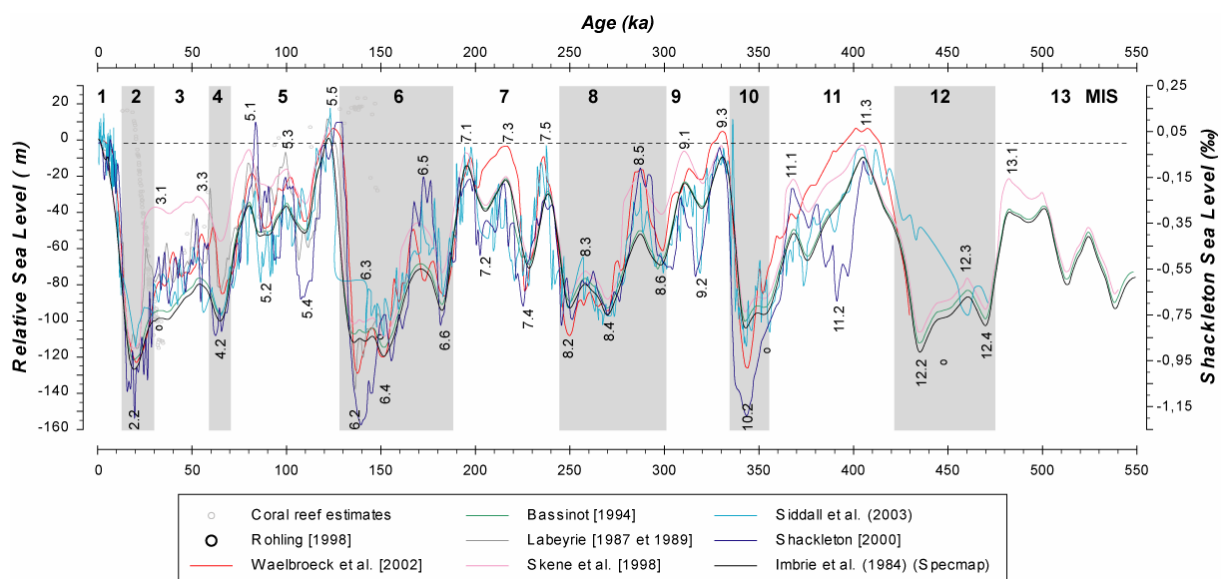


Figure I.9: Variations du niveau de la mer pendant les dernières 550 000 années. Les données sont issues des analyses isotopiques, des études sur les coraux ou encore de l'interprétation des fronts de paléo-deltas. Les cycles de 100 000 ans (excentricité) prédominent dans ces oscillations marines qui dépassent les 100 m d'amplitude. Malgré cela, des cycles à 40 000 ans (obliquité) et à 20 000 ans (précession) viennent se superposer à la période dominante avec des amplitudes de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres. MIS: "Marine Isotopic Stage".

Le Quaternaire terminal est ainsi caractérisé par des cycles eustatiques de grande amplitude de l'ordre d'une centaine de mètres et en phase avec les cycles climatiques de 100 000 ans (Figure I.9). Des variations métriques à décimétriques sont également observées;

elles correspondent aux cycles climatiques de 20 000 et 40 000 ans. A noter que la transformation de la courbe $\delta^{18}\text{O}$ en positions du niveau marin est mieux calée pour le dernier cycle glaciaire/interglaciaire car d'autres informations indépendantes sont disponibles et fournissent des valeurs de référence sur la position du niveau marin (e.g. les données sur les coraux; Chappell and Shackleton, 1986; Bard *et al.*, 1990).

- *Cycles eustatiques du dernier cycle glaciaire (eustatisme haute fréquence)*

Les variations climatiques rapides qui ont affecté le dernier cycle glaciaire ont sans doute eu un impact sur l'eustatisme (Figure I.10). Mais à l'heure actuelle, il existe peu de preuves de ces variations du niveau de la mer associées aux fluctuations rapides du climat. Les changements consécutifs du niveau de la mer n'ont jamais réellement été établis. Malgré cela, plusieurs études portant sur des objets sédimentaires différents ont proposé la possibilité d'un eustatisme à l'échelle du millier d'années pendant le dernier cycle glaciaire (Chappell, 2002; Lambeck *et al.*, 2002a; Culter *et al.*, 2003; Siddall *et al.*, 2003).

Grâce à l'analyse des rapports des isotopes de l'oxygène provenant de carottes sédimentaires de la Mer Rouge, Siddall *et al.* (2003) ont pu extraire le signal du niveau global de la mer pendant les derniers 470 000 ans. Plus précisément, ils ont déduit les amplitudes des changements du niveau de la mer de plus de 35 ± 12 m entre 70 et 25 000 ans (Figure I.10); c'est-à-dire plus de deux fois le volume des calottes de glace du Groënland et de l'Ouest Antarctique réunies. La vitesse maximale de changement autour de 0,02 m/an est équivalente au taux moyen de remontée pendant la dernière déglaciation. Ces données de $\delta^{18}\text{O}$ en Mer Rouge centrale ont été comparées avec celles obtenues sur les sédiments profonds de l'Atlantique Sud (Shackleton *et al.*, 2000) et également dans les carottes de glace d'Antarctique (Blunier *et al.*, 1998, 2001).

Il semble que la variabilité du niveau de la mer à l'échelle des milliers d'années pendant le dernier cycle glaciaire, dérivée de ces séries isotopiques, soit en parfait accord avec les données mesurées à partir de l'étude des récifs fossiles (Chappell, 2002; Culter *et al.*, 2003). En effet, entre 65 000 et 30 000 ans, pas moins de six oscillations du niveau de la mer, avec des amplitudes allant de 9 à plus de 20 m, ont été repérées grâce aux récifs coralliens de la péninsule de Huon (HP) en Papouasie Nouvelle-Guinée (Chappell, 2002). Pendant le stade isotopique MIS-3, ces hauts niveaux marins de l'hémisphère Sud sont centrés sur 32, 36, 44, 49-52 et 60 000 ans (Lambeck *et al.*, 2002b). Chaque remontée du niveau de la mer s'enregistre dans ces récifs par une production et une construction carbonatée intensive qui

tente de suivre la remontée du niveau de la mer. Ainsi, chaque cycle de 6 à 7 000 ans se termine par une remontée rapide du niveau de la mer de 10 à 15 m, suivant une longue période de baisse régulière du niveau marin (Chappell, 2002).

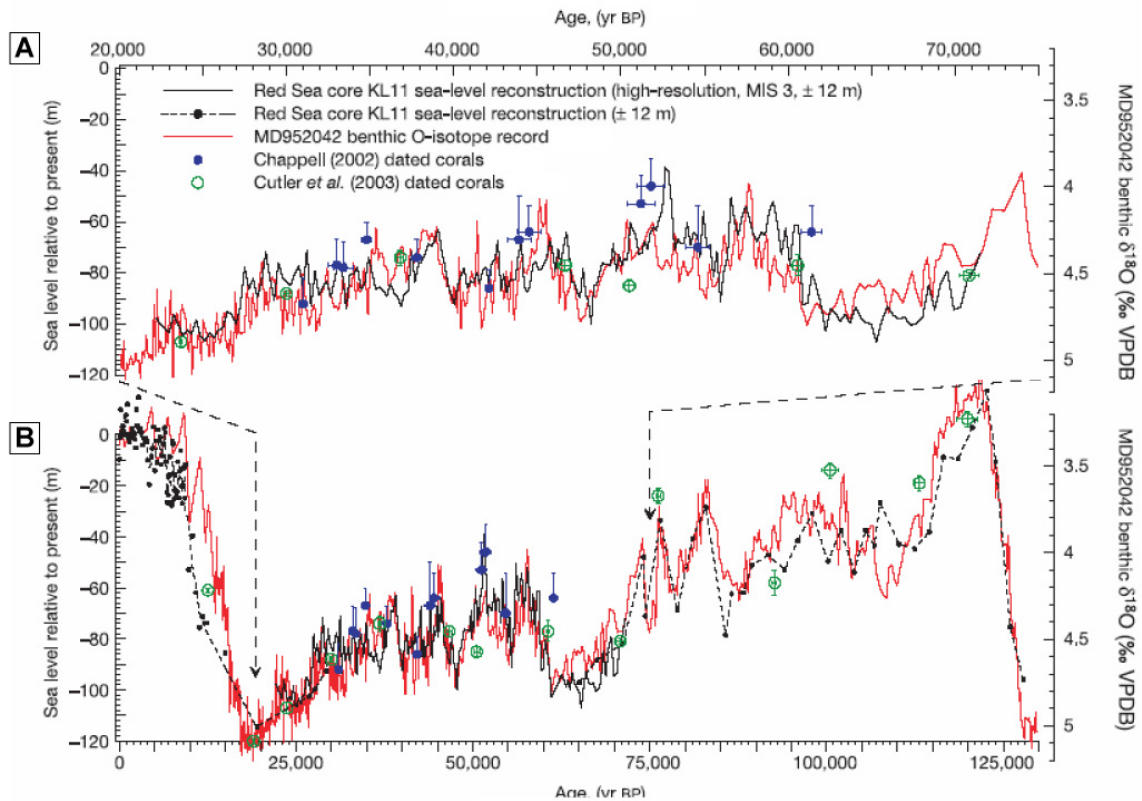


Figure 1.10: Evolution du niveau de la mer pendant le dernier cycle glaciaire (A) et la période de glaciation des stades isotopiques MIS-4, MIS-3 et MIS-2 (B). La reconstruction eustatique réalisée en Mer Rouge à partir des rapports isotopiques $\delta^{18}O$ est comparée avec d'autres indicateurs du niveau de la mer à l'échelle de la planète (modifiée d'après Siddall et al., 2003).

Ces cycles se corrént assez aisément avec les changements climatiques rapides observés au Groënland et en Atlantique Nord. Les hauts niveaux marins à 38 000, 44 500 et 52 000 ans coïncident avec les interstades 8, 12 et 14 des cycles de DO aux erreurs de datations près. Les périodes de remontée du niveau de la mer correspondent, dans les sédiments d'Atlantique Nord, à des intervalles de forte concentration en foraminifères planctoniques d'eau froide *Neogloboquadrina pachyderma* (enroulés de manière senestre) (Lund and Mix, 1998). Ces épisodes coïncident également avec les dépôts d'IRD dans les sédiments d'Atlantique Nord et Sud (Kanfoush et al., 2000). La chronologie des intervalles à *N. pachyderma* a permis de préciser que le dépôt des IRD dans l'hémisphère Sud se produisait pendant une période froide dans l'hémisphère Nord. Ces périodes sont définies comme les

événements de Heinrich dans l'hémisphère Nord (H1-H6) (Heinrich *et al.*, 1988; Bond *et al.*, 1992). Donc chaque remontée du niveau de la mer intervient pendant un événement de Heinrich, alors que les hauts niveaux marins correspondent aux terminaisons des cycles de Bond. Ces cycles de Bond regroupant plusieurs oscillations de DO pourraient être à l'origine de changements du niveau de la mer, indiquant une réponse du volume des glaces des pôles à cette variabilité climatique pendant les stades isotopiques MIS-4 et MIS-3 (Chappell, 2002).

Synthesis of results for the estimation of Sea level at glacial maxima during LGM, MIS 6 to MIS12 from literature using different methods

Oxygen isotope stage	Age (kyr)	Sea-level estimates (meters below present SL)	Ice equivalent sea level (meters below PSL)	Authors	Location	Method
Stage 2.2	18 ¹⁴ C-kyr (=21 cal-kyr)		127	CLIMAP, 1981	Global	Climate models
			163			
			160	Hughes et al. 1977	Global	Ice sheets
	20 cal-kyr		140	Lambeck et al., 2002 (Fig. 11)	Barbados, Bonaparte Gulf, Sunda shelf, Tahiti, Huon, Christchurch	RSL records and isostasy
	21 cal-kyr		123			
	22 cal-kyr		146			
	30-19 cal-kyr		130 to 140	Lambeck and Chappell 2001 (Fig. 3b)		RSL records and isostasy
			125±5	Fleming et al., 1998		RSL records and isostasy
		105		Peltier, 1994;	Barbados	RSL records and isostasy
			113.5-116.5	Peltier, 2002-QSR		
			b120 m	Peltier, 2002 (reply)		
			115-135	Milne et al., 2002	Barbados, Bonaparte Gulf, Huon peninsula, Tahiti	RSL records and isostasy
			RSL=105-115	Lambeck and Bard, 2000	Mediterranean Sea	RSL records and isostasy
	18-17 cal-kyr		RSL=135-143	Camoin et al., 2001	Moruroa, French Polynesia	Corals
	18-17 cal-kyr		110-115	Camoin et al., 2004	Indian Ocean, Mayotte	Corals (Acropora + Galasea + lithophyllum + hydrolithon)
19 cal-kyr	125		Fairbanks, 1989	Barbados	Drilled coral reefs, Porites	
19 cal-kyr	118		Bard et al., 1990 (nat)	Barbados	Drilled Palmata coral	
21 cal-kyr	116		Hanebuth, 2000	Sunda shelf	Sed cores	
19 cal-kyr	114					
19-22 cal-kyr			-130 to -135	Yokoyama et al., 2000	Bonaparte Gulf	
19-22 cal-kyr	121 to 125 (±4)			Yokoyama et al., 2001a	Bonaparte Gulf	RSL records and isostasy
	Discuss those results			Shennan and Milne, 2003	Bonaparte Gulf	Cores analysis
18 ¹⁴ C-kyr	130			Chappell and Shackleton, 1986		
20 cal-kyr	120			Rohling, 1998	Red Sea	Salinities in sed cores
		Above 130 m		Siddall, 2003	Red Sea	Hydro Model
		Above 125 m		Ferland et al., 1995	Shelf Southeastern Australia	Core analysis
Stage 6.2	135 kyr	125		Schackleton, 1987		Oxygen isotopes
	135 kyr	130		Chappell and Shackleton, 1986	Huon peninsula	Uplifted sequences
					Deep Pacific	oxygen isotopes
	135 kyr	125		Rohling, 1998	Red Sea	Salinities in sed cores
		Above 130 m		Ferland et al., 1995	Shelf Southeastern Australia	Core analysis
Stage 8.2	270 kyr	Above 120 m		Rohling, 1998	Red Sea	Salinities in sed cores
		Above 130 m		Ferland et al., 1995	Shelf Southeastern Australia	Core analysis
Stage 10.2	340 kyr	122-134		Rohling, 1998	Red Sea	Salinities in sed cores
Stage 12.2	440 kyr	139		Rohling, 1998	Red Sea	Salinities in sed cores

Tableau I.1: Synthèse des estimations des niveaux marins les plus bas pendant les différents épisodes glaciaires pléistocènes (Rabineau *et al.*, 2006).

En résumé, le niveau de la mer après le stade isotopique MIS-5 ne baisse pas de manière homogène jusqu'au niveau du Dernier Maximum Glaciaire (Figure I.10), mais il oscille rapidement avec une amplitude allant de 10 à 15 m environ chaque 4 000 ans (Chappell *et al.*, 1996; Yokoyama *et al.*, 2001) et jusqu'à 35 m (Siddall *et al.*, 2003).

- *Bas niveau marin du Dernier Maximum Glaciaire (DMG)*

Les différentes courbes du niveau marin dérivées des isotopes pour les derniers 120 000 ans (Labeyrie, 1987, 1989; Shackleton *et al.*, 2000; Waelbroeck *et al.*, 2002; Siddall *et al.*, 2003) décrivent une chute générale jusqu'au Dernier Maximum Glaciaire. Le dernier bas niveau marin (stade isotopique MIS-2) est généralement fixé autour de 110 m et 120 m en dessous du niveau marin actuel, mais des estimations comprises entre 90 m et 150 m ont été proposées (Shackleton, 1977; Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990; Lambeck and Bard, 2000; Clark and Mix, 2002). La comparaison des positions du bas niveau marin pendant le DMG (Tableau I.1), définies à partir de différentes études (*in* Rabineau, 2006), montre que les disparités dans les estimations sont grandes et que la détermination du niveau absolu des mers est loin d'être fixée. Plus récemment, certains auteurs remettent également en question la durée et la position dans le temps de ce bas niveau. De nouvelles analyses sur les coraux de la Barbade indiqueraient un niveau marin glaciaire autour de 120 m mais avec un Dernier Maximum Glaciaire à 26 000 ans, c'est-à-dire approximativement 5 000 ans plus ancien que l'âge généralement admis (Peltier and Fairbanks, 2006).

- *Remontée déglaciaire du niveau de la mer*

La méthode la plus précise pour établir les courbes de la transgression marine post-glaciaire est essentiellement basée sur la datation de différentes variétés de coraux (Figure I.11). Les courbes les plus souvent utilisées sont issues des travaux menés sur les coraux de la Barbade et de Tahiti (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990, 1996). Des corrections sont appliquées pour éliminer les effets des facteurs locaux. Malgré cela, ces estimations sont souvent biaisées par le contexte tectonique et la comparaison de ces courbes montre des disparités dans l'évolution de la dernière remontée du niveau de la mer (Figure I.11). Toutefois, la tendance générale présente une transgression non-linéaire ponctuée par des épisodes d'accélération ou de ralentissement de la vitesse de remontée.

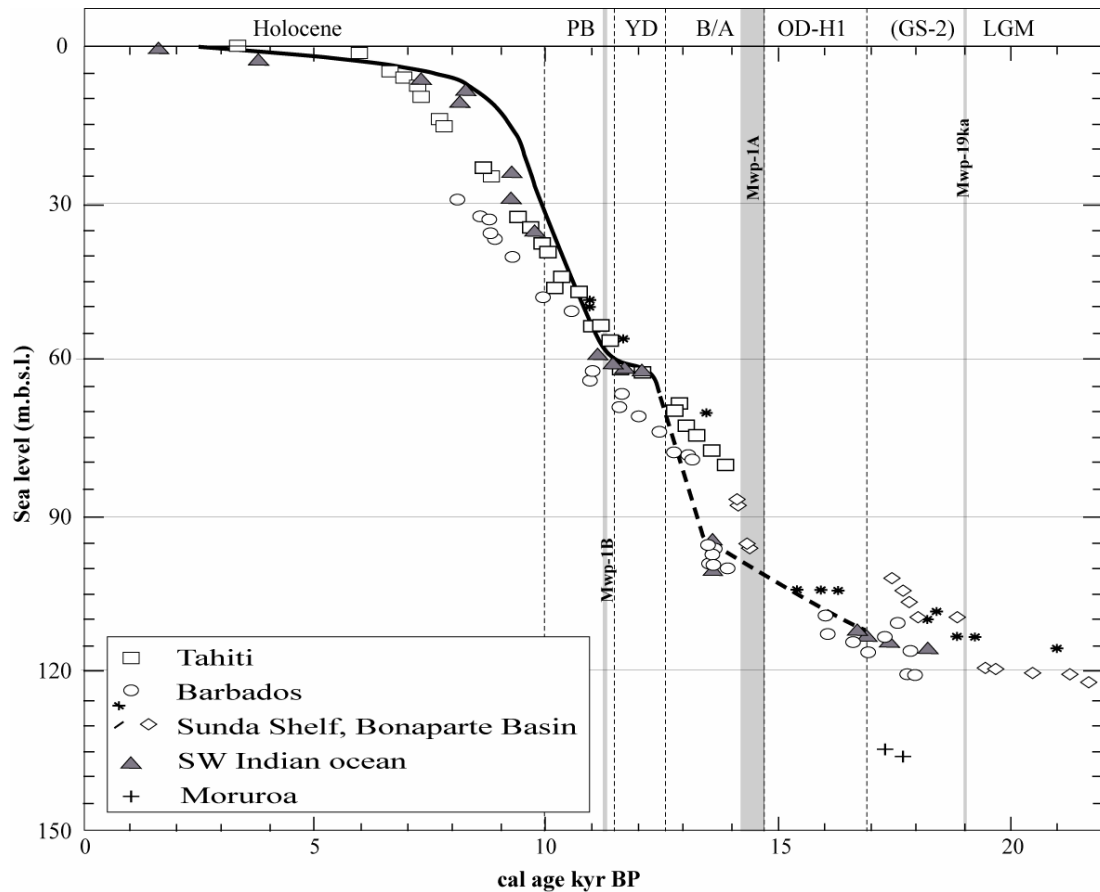


Figure 1.11: Courbes des variations du niveau marin pour la période post-glaciaire (compilation de Camoin *et al.*, 2004). Les données proviennent de plusieurs sites d'études dont Tahiti (Bard *et al.*, 1996), la Barbade (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1990), Moruroa (Camoin *et al.*, 2001a), la plateforme de la Sonde (Hanebuth *et al.*, 2000) et le bassin Bonaparte (Liu, 2001).

Après le Dernier Maximum Glaciaire, il semble que le début de la transgression s'effectue par pulsations, comme le suggère le "melt water pulse" (Mwp-19ka) décrit par plusieurs auteurs autour de 19 000 ans cal. BP (Yokoyama *et al.*, 2000; Clark *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2004). Ensuite, le Mwp-1A (~14 600 ans cal. BP d'après Weaver *et al.*, 2003) est généralement associé à une remontée rapide du niveau marin de 94 à 74 m à la transition entre le "Older Dryas" et le Bølling-Allerød. Il est suivi par un épisode de ralentissement du taux de remontée pendant le "Younger Dryas". Il semble qu'une dernière période de forte remontée se positionne à la transition entre le "Younger Dryas" et le Préboréal et soit représentée par le Mwp-1B (~11 300 ans cal. BP d'après Bard *et al.* 1996; Camoin *et al.*, 2004; Liu and Milliman, 2004). Cette seconde phase d'accélération est encore particulièrement discutée; elle a été observée sur les courbes de la Barbade et également sur les récifs coralliens de la Nouvelle-Guinée (Edwards *et al.*, 1993) mais elle est absente des courbes de Tahiti (Lambeck *et al.*, 2002a).

La dernière phase de ralentissement de la vitesse de remontée marine marque la transition avec la période de stabilisation de haut niveau qui se poursuit tout au long de l'Holocène et jusqu'à nos jours.

Cette synthèse des événements et des cycles climatiques et eustatiques durant le Pléistocène et l'Holocène met en avant la variabilité très importante et à différentes échelles de temps de ces facteurs environnementaux. Leur évolution a profondément modifié les conditions de sédimentation à la surface de la Terre et dans les océans. Nous allons tenter de comprendre maintenant comment explorer l'enregistrement de ces variations climatiques à partir de l'organisation stratigraphique d'une marge.

I.1.2. Méthodes d'investigation des enregistrements stratigraphiques

Les marges continentales passives représentent les pièges principaux des sédiments détritiques aux frontières des continents. Au Quaternaire, elles enregistrent de manière privilégiée les bilans sédimentaires associés aux cycles climatiques. Ainsi, les changements climatiques ont eu un impact sur l'eustatisme, la circulation océanique, l'érosion, le transport et le flux sédimentaire. Ces facteurs, même s'ils demeurent les plus importants à l'échelle de plusieurs centaines de milliers d'années, participent avec d'autres à la construction des marges continentales et modifient en particulier leur architecture et les environnements de dépôts. L'architecture sismique des plateformes, confrontée aux modèles de la stratigraphie séquentielle, est une des méthodes utilisées pour reconstituer les dernières fluctuations glacio-eustatiques et climatiques.

I.1.2.A Facteurs majeurs contrôlant la sédimentation

Faire une étude en sédimentologie revient à étudier les interactions entre les différentes sphères terrestres (géosphère, hydrosphère, atmosphère et biosphère). L'érosion, le transport et le dépôt des sédiments détritiques et biogènes sont successivement soumis aux variations des facteurs régis par ces sphères et dont dépendent les conditions de sédimentation. Parmi ces facteurs principaux, on peut citer les apports, le climat, la tectonique et la subsidence, les variations du niveau marin, le forçage orbital, les processus sédimentaires, les processus physiques, l'activité biologique, la chimie de l'eau, le volcanisme, la

sédimentation normale et catastrophique, les taux de sédimentation-préservation (Reading, 1996).

Or l'un des problèmes en sédimentologie est de déterminer quelle est l'importance relative de ces facteurs et quel est leur impact sur l'organisation sédimentaire. Dans cette thèse, nous nous attacherons à explorer l'impact des facteurs identifiables à partir des séries sédimentaires et qui influencent à large échelle l'organisation stratigraphique des dépôts.

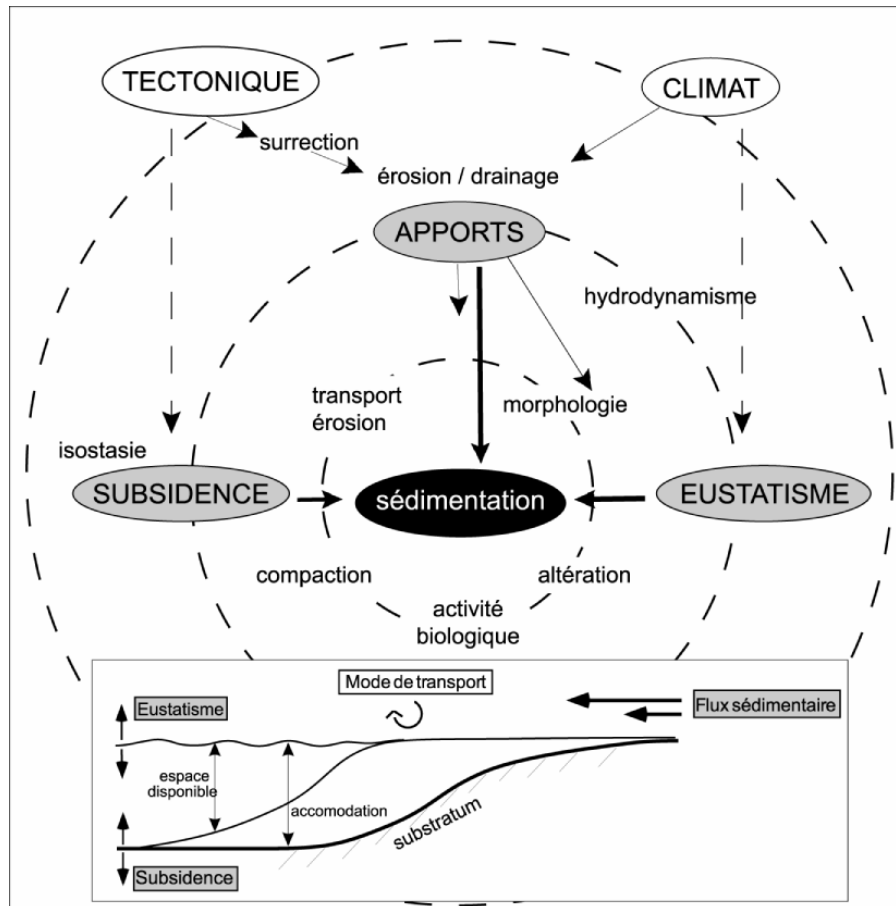


Figure I.12: Facteurs contrôlant l'expression et l'enregistrement des séquences de dépôt. Hiérarchisation basée en premier ordre sur les forçages planétaires (climat et tectonique) et en second ordre sur les sédiments (flux sédimentaire, subsidence et eustatisme) (modifiée d'après Rabineau, 2001).

Au premier ordre, il s'agit tout d'abord des facteurs "universels" (d'après Reading, 1996) ou globaux basés sur les forçages planétaires et externes qui se répercutent à plusieurs échelles (globale et régionale); c'est-à-dire principalement le climat et la tectonique (Figure I.12). L'évolution du climat dépend en grande partie des fluctuations des paramètres orbitaux terrestres qui contrôlent la répartition de l'énergie solaire sur la Terre (cf section I.1.1). Par contre, l'énergie interne de la Terre est le moteur de la géodynamique

interne, qui par l'intermédiaire de la tectonique des plaques crée des bassins et des chaînes de montagnes. Ces reliefs vont gouverner la sédimentation depuis la source jusqu'au réceptacle.

Dans ce paragraphe nous avons insisté sur la variabilité climatique parce que notre étude est focalisée sur une échelle de temps relativement courte prenant en compte le Pléistocène supérieur et l'Holocène. Dans cet intervalle de temps, nous faisons l'approximation que les phénomènes tectoniques intervenant sur une marge passive sont relativement réguliers et ne sont donc pas à l'origine des changements environnementaux.

Le second ordre de facteur peut se résumer aux facteurs contrôlant directement la sédimentation et qui dépendent des facteurs de premier ordre (Figure I.12). Le flux sédimentaire, la subsidence et l'eustatisme ont des implications directes sur l'accommodation. Il est important de noter que le climat régule en partie les apports sédimentaires et l'eustatisme. A une échelle de temps réduite, le facteur subsidence pourra être divisé en plusieurs composantes: la subsidence tectonique ou thermique liée respectivement à la formation et au refroidissement de la marge, la subsidence créée par la réponse isostatique de la marge face à la surcharge sédimentaire et hydrologique. Cette dernière peut varier rapidement en fonction de la quantité de sédiments déposés et suivant les variations du niveau de la mer.

Tous ces facteurs de second ordre peuvent être considérés comme allo-cycliques dans la mesure où ils sont dus à des variations des paramètres externes aux systèmes sédimentaires (Vail *et al.*, 1987; Einsele *et al.*, 1991). A un moindre niveau, il faut également noter l'importance de facteurs internes aux systèmes ou auto-cycliques (avulsion deltaïque, hydrodynamisme ...). De nombreuses séquences de dépôt représentent l'effet combiné des phénomènes auto- et allo-cycliques (Einsele *et al.*, 1991; Kaufman *et al.*, 1991). Hiérarchiser les facteurs est important dans la mesure où certains d'entre eux sont des facteurs clés pour décrypter les séquences stratigraphiques, conceptualiser et modéliser les mécanismes de formation au cours des temps géologiques.

I.1.2.B L'exploration des marges par la stratigraphie séquentielle

Les marges passives constituent des zones réceptacles qui favorisent l'accumulation des strates sédimentaires. La succession verticale des sédiments et des surfaces de discontinuité enregistre l'évolution des environnements de dépôts au cours du temps (loi de Walther, 1894). L'observation et l'analyse des séries sédimentaires préservées et de leur

organisation permettent de reconstituer les paléo-environnements grâce à l'identification des modes et des conditions de sédimentation ainsi que les facteurs qui les contrôlent. Ces études se mènent suivant les lois de la stratigraphie.

Depuis le XVIII^e siècle et les premières observations des mouvements passés de la ligne de rivage (transgression et régression d'après Lavoisier, 1789), l'analyse stratigraphique a subi une longue révolution. L'énoncé historique de la notion de séquences stratigraphiques et lithologiques, définie au départ sur des affleurements terrestres, date du début XX^e siècle (Grabau, 1906; Sloss, 1949; Lombard, 1956). A partir des années 70, l'exploration du domaine marin par la sismique a conduit, en particulier, les géologues et les géophysiciens pétroliers, à établir une démarche stratigraphique ayant pour but d'identifier des séquences de dépôt (définition de la stratigraphie séquentielle).

Cette revue exhaustive de l'état des connaissances de la stratigraphie séquentielle a pour but de définir les limites et les termes utilisés dans ce travail suivant différents auteurs. Elle s'inspire de la synthèse réalisée par Rabineau (2001).

- *Interprétations sismo-stratigraphiques*

La reconnaissance et la corrélation des séquences sismiques interprétées sur des critères géométriques correspondent à la première étape d'une étude de stratigraphie sismique. Les réflecteurs repérables sur un profil sismique révèlent principalement les hétérogénéités du sous-sol. Les surfaces ainsi imagées représentent des discordances ou des limites de strates associées à des changements de conditions et/ou de nature des dépôts. L'interprétation de ces coupes suit les principes de la stratigraphie sismique (Mitchum and Vail, 1977). Elle se base essentiellement sur l'identification et la corrélation des séquences sismiques complétées par une analyse des faciès sismiques.

La *séquence sismique* (d'après Mitchum and Vail, 1977) est définie par une succession de réflexions concordantes et génétiquement liées, limitées à la base et au sommet par des discordances ("unconformity") reconnues à la terminaison latérale des réflexions. Les surfaces de discordance sont corrélées régionalement, y compris dans les zones où elles deviennent concordantes ("correlative conformity"). Les limites de ces séquences se repèrent grâce aux terminaisons de leurs réflecteurs internes (troncature d'érosion, "onlap", "toplap", "downlap", concordante; Figure I.13).

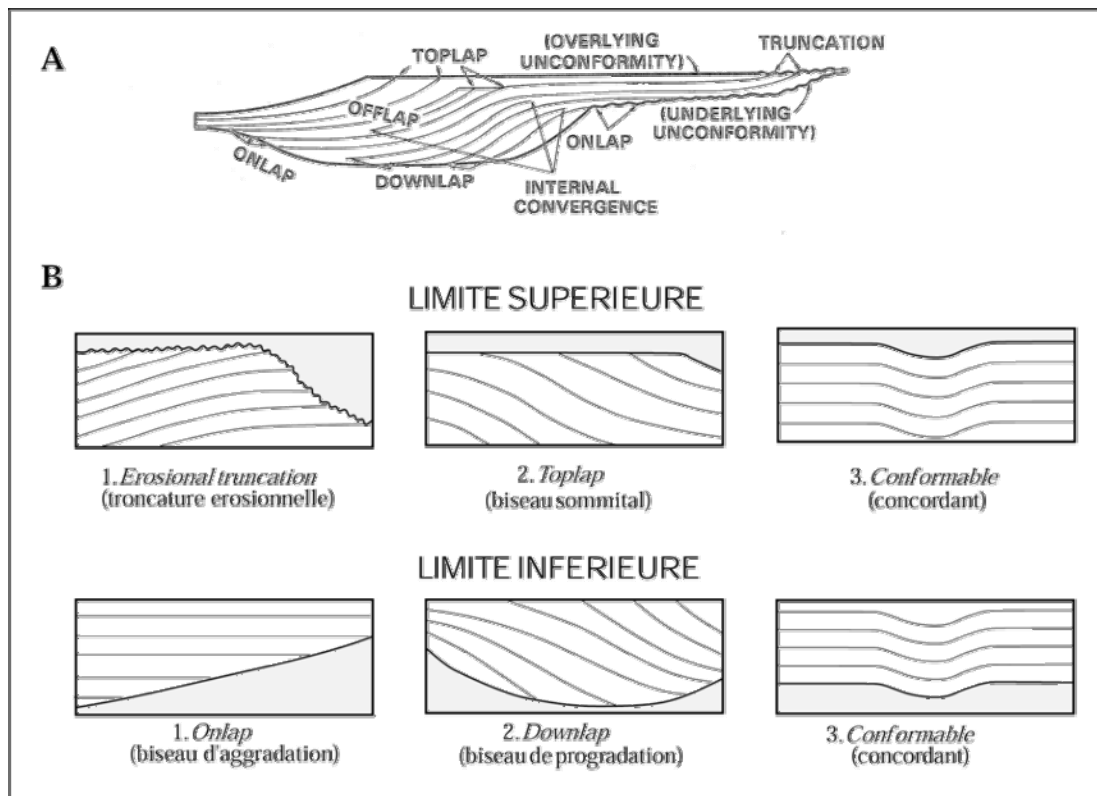


Figure I.13: Séquence sismique et terminaison des réflecteurs (d'après Mitchum et al., 1977). **A-** Terminaison des réflexions sur une séquence de dépôts idéalisée. **B-** Relations entre les réflexions sismiques et les limites supérieures et inférieures de la séquence.

L'organisation des réflexions sismiques au sein des séquences permet de distinguer des ensembles ou unités caractérisés par une configuration semblable des réflexions internes (chaotique, litée, parallèle, transparente, divergente, progradante avec des cliniformes sigmoïdes, obliques ou tangentiels hyperboliques ...; cf Figure I.14). Ces configurations particulières définissent les faciès sismiques. Cette étude de l'organisation interne participe à caractériser des faciès de dépôt et les conditions de sédimentation.

L'apport de la stratigraphie sismique a permis de contraindre le cadre chrono-stratigraphique à partir d'informations bio-stratigraphiques. Chaque surface de discordance sismique représente un certain laps de temps mais elle correspond également à un "paysage" à un instant donné. Pour la stratigraphie sismique, les réflecteurs sont des lignes-temps et la représentation de ces réflexions sismique sur une charte chrono-stratigraphique ou diagramme de Wheeler (Wheeler, 1958) offre une meilleure visualisation de l'organisation des séquences dans le temps. En résumé, la stratigraphie sismique a abouti aux différents concepts de la stratigraphie séquentielle par l'analyse des configurations des réflecteurs sismiques. Elle a

contribué à mettre en place la notion de cortèges de dépôt dans une géométrie de bordure de plateforme.

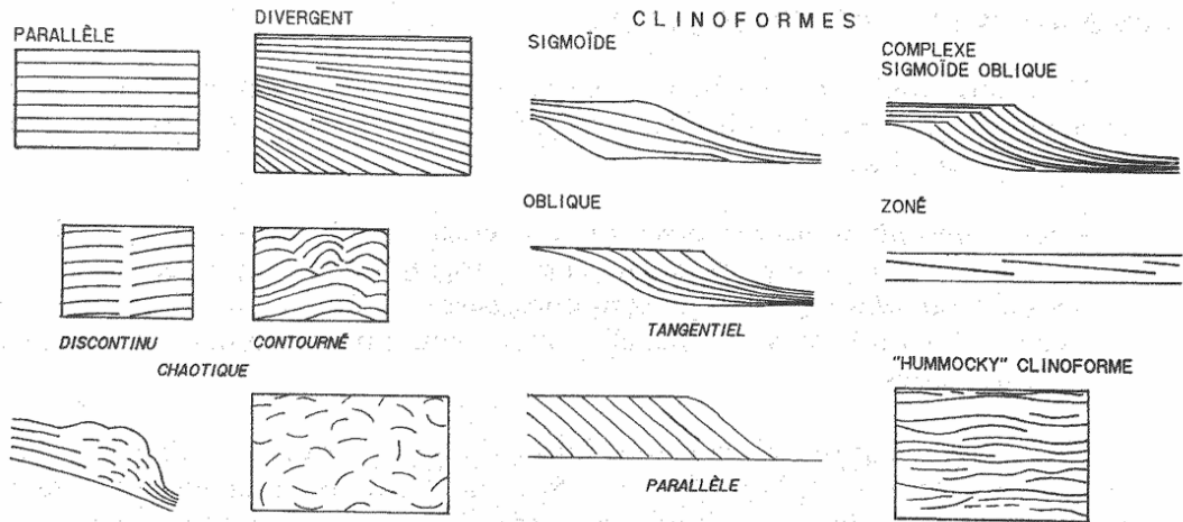


Figure 1.14: Les faciès sismiques : exemples de motifs caractéristiques (d'après Mitchum et al., 1977). Les motifs observés correspondent à des milieux variés (énergie, taux de subsidence, tranche d'eau ...). Les cliniformes sigmoïdes montrent un angle faible ($< 1^\circ$) alors que les obliques atteignent 10° . Dans les motifs parallèles obliques, l'absence des "topsets", en traduisant l'influence des vagues, des courants et du transit des sédiments, caractérise une faible tranche d'eau. Le faciès sigmoïde correspondrait à un ensemble développé lors d'une montée relative du niveau de la mer (séquence progradante et aggradante) alternant avec une période stable (cliniformes avec "topsets" tronqués). Les formes en mamelons figurent des cliniformes qui s'interdigitent (lobes de deltas, éventail sous-marin). Les formes en écailles sont typiques des corps sédimentaires progradants sur le plateau continental. A noter que les interprétations ci-dessus ont été définies sur des données de sismique basse fréquence.

- Modèles conceptuels de la stratigraphie séquentielle

Le but de la stratigraphie séquentielle est d'expliquer la formation des séquences de dépôt et des géométries sédimentaires. Elle peut être considérée comme l'étude des relations chronologiques et des processus communs à l'origine des dépôts sédimentaires situés entre deux surfaces en discontinuité ("unconformities"). D'après ces modèles, les séries sédimentaires peuvent être décrites par une succession logique d'entités dont la configuration et la position dépendent des variations du niveau marin relatif (*i.e.* dépendant de l'espace compris entre le niveau marin réel et le substratum ; eq. de l'accommodation). Les 3 facteurs principaux contrôlant l'organisation des séquences de dépôt sont donc la subsidence, l'eustatisme et le flux sédimentaire (Haq et al., 1987; Vail et al., 1987; Jervy, 1988; Posamentier et al., 1988; Posamentier and Vail, 1988; Guillocheau, 1990, 1995; Lafont,

1994). Les variations de ces paramètres influent directement sur l'évolution de l'accommodation (Figure I.12).

Le modèle de la stratigraphie séquentielle est basé sur la subdivision du remplissage d'un bassin sédimentaire en plusieurs cortèges sédimentaires ("systems tracts" d'après Brown and Fisher, 1977) qui s'organisent en fonction des vitesses de variation des facteurs de contrôle (Vail *et al.*, 1987). Au sein d'un cycle complet de variation du niveau marin relatif, les cortèges sédimentaires sont délimités par plusieurs surfaces stratigraphiques repérables (Vail *et al.*, 1977) dont les principales sont les suivantes (Figure I.15):

- La limite de discordance de chute (limite de séquence) est la base du prisme de bas niveau ("lowstand systems tract") déposé pendant la baisse et le bas niveau relatif,
- Le surface transgressive marque le début de mise en place de l'intervalle transgressif ("transgressive systems tract") lors de la remontée du niveau marin relatif,
- La surface d'inondation maximale (mfs pour "maximum flooding surface") se situe à la base du prisme de haut niveau marin ("highstand systems tract") mis en place à la fin de la remontée et pendant le haut niveau marin relatif.

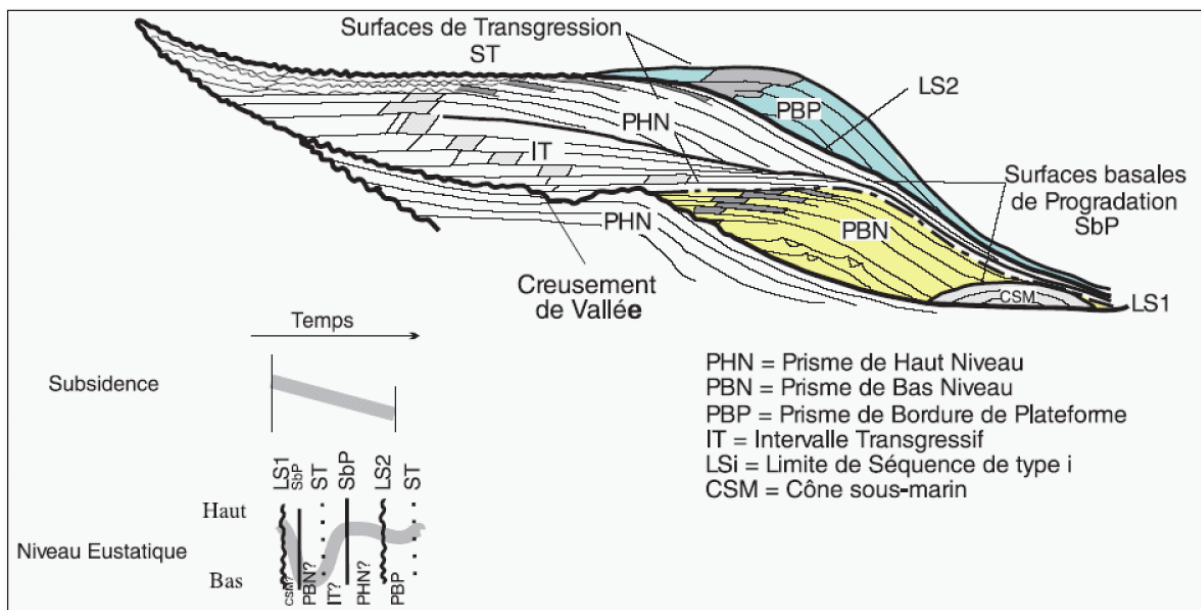


Figure I.15: Architecture 2D d'une séquence de dépôt théorique d'après Vail *et al.* (1977, 1987), redessinée par Lericolais (1997). ("Limace" de Vail).

Pour la stratigraphie séquentielle, une séquence de dépôt correspond donc à l'ensemble des sédiments déposés lors d'un cycle complet du niveau marin relatif (Posamentier and Vail, 1988). Les limites de ces séquences correspondent aux discordances créées par l'érosion

continentale ou marine intervenant au point d'inflexion de chute du niveau marin relatif. En fait, la séquence sismique (d'après Mitchum and Vail, 1977) pourrait être comparée aux cortèges sédimentaires de la stratigraphie séquentielle alors que la séquence de dépôts (d'après Vail *et al.*, 1987; Posamentier and Vail, 1988) englobe l'ensemble des cortèges stratigraphiques à l'intérieur d'un cycle complet de variation du niveau de la mer. Il existe deux types de séquences de dépôt (type-1 et type-2 d'après Vail *et al.*, 1991) qui se différencient principalement par une différence d'évolution de l'accommodation (Figure I.15). La séquence de type-1 enregistre une chute du niveau marin relatif au-delà de la plateforme à cause d'une diminution rapide de l'accommodation; ce qui entraîne une érosion intense de la plateforme et le dépôt d'un cortège de bas niveau marin. Au contraire, la séquence de type-2 reste localisée sur la plateforme en réponse à une accommodation plus importante; il se forme un cortège de bordure de plateforme en contexte de bas niveau marin relatif. Dans les 2 cas, le dépôt de ces séquences induit la progradation des cortèges sur la plateforme. Pour la stratigraphie séquentielle, l'eustatisme reste un des facteurs prépondérant influençant l'organisation stratigraphique des dépôts. Précisons que la stratigraphie séquentielle a été établie à partir de l'analyse de données pétrolières dont les résolutions étaient de l'ordre de la vingtaine de mètres, et qu'elle permettait d'identifier des séquences correspondant à des cycles de plusieurs centaines de milliers, voire plusieurs millions d'années. Si son application aux échelles de temps plus courtes du Quaternaire a prouvé sa validité (Boyd *et al.*, 1989), elle doit cependant être utilisée avec discernement comme nous le verrons plus loin.

- *Stratigraphie haute résolution*

La stratigraphie séquentielle haute résolution est une adaptation des concepts généraux de la stratigraphie séquentielle qui s'est développée initialement pour intégrer aux études sismiques les résultats de données de forages (sédimentologiques et diagraphiques). Elle s'est également développée pour les études des séquences quaternaires, qui permettaient de tester les concepts sur des séries bien contraintes du point de vue chrono-stratigraphique. C'est particulièrement le cas des travaux présentés dans cette thèse.

Les modèles de stratigraphie séquentielle haute résolution se basent sur l'identification et l'étude des séquences élémentaires ou paraséquences de dépôts (van Wagoner *et al.*, 1988; Galloway, 1989; Homewood *et al.*, 1992) assimilables à des séquences ou unités

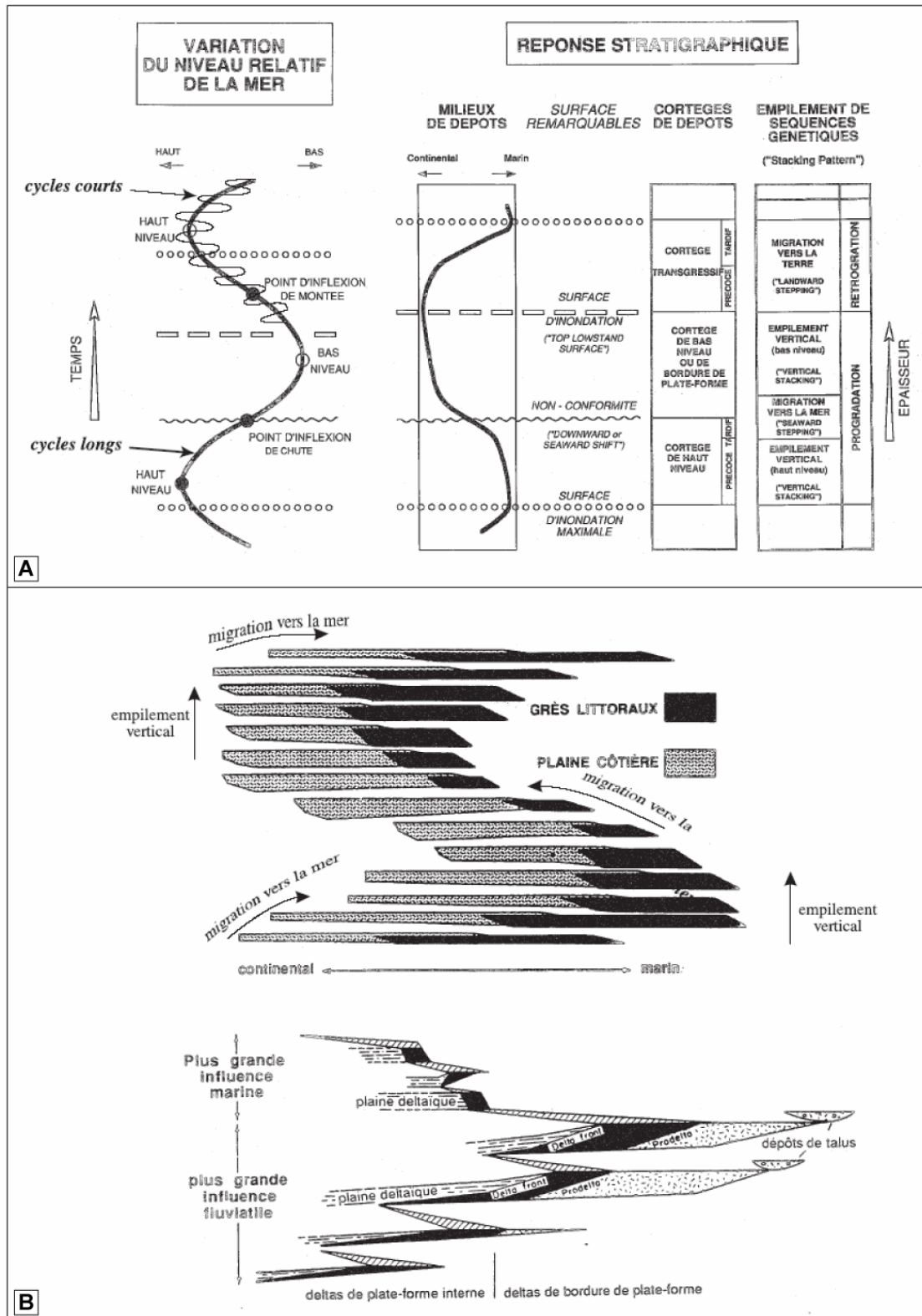


Figure 1.16: Réponse stratigraphique de variations cycliques à long et court terme du niveau marin relatif à travers la formation de surfaces remarquables (d'après Homewood et al., 1992). **A-** Correspondance des découpages en cortèges de dépôts (Posamentier et al., 1988) et en empilement vertical des unités génétiques (Cross, 1988). **B-** Motif d'empilement et de partitionnement des sédiments entre les domaines de "shoreface" et de plaine côtière (d'après Cross, 1988; modifiée par Lafont, 1994) et dans un système deltaïque (d'après Galloway, 1989; modifiée par Lafont, 1994).

génétiques (Cross, 1988; Guillocheau *et al.*, 1989; Guillocheau, 1991). Ces unités résultent également des variations de l'accommodation et du niveau marin relatif durant un cycle eustatique (durée comprise entre 20 000 et 400 000 ans d'après Guillocheau, 1995).

Les modèles conceptuels de formation des séquences génétiques se basent largement sur l'étude des migrations des "shorefaces", telles qu'elles ont été étudiées par Swift (1968). Ils mettent en avant le fait que les environnements marins sont préservés principalement pendant les phases de progradation alors qu'au contraire, ils correspondent à des niveaux condensés pendant les phases de rétrogradation (*e.g.* l'évolution du littoral est réduit à la surface de ravinement; Cross, 1988; Homewood *et al.*, 1992; Guillocheau, 1995). Inversement, les faciès continentaux sont souvent réduits à une érosion ou un transit ("bypass") pendant les phases de progradation alors qu'ils peuvent être observés dans l'enregistrement sédimentaire des phases de rétrogradation. Les géométries et les faciès sont par conséquent différents en phase de chute ou de remontée. D'après ces modèles, l'expression d'une unité génétique est dominée par sa phase de progradation en domaine marin et par sa phase de rétrogradation en domaine continental, même si le signal de variation d'accommodation est symétrique (Figure I.16).

Les variations du niveau marin relatif suivant plusieurs ordres de cyclicités vont induire des successions verticales d'unités génétiques qui vont présenter des tendances évolutives soit vers un pôle continental, soit vers un pôle marin (Figure I.16). Ces tendances peuvent également être caractérisées par le rapport A/S (*i.e.* "Accommodation/Sediment supply"). Par exemple, l'évolution vers un pôle continental traduit la progradation des unités génétiques successives ("progradational parasequence set"; $A/S < 1$) alors que le changement progressif vers un pôle marin marque la rétrogradation des unités les unes par rapport aux autres ("retrogradational parasequence set"; $A/S > 1$) (Cross, 1988; van Wagoner *et al.*, 1988; Homewood *et al.*, 1992).

L'interface Terre-Mer est probablement une des limites physiographiques parmi les plus importantes s'exprimant au cours du temps sur toute la plateforme. Au cours des dernières glaciations, les plateformes continentales ont subi l'influence des facteurs hydrodynamiques côtiers jusqu'à -150 m de profondeur (sous le niveau actuel). Les dépôts littoraux sont par nature les enregistrements sédimentaires les plus sensibles aux fluctuations du niveau marin. Leur reconnaissance est fondamentale pour corréliser entre elles les différentes formations d'un bassin sédimentaire.

Parmi les modèles de stratigraphie haute résolution consacrés à l'évolution du littoral, il faut citer le cas particulier du modèle de régression forcée (Plint, 1988, 1991; Posamentier

et al., 1992, Hunt and Tucker, 1992, 1995). Ce concept permet d'expliquer la réponse stratigraphique à une chute abrupte du niveau marin relatif ($A/S < 0$). Le domaine littoral migre en même temps que la ligne de rivage ("downward shift") ce qui a pour conséquence que la progradation du "shoreface" et de l'érosion de la plateforme s'effectuent de manière simultanées (Figure I.17). Ainsi, les dépôts littoraux grossiers déposés par régression forcée reposent le plus souvent sur les dépôts marins "offshore" (argiles) par l'intermédiaire d'une surface d'érosion marine générée par les vagues. Ces littoraux généralement sableux décrivent des "sharp-based shorefaces" (Figure I.17). Le mécanisme invoqué est donc la progradation rapide des dépôts littoraux en réponse à une chute du niveau marin et à l'effet érosif des vagues. Ce modèle permet d'expliquer par exemple la localisation de nombreux corps sableux sur la plateforme continentale médiane et externe (*i.e.* Plint, 1988; Hunt and Tucker, 1992; Posamentier *et al.*, 1992; Walker and Plint, 1992).

L'identification des surfaces de la stratigraphie séquentielle révèle que dans ce cas précis de dépôts par régression forcée, la limite de séquence (ou discordance de chute) est confondue avec la surface de ravinement en amont de ces "shorefaces" de bas niveau. En aval, la limite de séquence se situe sous le "shoreface" alors que les surfaces de transgression et de ravinement sont au-dessus (Posamentier *et al.*, 1992).

Le modèle de Helland-Hansen and Martinsen (1996) apporte également des précisions sur le comportement de la ligne de rivage face aux différents facteurs et modère les modèles précédents. L'évolution de la ligne de rivage permet de distinguer entre autres, les systèmes en accrétion et ceux en non-accrétion qui sont le résultat des variations d'accommodation, des apports sédimentaires et de la morphologie initiale. Par exemple, les dépôts soumis aux régressions forcées ou aux transgressions peuvent être en accrétion ou en non-accrétion. A noter que ces systèmes en non-accrétion sont souvent des paraséquences représentées par des surfaces ou des intervalles condensés.

Enfin, dans certains modèles conceptuels, la plateforme peut être considérée comme une surface d'équilibre dynamique contrôlée par l'importance relative des variations du niveau marin relatif, de la quantité et la nature des apports sédimentaires, mais aussi de l'efficacité de l'hydrodynamisme (Swift and Thorne, 1991). Dans ce type de modèle stratigraphique, la limite d'action des vagues marque la différence verticale entre un milieu sensible à la remobilisation et au transport des sédiments par les vagues et un milieu hors de portée

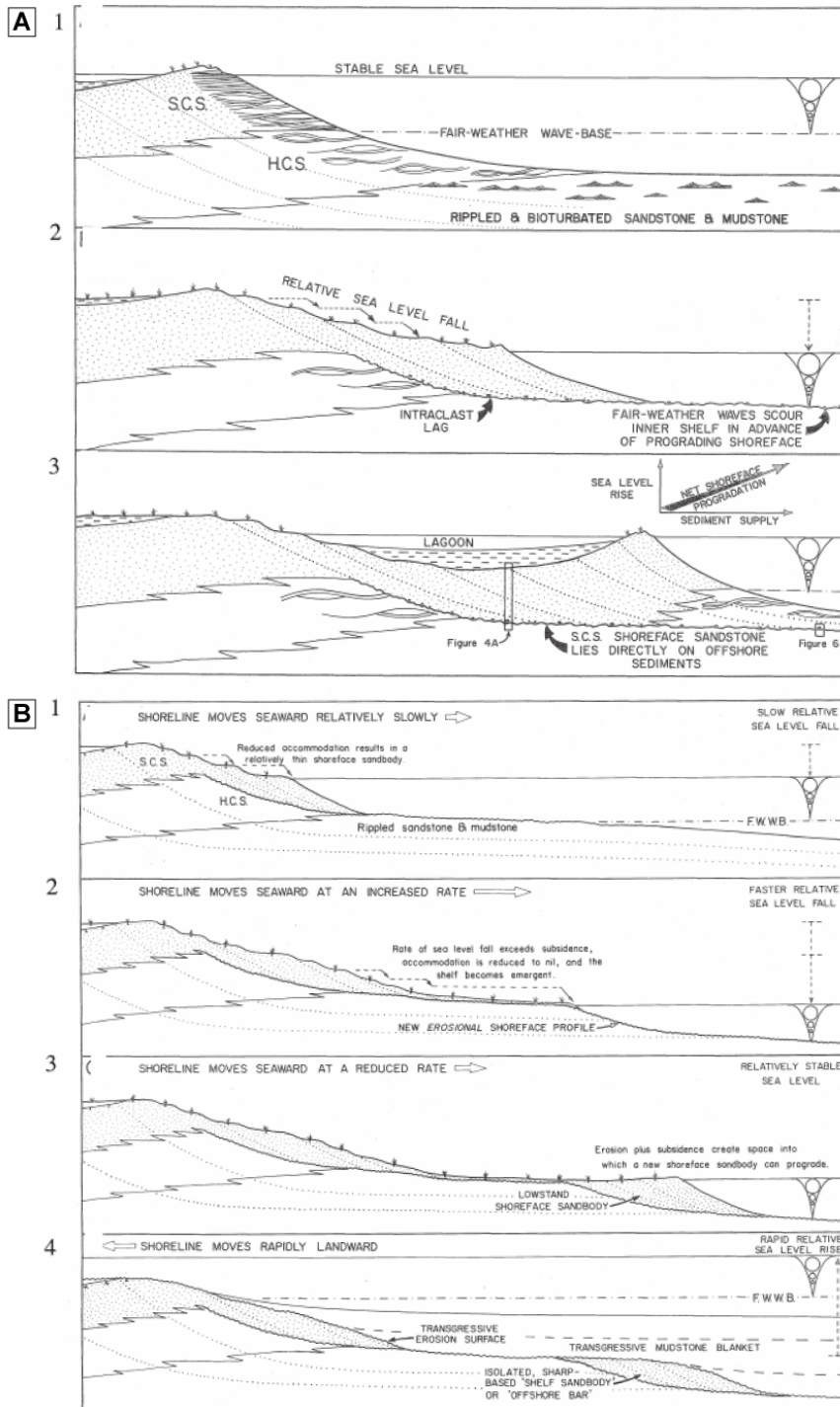


Figure I.17: A- Schéma illustrant la réponse d'un "shoreface" à une chute du niveau marin relatif et sa remontée ultérieure. SCS: "Swaley cross stratification"; HCS: "Humocky cross stratification" (Plint, 1988). B- Séquence possible d'événements à l'origine des "sharp-based shorefaces". B-1- Correspond à A-2. B-2- La faible pente de la plateforme induit des mouvements rapides et importants de la ligne de rivage en réponse à la chute du niveau marin. Quand la ligne de rivage se stabilise, les vagues creusent des dépôts de plateforme sous-jacents. B-3- L'érosion a créé assez d'espace pour permettre à un "sharp-based shoreface" de prograder. B-4- La remontée du niveau marin relatif induit une troncature d'érosion du "shoreface" et des dépôts en amont (plaine côtière) supprimant toute trace de condition subaérienne. Une fine couche graveleuse se dépose au-dessus de la surface de transgression. Avec l'approfondissement, des argiles de plateforme recouvrent les dépôts de "shoreface".

de ces processus. Or, 80 % des plateformes dominées par les houles ont la limite d'action des vagues situées vers 100 m de profondeur (Castaing, 1981, Vincent, 1986). Cette limite est même complétée dans certains modèles par la position de la limite d'action des vagues de tempête (Einsele *et al.*, 1991, 1996). Le modèle de Swift and Thorne (1991) distingue ainsi les régimes dominés par les apports de ceux dépendant de l'accommodation. Les premiers vont induire des systèmes progradants (*e.g.* système régressif) alors que les seconds produisent des systèmes de dépôts rétrogradants (*e.g.* système transgressif).

- *Quel modèle stratigraphique utiliser ?*

L'application de tous ces modèles de stratigraphie nécessite d'intégrer des données d'échelles et d'origines différentes. En premier lieu, le remplissage sédimentaire peut être décrit par la stratigraphie sismique, la sédimentologie de faciès, la paléontologie, les études diagraphiques, géochimiques et tectoniques. L'intégration du paramètre temps, commun à toutes les données, provient essentiellement de la stratigraphie des isotopes, la palynologie, la géochronologie, la bio- et magnéto-stratigraphie. Ces disciplines fournissent autant de types de données qui seront abordés dans le cadre de cette thèse à des échelles de temps différentes.

Au départ, la stratigraphie séquentielle a permis de bâtir un cadre de réflexion intégrant le temps et l'espace et également de restituer les séries sédimentaires dans un cadre plus général. Elle a montré que chaque cortège de dépôt possède une structure interne qui est fonction de sa position dans le profil de dépôt et que cette position est variable dans le temps en fonction des variations du niveau marin relatif. La notion de séquence de dépôt, initialement basée sur des considérations géométriques et descriptives (Mitchum and Vail, 1977), a acquis dans la stratigraphie séquentielle une dimension interprétative et se trouve désormais associée à un cycle de variations du niveau marin relatif (Vail *et al.*, 1987; Posamentier and Vail, 1988).

Les deux approches générales de la stratigraphie séquentielle ("basse" et "haute" résolution) se distinguent principalement par les méthodes d'investigation et les échelles d'observation. Les surfaces de référence ne sont de ce fait pas les mêmes. Dans le modèle "Exxon", les discordances (ou limites de séquence) sont associées aux épisodes de maximum de baisse du niveau marin relatif car elles sont bien identifiables sur les profils de sismique pétrolière (Haq *et al.*, 1987; Posamentier and Vail, 1988). Ces mêmes limites de séquences dans des modèles plus récents se trouvent placées au plus bas niveau marin relatif (van

Wagoner *et al.*, 1988, 1990; Hunt and Tucker, 1992, 1995; Plint and Nummedal, 2000). Enfin, la stratigraphie génétique pointe les surfaces d'inondation maximum comme les limites des séquences génétiques, souvent plus facile à voir à l'affleurement ou sur diagaphies (maximum d'argilosité). Une comparaison théorique des nomenclatures est proposée par Catuneanu (2006) et résumée à la figure I.18.

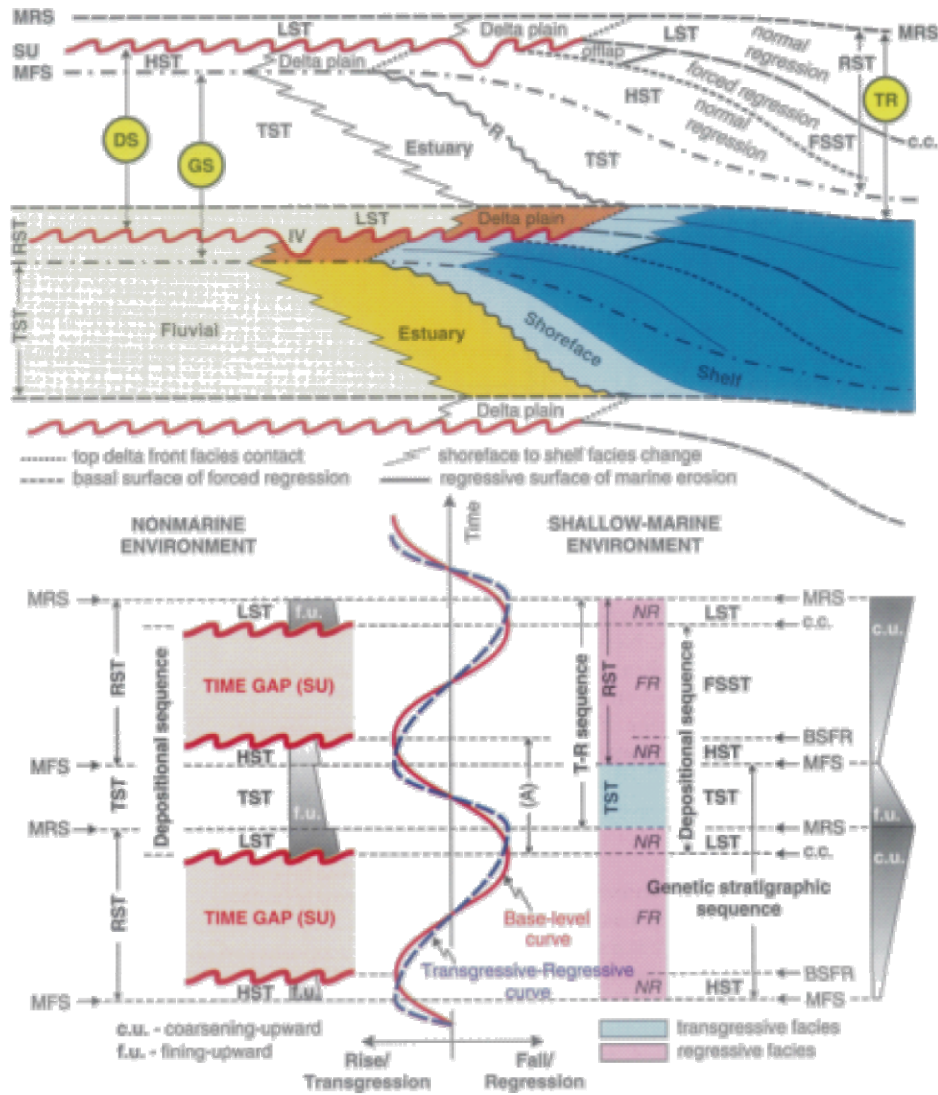


Figure I.18: Séquences, cortèges de dépôts et surfaces stratigraphiques définies en fonction des variations cycliques à long et court terme du niveau marin relatif. Comparaison des différents concepts stratigraphiques (Catuneanu, 2006). Abréviations: SU "subaerial unconformity", cc "correlative unconformity" (sensu Hunt and Tucker, 1992), BSFR "basal surface of forced regression" (= "correlative unconformity" sensu Posamentier *et al.*, 1988), MRS "maximum regressive surface", MFS maximum flooding surface", R "transgressive wave-ravinement surface", IV "Incised valley, (A) "positive accommodation (base level rise)", NR "normal regression", FR "forced regression", LST "lowstand systems tract" (sensu Hunt and Tucker, 1992), TST "transgressive systems tract", DS "depositional sequence", GS "genetic stratigraphic sequence", TR "transgressive-regressive sequence".

Le développement de modèles conceptuels à plus "haute résolution" tient tout d'abord au succès du modèle d'Exxon (Vail *et al.*, 1977, 1987), dont certains ont voulu faire un paradigme applicable à toutes les observations de terrain. Certaines insuffisances sont aussi apparues, comme la difficulté à prédire les dépôts liés à la chute du niveau marin relatif. Elles ont conduit au développement du modèle de régression forcée (Plint, 1988, Posamentier *et al.*, 1988). De plus, l'un des postulats de la stratigraphie sismique est la nature chronostratigraphique des réflexions et le fait qu'elles soient considérées comme des lignes-temps. Or, il existe des discontinuités sismiques qui traversent les lignes-temps; c'est le cas justement des surfaces formées durant les régressions forcées (Plint, 1988). Le rôle de la morphologie initiale est aussi apparu comme un facteur important (Helland-Hansen and Martinsen, 1996).

En parallèle des modèles conceptuels théoriques, des modèles analogiques et numériques se développent (*cf* Chapitre III). Ils sont souvent utilisés pour amender, préciser ou réfuter les concepts de la stratigraphie séquentielle et toutes ces approches ne sont pas antinomiques mais plutôt complémentaires (Cojan et Renard, 1997). Il faut retenir que les trois facteurs principaux à la base des modèles de la stratigraphie séquentielle demeurent l'eustatisme, la subsidence et les apports sédimentaires. Excepté pour la tectonique (long terme), ces facteurs sont contrôlés en grande partie par le climat qui est donc indissociable de la variabilité du flux sédimentaire enregistré dans l'organisation stratigraphique d'une marge comme le Golfe du Lion.

I.2. LA MARGE DU GOLFE DU LION (GOL)

La marge du Golfe du Lion (Figure I.19), reliée à l'océan mondial depuis le début du Pliocène, a subi les effets des variations climatiques et eustatiques au même titre que de nombreuses marges continentales à travers le monde. En présentant dans cette partie les caractéristiques géologiques, environnementales et stratigraphiques de cette marge, nous tenterons à la fois de montrer l'intérêt que constitue ce site pour l'étude des enregistrements sédimentaires du Quaternaire terminal mais aussi les éléments qui nous permettront d'intégrer nos travaux dans un contexte régional élargi.

Le Golfe du Lion se situe dans la partie Nord de la Mer Méditerranée occidentale. Cette marge passive progradante et subsidente est localisée sur la bordure septentrionale du bassin Liguro-Provençal, entre la Mer Ligure et le Golfe de Valence. Ce bassin est limité par

plusieurs ceintures orogéniques et massifs montagneux: à l'Ouest par les Pyrénées, au Nord-Ouest par le massif central, au Nord par la Provence et enfin à l'Est et au Sud-Est par la Corse et la Sardaigne. La morphologie actuelle du Golfe du Lion résulte d'un héritage morpho-structural, de changements globaux (glacio-eustatisme) et régionaux (crise de salinité messinienne, climat et circulation océanique).

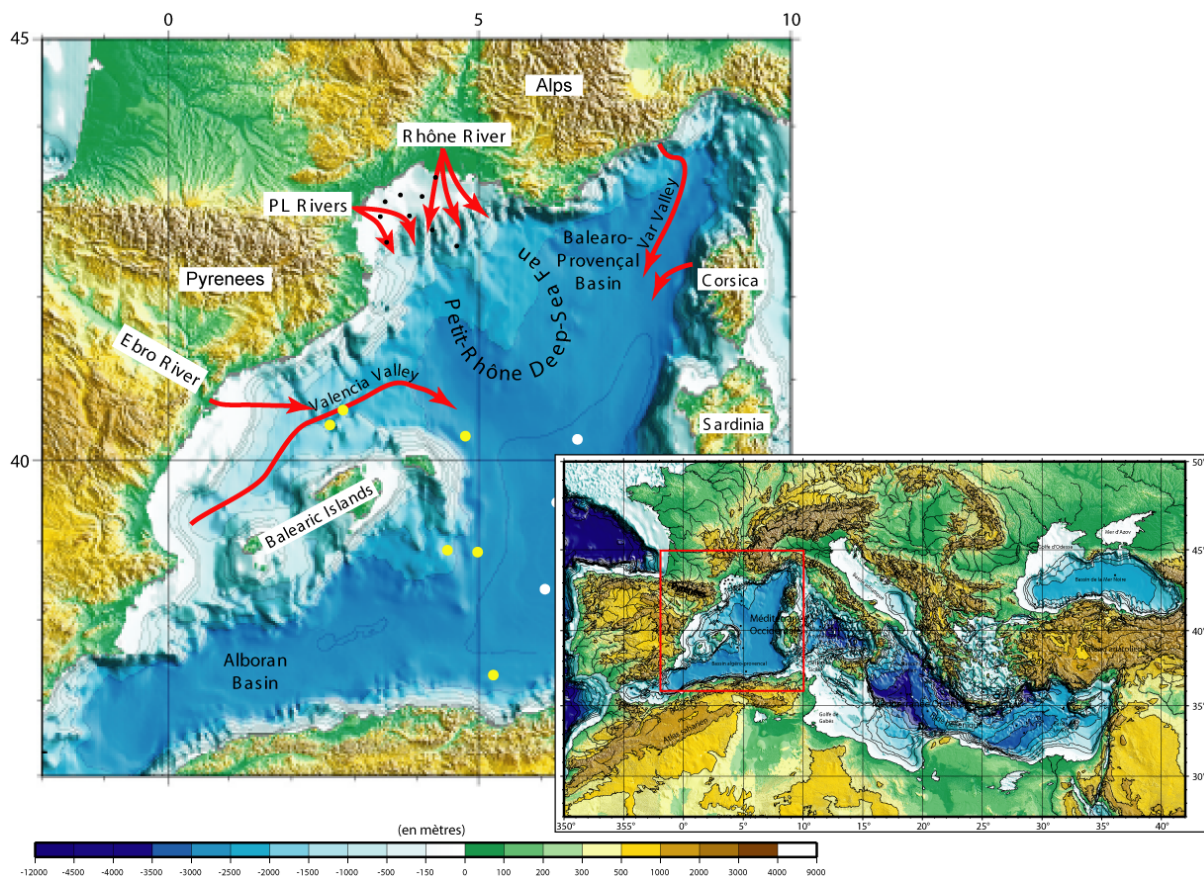


Figure I.19: Carte bathymétrique et topographique de la Méditerranée Occidentale (modifiée d'après Rabineau, 2001 et Droz et al., 2006).

I.2.1. Cadre géologique et structural

La structure actuelle complexe de la marge du Golfe du Lion est tout d'abord le résultat de la superposition de différentes phases tectoniques de déformations compressives et extensives survenues depuis la fin de l'orogénèse Hercynienne (Biju-Duval *et al.*, 1978; Biju-Duval, 1984). Le socle métamorphique paléozoïque et mésozoïque a été essentiellement marqué par le mouvement décrochant de l'Afrique vers l'Est par rapport à l'Europe suite à l'ouverture de l'Atlantique au Jurassique moyen (~170 Ma) et par la convergence N-S de ces

deux plaques depuis la fin du Crétacé (80-90 Ma) (Figure I.20). Ce dernier mouvement est à l'origine de l'orogénèse alpine et de la formation de plusieurs chaînes de montagnes européennes (Pyrénées, Alpes, Apennins) (*cf* la synthèse effectuée par Guennoc *et al.*, 2000).

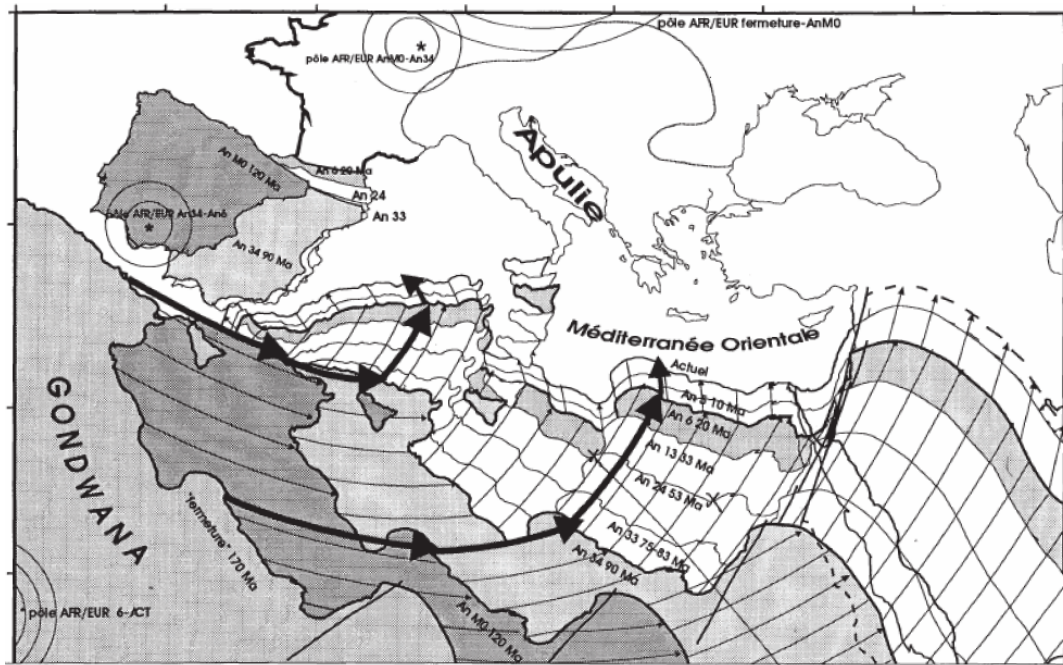


Figure I.20: Mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Europe et de l'Ibérie par rapport à l'Europe depuis 170 Ma (d'après Sioni, 1997).

I.2.1.A Ouverture du bassin Liguro-Provençal

Pendant la période de convergence Afrique-Europe, un épisode distensif O-E à NO-SE se met en place entre le Priabonien (Eocène supérieur) et l'Aquitainien (Miocène inférieur) (Sissingh, 2001). Cet étirement crustal va créer une série de grabens depuis la Mer du Nord et jusqu'en Méditerranée provençale. Plusieurs bassins s'ouvrent ensuite pendant l'Oligo-Miocène à la façon des bassins marginaux d'arrière-arc associés à l'existence d'une zone de subduction le long des Apennins (Figure I.21). La migration de plus de 800 km vers l'Est de la zone de subduction entre la fin de l'Oligocène et l'Actuel ("roll back") a conduit à un "boudinage" de la lithosphère (Panza *et al.*, 2007), ce qui a provoqué la segmentation de la Méditerranée occidentale en différents bassins de plus en plus jeunes au fur et à mesure du retrait vers l'Est du slab (Gueguen *et al.*, 1998; Carminati and Doglioni, 2004).

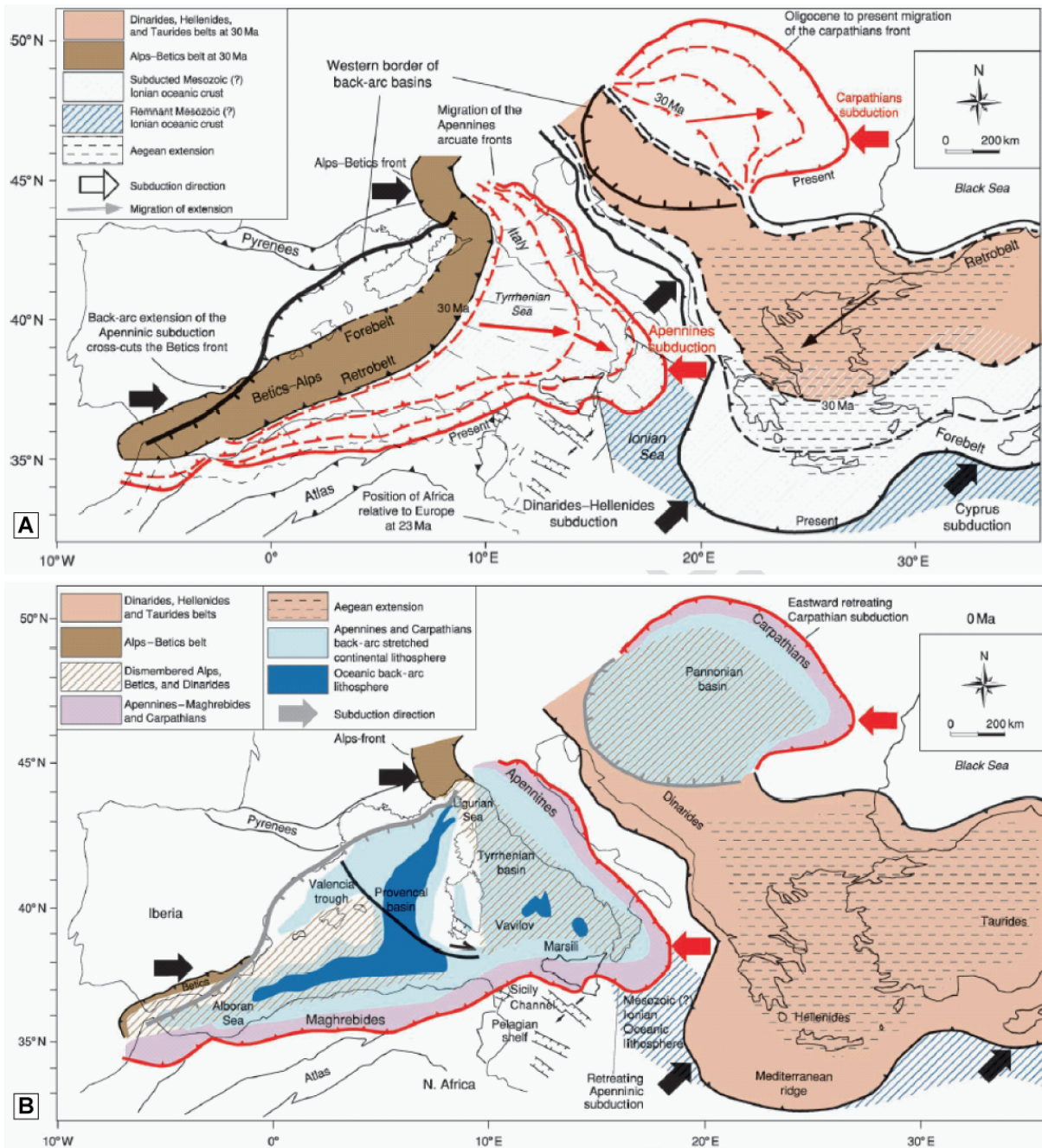


Figure I.21: Reconstruction paléo-tectonique de la Méditerranée occidentale depuis 45 Ma (Gueguen *et al.*, 1998; Carminati and Doglioni, 2004). Les principales structures tectoniques sont les résultats du déplacement de certaines zones de subduction et des chaînes de montagne d'arrière-arc associées (A). Ces structures définissent le contexte géodynamique actuel de la Méditerranée occidentale (B). Depuis l'Oligocène, la zone de subduction le long des Apennins migre vers l'Est et le Sud-Est et induit en même temps la création de zones en extension dans le bassin d'arrière-arc (bassin d'Alboran, de Valence et Liguro-Provençal).

L'ouverture du bassin Liguro-Provençal s'est amorcée à l'Oligocène supérieur (Bessis and Burrus, 1986) et au début du Miocène (Montigny *et al.*, 1981; Rehault *et al.*, 1984) en réponse à cette phase régionale d'extension généralisée qui a affecté l'Europe occidentale à

cette période (Le Pichon *et al.*, 1971; Lefebvre, 1980; Benedicto *et al.*, 1996; Carminati and Doglioni, 2004). Le rifting oligo-aquitainien s'est poursuivi par la phase d'ouverture et d'accrétion océanique burdigalienne (24-21 Ma) entre le continent et la micro-plaque corso-sarde (Gueguen, 1995; Vigliotti and Langenheim, 1995; Sioni, 1997; Speranza *et al.*, 2002). La rotation vers l'Est du bloc Corso-Sarde s'est achevée entre 19 à 18 Ma.

I.2.1.B Structuration de la marge

L'amincissement crustal lié au rifting présenterait des variations importantes le long de la bordure septentrionale du bassin. A l'aplomb des marges provençale et catalane raides et étroites, l'amincissement serait brutal, tandis qu'il serait plus progressif le long de la marge du Languedoc-Roussillon (Mauffret *et al.*, 1995). Durant la phase de rifting, le substratum anté-rift de la marge a été découpé en blocs généralement basculés par l'intermédiaire d'un réseau de failles normales de direction N-S et NE-SO et de failles transverses. Il a conféré au Golfe du Lion une organisation en horsts et en grabens qui se caractérise par une orientation NE-SO des structures principales (Arthaud *et al.*, 1981) (Figures I.22 et I.23).

Une cartographie détaillée de ces structures associées au rifting oligo-aquitainien a été établie dans le Golfe du Lion (Gorini, 1993; Benedicto *et al.*, 1996; Guennoc *et al.*, 2000). La marge est affectée par des structures distensives définissant deux domaines contrastés. Dans la partie SO, le Graben Central constitue l'une des structures majeures du rift (Figure I.23). Cette profonde dépression est limitée au Sud par une ride globalement orientée N30, sur laquelle s'alignent les horst de Rascasse et de Mistral et qui sépare le Graben Central du bassin profond. Au NE du Graben Central, les structures du rift toujours orientées NE-SO sont caractérisées par une succession d'hémi-grabens et de horsts relativement étroits et peu profonds (grabens de Vistrenque Maritime et de la Petite Camargue). Plus à l'Est, au Sud de la Camargue, la structuration du substratum est moins marquée.

Des zones d'accommodation transverses (ou zones de transfert) d'orientation générale N150 (perpendiculairement à la direction d'extension du rifting) délimitent les compartiments de la marge du Golfe du Lion (Figure I.23). Elles sont à l'origine de la segmentation de la marge et des différences de style tectonique entre les différents secteurs. D'Ouest en Est, on observe les zones de transfert Catalane (Lefebvre, 1980); de Rascasse (Mauffret *et al.*, 2001); de la Sétoise (Benedicto, 1996) et du Grand Faraman (Gorini, 1993). Au NE, la zone

de transfert de l'Arlésienne (Gorini, 1993) sépare le domaine du Languedoc-Roussillon de la marge Provençale à croûte faiblement étirée. À l'extrême Sud-Ouest de la plateforme, la zone de transfert Catalane, située à l'aplomb du canyon Cap Creus, sépare la croûte amincie du Roussillon du domaine de la marge Catalane.

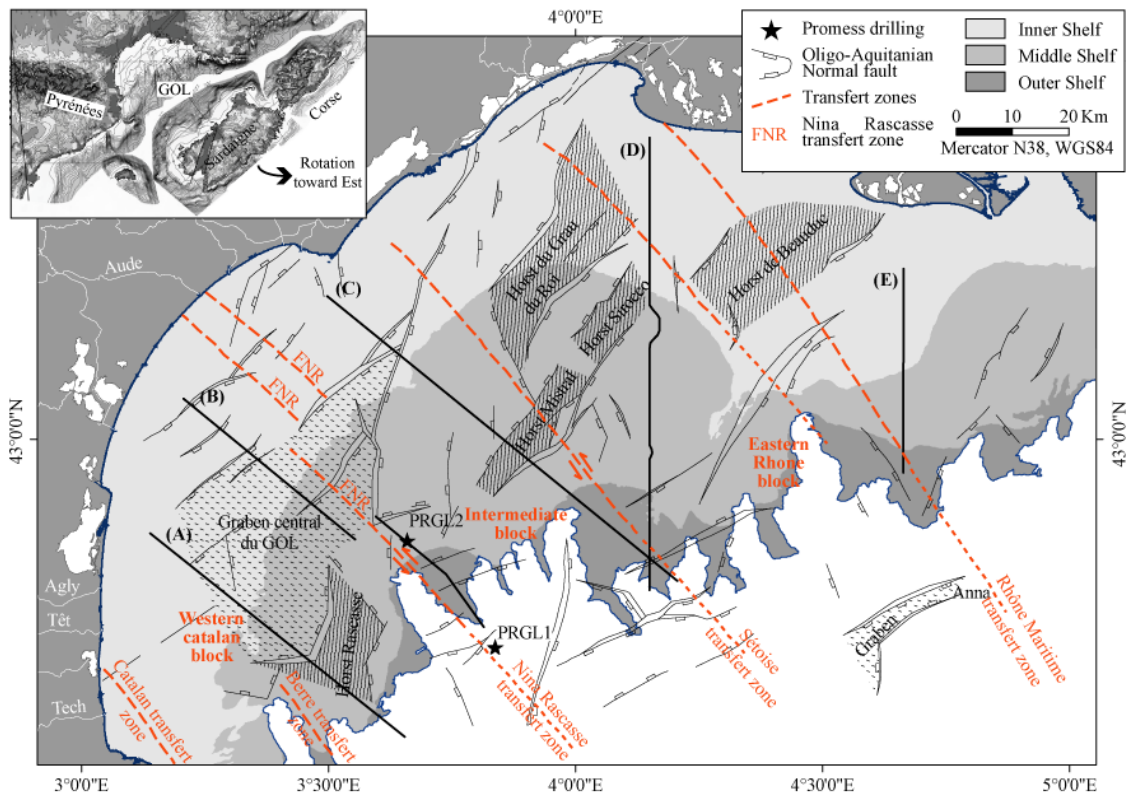


Figure I.23: Carte structurale simplifiée du rift oligo-aquitain du Golfe du Lion. (modifiée d'après Guennoc et al., 2000).

I.2.1.C Subsidence

En se basant sur le "*backstripping*" de sections sismiques et de plusieurs forages d'exploration pétroliers (Bessis, 1986; Watts and Ryan, 1976), plusieurs études ont tenté de quantifier l'évolution de la subsidence dans le Golfe du Lion (Steckler and Watts, 1980; Bessis and Burrus, 1986; Burrus and Audebert, 1990).

Le "*backstripping*" réalisé depuis la plateforme interne jusqu'au bassin profond confirme l'enfouissement initial rapide de la marge entre 30 et 23 Ma (Figure I.24) lié à l'étirement crustal lors du rifting (Oligocène Supérieur à Aquitainien Moyen). Pendant cette période, l'approfondissement de la partie la plus distale de la marge (où la croûte est très amincie) excède les 2000 m dans les zones les plus distales. Par la suite, l'arrêt de la

tectonique extensive et le début de l'histoire post-rift du bassin (du Burdigalien à l'Actuel) s'accompagnent d'une subsidence thermique en réponse au refroidissement de la lithosphère qui conduit au basculement régulier de la marge (Figure I.24). Cet affaissement s'atténue de manière exponentielle au cours du temps (Biju-Duval *et al.*, 1978) mais la quantité de sédiments préservés sur la plateforme externe (> 2 000 m d'épaisseur) atteste d'une subsidence post-rift considérable qui est le résultat de la combinaison de la subsidence thermique et des effets de la surcharge en sédiments. Contrairement au reste de la marge, le domaine profond du bassin présente une accélération de la subsidence depuis les derniers 5 Ma. Ce phénomène encore mal compris est interprété comme le résultat d'une phase tardive de la compression alpine (Burrus and Audebert, 1990).

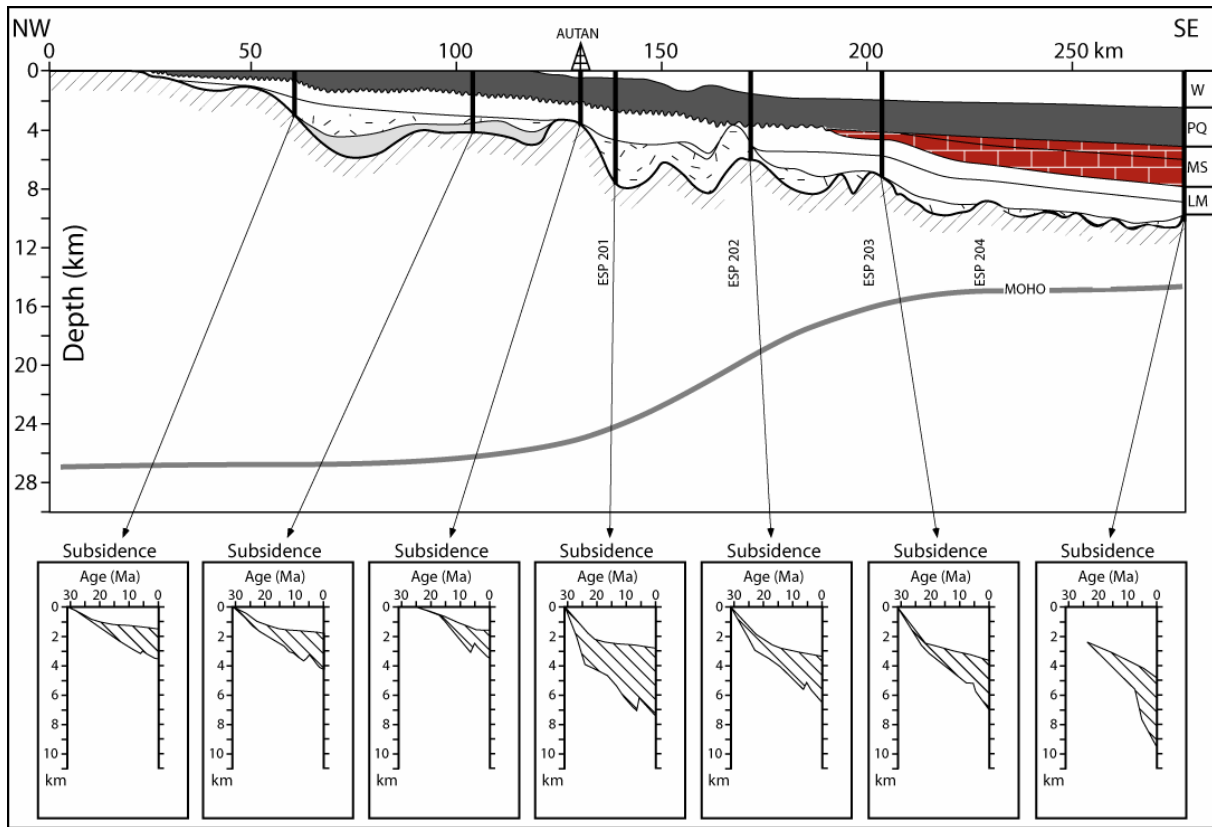


Figure I.24: Evolution de la subsidence le long d'une coupe transversale de la marge du Languedoc-Roussillon. En haut, une coupe interprétée de la plateforme au bassin. En bas, les courbes de subsidence totale, thermo-tectonique et sédimentaire (zone hachurée) pour un certain nombre de puits fictifs. W: eau; PQ: Plio-Quaternaire; MS: Messinien; LM: Miocène inférieur (d'après Bessis, 1986, redessinée par Torres, 1995).

La subsidence cumulée du bassin (atteignant 10 km dans le bassin profond) depuis l'Oligocène serait équivalente à celle calculée pour les marges Atlantiques anciennes (Bessis

and Burrus, 1986; Burrus, 1984) bien que son âge ne soit que de 30 Ma. De telles magnitudes ne peuvent pas seulement être expliquées par un modèle d'étirement uniforme (i.e. McKenzie, 1978). La marge du Golfe du Lion a, en effet, la physiographie d'une marge de type Atlantique avec le taux de subsidence d'une marge active (100-200 m/Ma) (Ryan, 1976; Steckler and Watts, 1980).

Pour le Quaternaire supérieur, Rabineau *et al.* (2005) estiment le taux de subsidence à environ 255 m/Ma au niveau du rebord de plateforme, à partir de l'analyse stratigraphique des données sismiques et la modélisation des séquences stratigraphiques cycliques. Pour la même période, Burrus and Audebert (1990) estiment la subsidence tectonique autour de 20 m/Ma sur la plateforme continentale et autour de 180 m/Ma dans le bassin profond. Le mécanisme fondamental pour la subsidence post-rift est la relaxation thermique. Toutefois, selon Bessis and Burrus (1986), l'effet de charge des sédiments devrait contribuer pour 40 % à 50 % à la subsidence totale de la marge. Par conséquent, une part de la forte augmentation de l'accommodation pourrait être due à l'effet de charge des sédiments.

I.2.1.D Stratigraphie générale

Les données sismiques ECORS (Figure I.22) ainsi que les forages pétroliers (Cravatte *et al.*, 1974) et DSDP ont fourni une image complète de la séquence sédimentaire qui remplit le bassin Liguro-Provençal (Figure I.25). La succession sédimentaire néogène à quaternaire (Bentounsi, 1990; Gorini *et al.*, 1993; Gueguen, 1995; Sioni, 1997) forme un large biseau de 900 m d'épaisseur sur la plateforme interne et plus de 2 km au niveau de la plateforme externe (Lofi, 2002). Elle se subdivise en quatre unités stratigraphiques principales qui reposent sur un socle pré-tertiaire métamorphisé affecté par des structures extensives (blocs basculés et demi-graben) héritées de la période de rifting (*cf* revue d'après Berné and Gorini, 2005).

Les séries syn-rift (30-24 Ma) constituent la première méga-séquence (Gorini, 1993) qui se retrouve dans le remplissage de certains grabens. Elle est recouverte par une surface de ravinement mi-aquitanienne à mi-burdigaliennne, qui marque le début des dépôts clastiques post-rifts (Figure I.26).

La première méga-séquence post-rift d'âge Miocène (Aquitanienn moyen à Tortonien supérieur: 24 à 6,3 Ma) est constituée de deux unités (Gorini, 1993; Lofi *et al.*, 2003): une unité inférieure transgressive associée à la transgression majeure aquitano-burdigaliennne et une unité supérieure progradante d'âge Burdigalienn moyen à Messinienn moyen (Figure I.26).

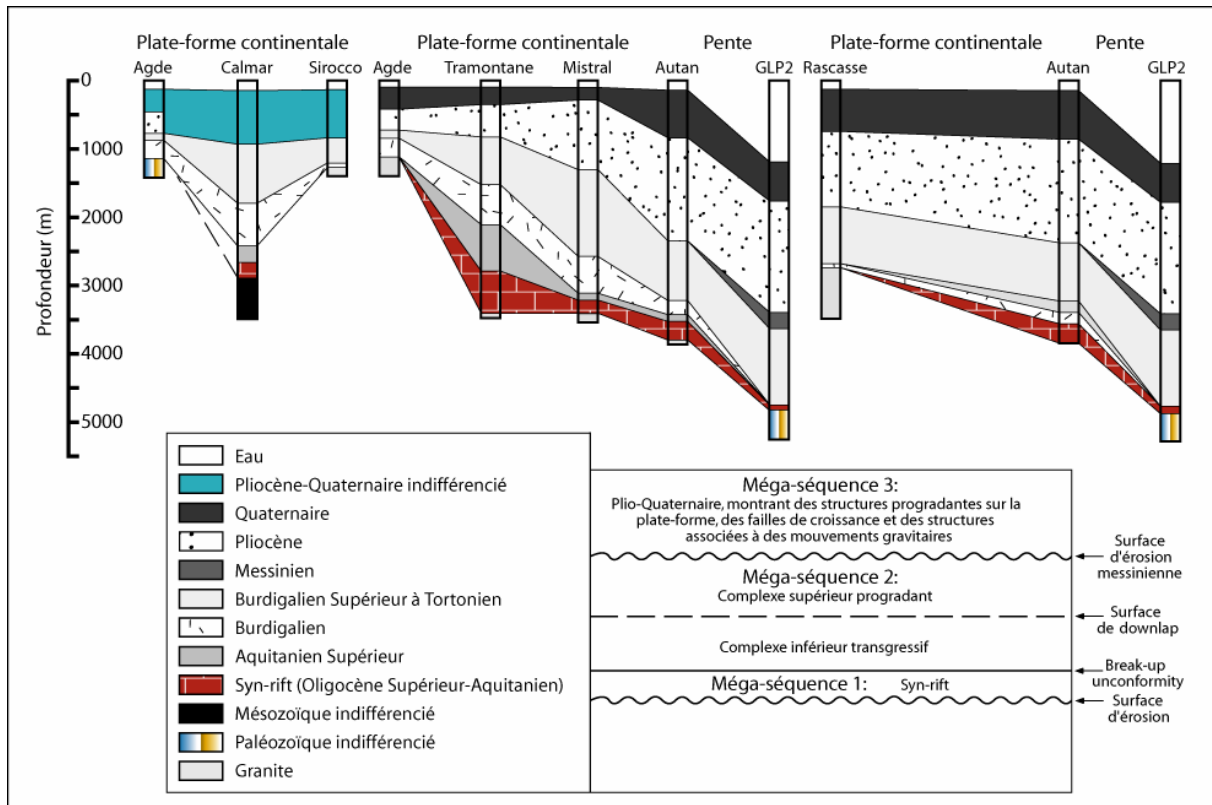


Figure I.25: Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire cénozoïque sur la plateforme et la pente continentale du Golfe du Lion réalisée à partir de l'interprétation de données de forages (d'après Torres, 1995, redessinée de Gorini, 1993). Se reporter à la figure I.22 pour la localisation des puits.

A la fin du Miocène, la crise de salinité messinienne (Hsü *et al.*, 1973; Clauzon, 1974) constitue l'événement majeur dans toute la Méditerranée: une chute drastique du niveau marin (Ryan, 1976) qui a engendré une surface d'érosion très marquée sur les marges (Cita and Ryan, 1978) et le dépôt d'une séquence évaporitique (6,3 à 5,2 Ma) dans le bassin profond (Figure I.26). L'existence du Rhône pendant le Messinien est attestée par une vallée fortement incisée qui s'est formée en réponse à une chute drastique du niveau marin d'environ 1500 m (Clauzon, 1974). Vers le large, l'incision est facilement cartographiée sur le rebord de plateforme pré-messinienne (Guennoc *et al.*, 2000; Lofi *et al.*, 2005).

La méga-séquence la plus superficielle correspond aux dépôts plio-quaternaires qui ont enregistré les structures sédimentaires associées aux fluctuations de la remontée du niveau marin durant cette période (Bessis, 1986; Berné *et al.*, 2002a) et qui se caractérisent par une importante progradation de la marge (environ 70 km en environ 5 Ma d'après Lofi *et al.*, 2003; cf Figure I.26). C'est au cours de cette période que se mettent en place les canyons sous-marins du Golfe du Lion.

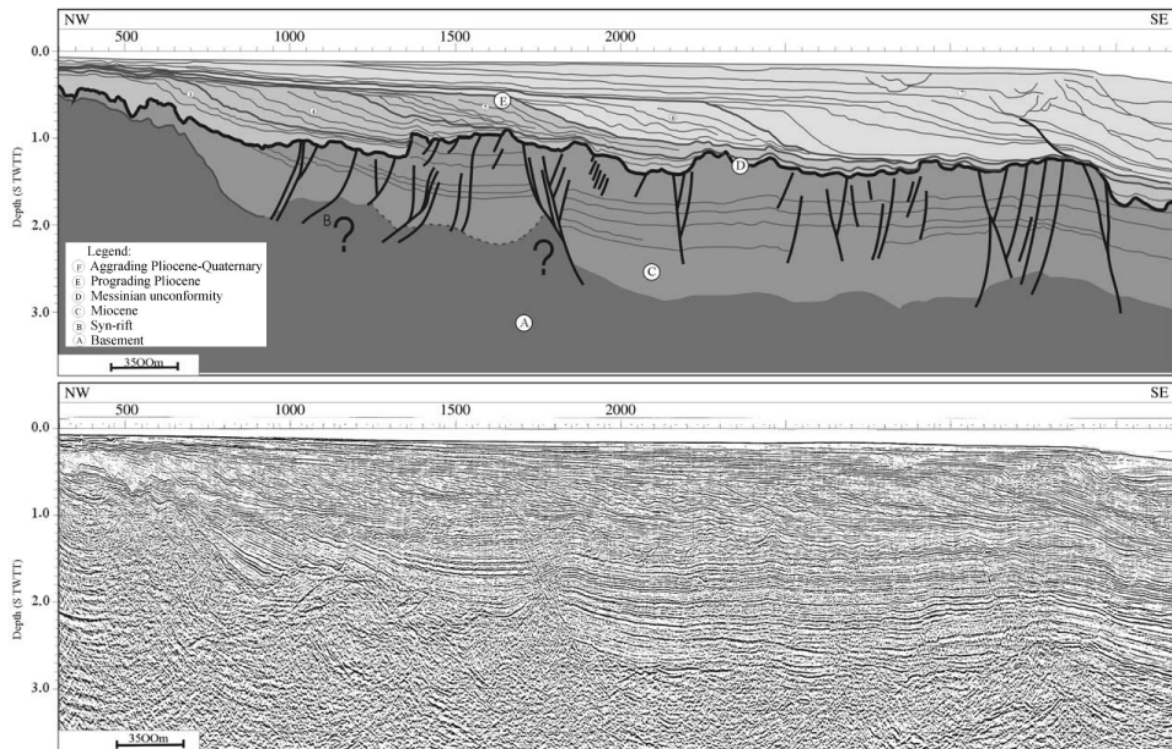


Figure I.26: Section sismique à travers la partie occidentale de la plateforme du Golfe du Lion (Gorini et al., 2005). Localisation du profil sur la figure I.22. Description de l'organisation stratigraphique des sédiments déposés depuis l'ouverture du bassin Liguro-Provençal et la formation de la marge.

I.2.2. Contexte géo-morphologique et environnemental du Golfe du Lion

La physiographie contrastée de la marge constitue l'héritage direct de l'évolution structurale et de l'histoire sédimentaire. La géo-morphologie actuelle du Golfe du Lion est également le résultat des conditions environnementales de notre interglaciaire qui influence par ses variations, les processus hydrodynamiques et le transport des sédiments dans les différentes zones physiographiques.

I.2.2.A Domaines physiographiques de la marge

La marge est classiquement structurée en quatre grandes unités physiographiques principales (Figure I.27) qui déterminent le contexte tectonique et sédimentaire régionale.

La plateforme continentale s'étend en arc de cercle sur environ 270 kilomètres, du Cap Creus au SO au cap Sicié au NE. Le plateau atteint une largeur maximale de 70 km dans la partie centrale, se rétrécissant vers l'Est et l'Ouest à l'approche des marges provençale et

pyrénéo-catalane. Sa limite externe d'orientation générale NE-SO, est située à une profondeur qui varie selon les régions entre 120 et 180 m. Enfin, le rebord de la plateforme est entaillé par de nombreux canyons.

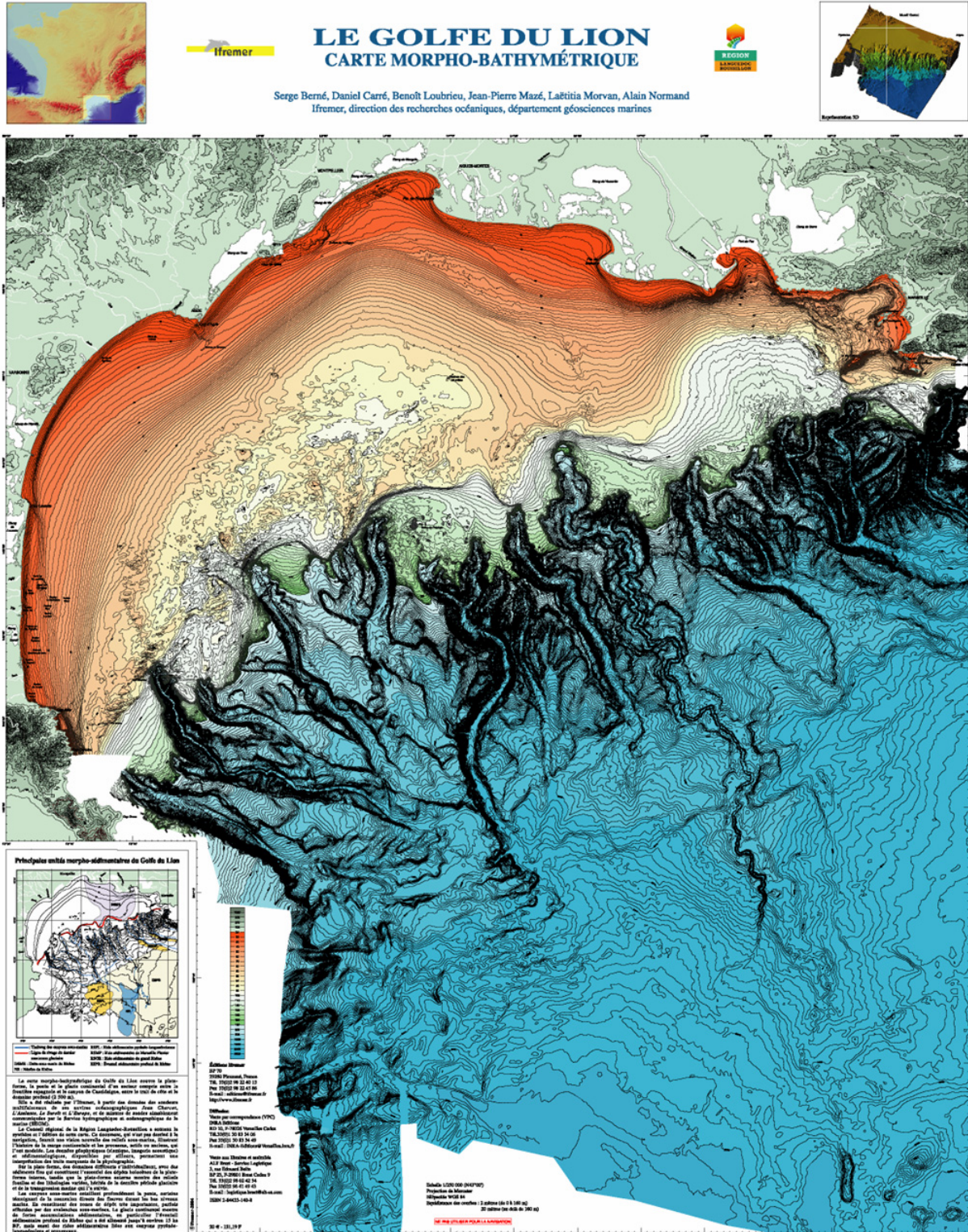


Figure 1.27: Carte morpho-bathymétrique du Golfe de Lion (Berné et al., 2002a).

La pente continentale possède une morphologie très complexe et peut être divisée en plusieurs segments selon l'inclinaison de la pente. Elle évolue depuis le large du Languedoc où elle est relativement faible 2-3° (Got *et al.*, 1979) vers l'Ouest (côte catalane) et vers l'Est où elle s'accroît jusqu'à 2 à 8° (Bellaiche *et al.*, 1984). Dans cette zone, les épais séries sédimentaires sont entaillées par un réseau dense de canyons sous-marins séparés par des zones d'interfluvés relativement étroites (Baztan, 2004). Ces canyons qui s'atténuent vers 1 300 m de profondeur (Droz, 1983) jouent un rôle majeur dans l'alimentation du domaine profond en sédiments terrigènes.

Au pied de la pente continentale, le glaciaire continental est le siège d'une accumulation sédimentaire issue des apports rhodaniens et pyrénéo-languedociens. Il comprend deux entités sédimentaires majeures: la Ride Pyrénéo-Languedocienne développée dans la zone Ouest (Got *et al.*, 1979; Berné *et al.*, 1999; Dos Reis, 2001; Jallet *et al.*, 2005) et l'éventail profond du Rhône construit dans la zone centrale (Droz, 1983; Torres, 1995; Dos Reis, 2001; Droz *et al.*, 2006). Ce dernier s'étend suivant une forme allongée NO-SE de la base de la pente continentale jusqu'à la plaine abyssale au Nord des îles Baléares sur une longueur totale de 300 km et une largeur maximale de 200 km. Plusieurs domaines morpho-structuraux ont été identifiés au sein de cet édifice géant (Droz, 1983):

- Le domaine supérieur (*upper fan*) de 1 350 à 2 000 m, à pente faible (0,7 à 1 %) est entaillé par un chenal unique, la vallée sous-marine du Petit-Rhône, large de 2 à 5 km et perchée entre des levées sédimentaires continues. Le creusement de cette vallée par un talweg est attribué à la dernière migration du chenal vers l'Ouest et la formation du Néofan (Bonnell *et al.*, 2005).

- Dans le domaine moyen (*middle fan*), entre les isobathes ~2 000 et 2 300 m, le chenal unique est moins profond mais plus large et migre latéralement. L'éventail s'étale sur une pente faible (0,5 %).

- Le domaine inférieur (*lower fan*) a une limite supérieure imprécise située entre 2 300 et 2 600 m et possède une pente très faible (0,24 à 0,3 %). A ce niveau, le chenal est ramifié en plusieurs chenaux secondaires qui se prolongent jusqu'à N 40°50 de latitude.

Enfin, la plaine abyssale s'étend dans la partie centrale du bassin algéro-provençal au-delà de 2 700 m et jusqu'à une profondeur maximale de 2 800 m. Cette étendue, à l'aplomb de la croûte océanique est ponctuée par de faibles reliefs d'origine diapirique (Gaullier, 1993).

I.2.2.B Conditions environnementales

L'hydrodynamique du Golfe du Lion est complexe car des processus très variables et de forte intensité agissent simultanément, tels que la circulation générale, les plongées d'eaux denses et l'impact de phénomènes météorologiques de haute énergie. Précisément, le forçage météorologique est un paramètre important de la circulation dans le Golfe du Lion. En effet, les conditions hydrodynamiques locales sont en partie déterminées par les interactions entre les régimes de vagues et la circulation liée aux vents.

- Régime hydrodynamique de plateforme

Le Golfe du Lion est une plateforme dominée par l'action des vagues de faible énergie. Néanmoins, les hauteurs des vagues associées aux vents de SE peuvent dépasser 8 m avec des périodes d'environ 10 s (Figure I.28) (Guillen *et al.*, 2006; Palanques *et al.*, 2006). A la côte, ce régime de vagues dominant conduit à une dérive littorale de direction SO (Figure I.29).

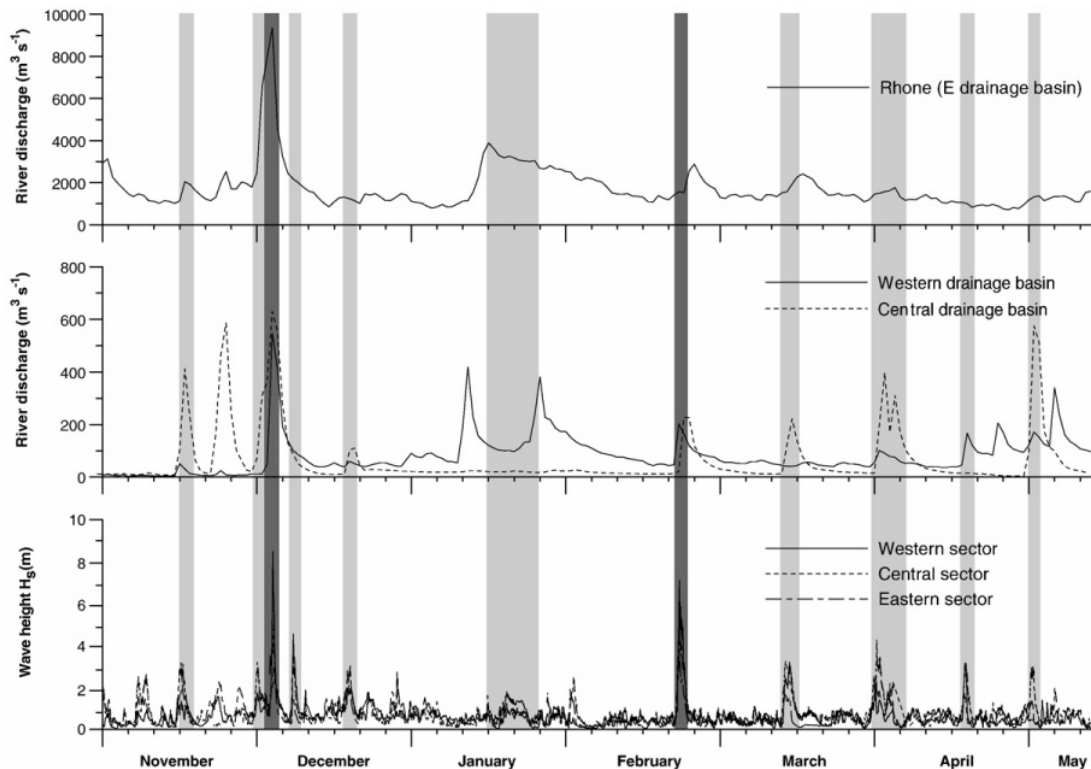


Figure I.28: Hauteurs de houles significatives (H_s) mesurées dans différents secteurs du Golfe du Lion et flux sédimentaires du Rhône et des rivières pyrénéo-languedociennes (Palanques *et al.*, 2006). Ces mesures ont été effectuées entre novembre 2003 et mai 2004. Sont également indiqués les événements majeurs (en noir) et mineurs (en gris).

Les conditions hydrodynamiques sur la plateforme présentent une forte variabilité saisonnière et le maximum de vitesse des courants est atteint en hiver (Millot, 1990; Estournel *et al.*, 2003; Dufau *et al.*, 2004). Le déplacement des masses d'eau est généralement contraint par le Mistral et la Tramontane qui génèrent des courants océanographiques classiques (up-and down-wellings; Palanques *et al.*, 2006) et des figures de circulation transitoires telles que les oscillations inertielles (Millot, 1990; Petrenko 2003). Ainsi, l'hydrodynamisme est légèrement modifié et localement associé au vent côtier et aux courants induits par la marée (Millot, 1990, 1999). Celle-ci est de faible amplitude (quelques centimètres) et associée à des courants si faibles qu'ils ne peuvent être mesurés (Lamy *et al.*, 1981), sauf dans les passes tidales ("graus").

- *Circulation générale*

La circulation générale est principalement gouvernée par le courant Liguro-Provençal ou Courant Nord qui prend part à la circulation cyclonique du bassin Méditerranéen occidental (Millot, 1990). Ce courant qui implique des eaux d'origine Atlantique, circule vers le SO en longeant principalement la pente continentale et la rupture de pente (Figure I.29) avec des vitesses de l'ordre de 50 cm.s^{-1} près de la surface et de quelques cm.s^{-1} à plusieurs centaines de mètres de profondeur (Monaco *et al.*, 1990). Il peut localement être dévié en fonction de la morphologie du fond marin, créant des gyres anti-cycloniques secondaires s'étendant au niveau de la partie supérieure des canyons et balayant les interfluves (Durrieu de Madron, 1992).

Ce courant général forme un front de densité qui sépare les eaux moins salées du plateau continental des eaux de l'océan ouvert plus salées. Ce contraste de densité influence les échanges entre le plateau et la pente (Durrieu de Madron *et al.*, 1999). L'activité du courant Liguro-Provençal varie également de manière saisonnière et est fortement influencée par les vents (Albérola and Millot, 2003). En particulier, sa trajectoire est temporairement perturbée durant des épisodes de vents de direction NO, lorsque les eaux superficielles tentent de pénétrer sur la plateforme continentale formant un courant qui peut atteindre 30 cm.s^{-1} une fois que les vents diminuent (Millot and Wald, 1981).

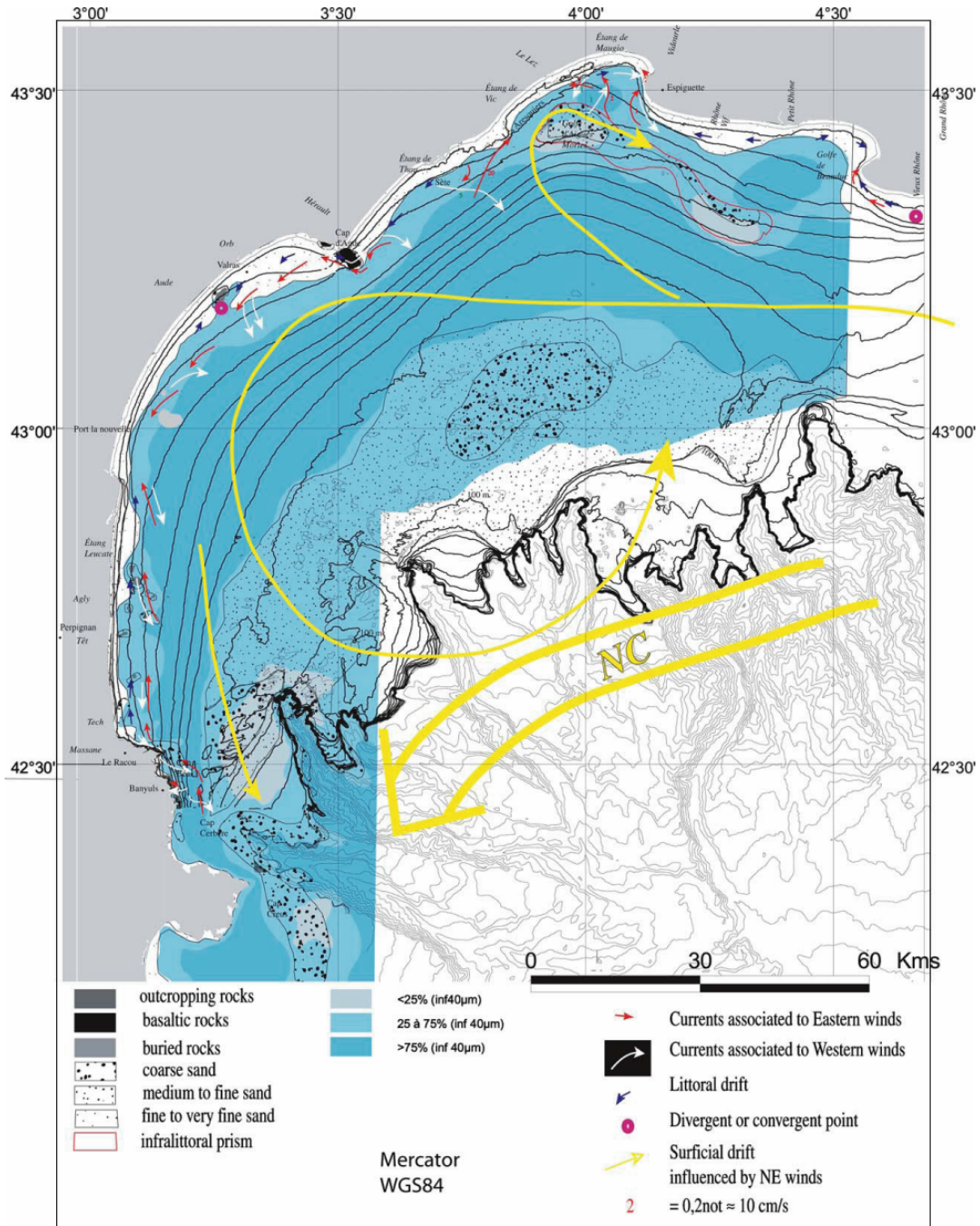


Figure I.29: Carte morpho-sédimentaire du Golfe du Lion (d'après Aloïsi et al., 1973, redessinée par Rabineau et al., 2005). Synthèse des courants (d'après CSCF, 1984; Millot, 1990; Suanez and Provansal, 1998); NC "Northern current" ou courant Liguro-Provençal; orientation des courants à la côte liés aux vents d'Est et d'Ouest (respectivement flèches rouges et blanches) et le transport littoral (flèches bleues).

● *Plongées d'eaux denses et événements de tempêtes*

Des études récentes démontrent l'existence de liens forts entre l'occurrence d'événements météorologiques catastrophiques (telles que les tempêtes hivernales) et la

formation de plongées d'eaux froides et denses qui renforcent le transport des sédiments en suspension et peuvent déclencher la remobilisation des dépôts récents depuis la plateforme vers les canyons (Palanques *et al.*, 2006; Canals *et al.*, 2006).

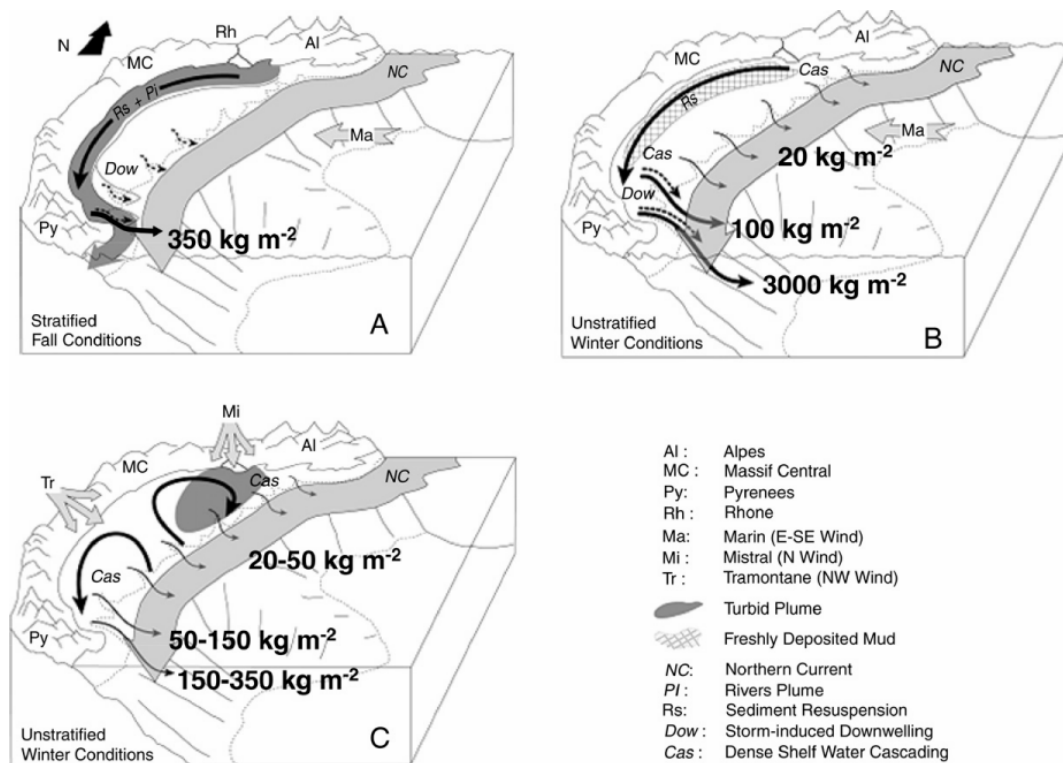


Figure I.30: Schéma des principales circulations et processus hydrodynamiques au cours des événements météorologiques des mois d'automne et d'hiver dans le Golfe du Lion et leur impact sur le transport sédimentaire (Palanques *et al.*, 2006). **A-** Vent d'Est et de Sud-Est en automne; **B-** Vent d'Est et de Sud-Est lors des conditions hivernales; **C-** Vent de Nord et de Nord-Ouest (Mistral et Tramontane) en hiver.

L'évaporation et la diminution de la température des masses d'eaux de surface, sous l'action de vents froids et secs, conduisent à un contraste de densité avec les masses d'eaux sous-jacentes. Les masses d'eaux de surface deviennent plus denses que les masses d'eaux environnantes et coulent (Ivanov *et al.*, 2004). En hiver, les vents dominants de direction N et NNO (Mistral et Tramontane), ainsi que des épisodes de vents très violents de SE, génèrent des plongées d'eaux froides et denses avec de forts courants associés (Palanques *et al.*, 2006). Elles transitent à travers la plateforme, s'écoulent sur la pente continentale (Figure I.30) et s'arrêtent lorsqu'elles retrouvent leur niveau d'équilibre (contraste de densité nul) (Durrieu de Madron *et al.*, 2005).

Si le Golfe du Lion est régulièrement soumis à des épisodes de vents de secteurs Nord et Nord-Ouest, les événements climatiques les plus violents résultent des vents d'Est à Sud-Est

(Figure I.31). Ces tempêtes génèrent les vagues les plus hautes et sont responsables de la formation de courants sur le fond qui créent, malgré leur occurrence occasionnelle, les contraintes sur le fond les plus significatives jusqu'à la limite du plateau externe (Bassetti *et al.*, 2006). Par contre, il semble que l'influence des vagues seules (non associées à des courants uni-directionnels) sur le transport sédimentaire au niveau de la plateforme externe peut être négligée (Ulses, 2005).

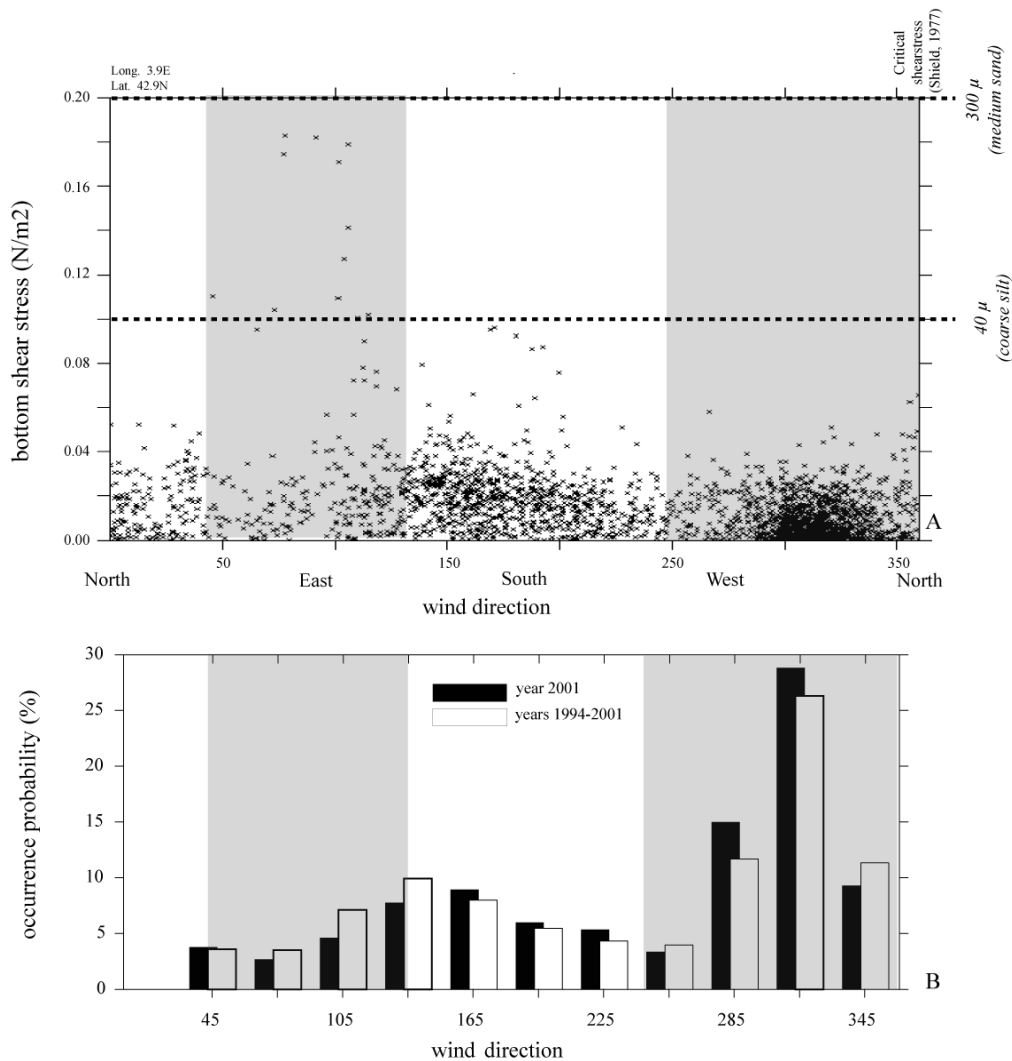


Figure I.31: Comparaison de la distribution de l'orientation des vents (A) et des contraintes sur le fond mesurées en un point fixe sur la plateforme externe (B) (Bassetti *et al.*, 2006). Malgré leur faible récurrence, les vents d'Est sont à l'origine des courants sur le fond les plus érosifs qui sont capables de transporter des particules supérieures à 40 μ m et jusqu'à 300 μ m.

I.2.2.C Dynamique sédimentaire

La source principale des sédiments alimentant le plateau continental du Golfe du Lion provient des glaciers alpins et du bassin versant du Rhône (100 000 km²), avec des apports

additionnels provenant des rivières des Pyrénées et du Massif Central (Aude, Agly, Tech, Têt, Orb et Hérault). Les apports sédimentaires du Rhône représentent 80 % du budget sédimentaire total sur la plateforme ($7,4 \times 10^6$ tonnes/an d'après Pont *et al.*, 2002). Son flux liquide fluctue entre 400 à 11 000 m/s (Aloisi, 1986). Il est important de noter que ces chiffres sont basés sur des observations modernes et ne reflètent probablement pas le régime hydrologique "naturel" du Rhône avant que l'activité anthropique n'ait fortement modifié son cours. Les principales caractéristiques des différents fleuves débouchant dans le Golfe du Lion sont regroupées dans le tableau I.2. Le climat méditerranéen du Golfe du Lion entraîne, pour les fleuves côtiers, un régime de type torrentiel avec de forts épisodes de crues (Figure I.28). Le débit moyen est donc peu significatif.

Rivière	Superficie du bassin versant (km ²)	Nature des terrains parcourus	Longueur (km)	Débit moyen (m ³ .s ⁻¹)	Charge solide moyenne (fraction grossière)
Le Rhône	97.800	roches cristallines, métamorphiques et sédimentaires	812	1701	$7,39 \times 10^6$ t.an ⁻¹ (Pont <i>et al.</i> , 2002)
L'Hérault	2250	calcaires, marnes et molasses et quelques roches cristallines et métamorphiques	1335	52	$0,12 \times 10^6$ t.an ⁻¹ (Aloisi <i>et al.</i> , 1977)
L'Orb	1437	calcaires, marnes et molasses et quelques roches cristallines et métamorphiques	115	22,8	$0,07 \times 10^6$ t.an ⁻¹ ou 800.000 à 1.000.000 m ³ (Aloisi <i>et al.</i> , 1977) ou BCEOM
L'Aude	4830	calcaires, marnes et molasses et quelques roches cristallines et métamorphiques	150	45,6	$0,18 \times 10^6$ t.an ⁻¹ ou 800.000 à 1.000.000 m ³ (Aloisi <i>et al.</i> , 1977) ou BCEO
L'Agly	1045	roches carbonatées, schistes et granitoïdes	80	6,7	$41,5 \times 10^3$ t.an ⁻¹
La Têt (Serrat, 1999)	1380	roches cristallines, métamorphiques et sédimentaires	114	12,1	$53,546 \times 10^3$ t.an ⁻¹
Le Tech	726	roches cristallines et métamorphiques	82	9	?

Tableau I.2: Caractéristiques des principaux fleuves du Golfe du Lion (modifié d'après Certain, 2002, in Labaune, 2006).

- *Transport des sédiments*

Devant l'embouchure des fleuves, les variations de température, de salinité et donc de densité entre l'eau fluviatile et l'eau marine provoquent la formation d'une interface eaux douces – eaux salées. En effet, au niveau du front de salinité, il se produit une différenciation de la matière en suspension en trois couches (Figure I.32) qui va régir la dispersion des apports terrigènes au niveau de la plateforme. La couche supérieure est appelée couche turbide superficielle. La matière en suspension est transportée selon un mouvement cyclonique vers l'Ouest suite à l'action combinée de la force de Coriolis et de la circulation générale (Crépon, 1969; Figure I.33). La charge sédimentaire décroît avec l'éloignement de la source (Estournel *et al.*, 2001; Ulses, 2005). La couche intermédiaire est également influencée par la circulation générale (Aloïsi *et al.*, 1982). Cette couche n'est pas toujours présente. Enfin, le néphéloïde benthique forme une couche inférieure relativement fine mais densifiée par la charge sédimentaire directement au contact du fond. La charge diminue rapidement vers le large. Le transport sédimentaire des sédiments grossiers s'effectue principalement dans la bande côtière par la dérive littorale. Il est limité à la zone d'avant-côte qui est marquée sur l'ensemble du pourtour du Golfe du Lion par un système de barres.

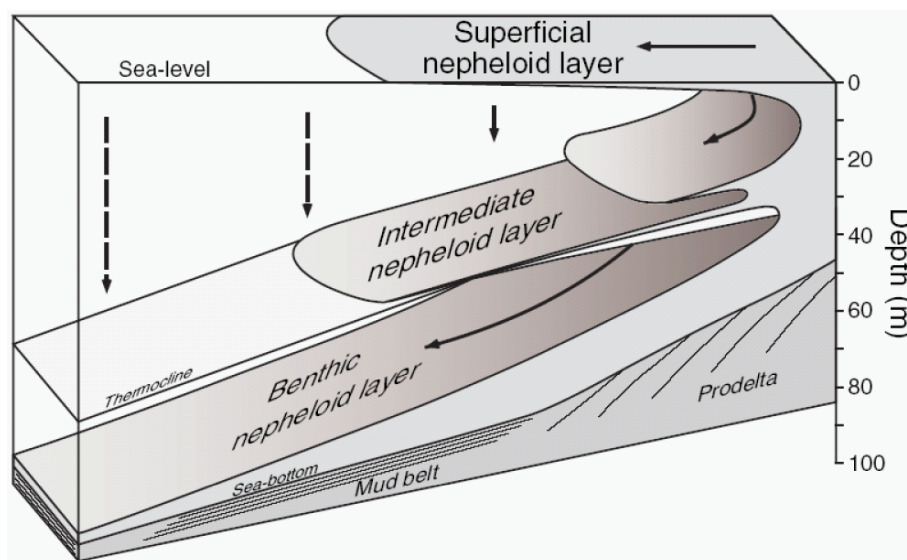


Figure I.32: Relations entre les structures hydrologiques et hydro-sédimentaires dans les milieux stratifiés des mers sans marée. Schéma du système turbide multicouche au large du Delta du Rhône (d'après Aloïsi *et al.*, 1979; redessinée par Torres, 1995).

Les particules en suspension du Rhône ainsi qu'une partie de la fraction grossière sont transportées et remaniées lors des épisodes de tempêtes en automne et en hiver (Monaco,

1971; Jago and Barusseau, 1981). Ces sédiments sont transportés vers le SO à cause de l'orientation de la dérive littorale et également de la circulation générale. Ceci est particulièrement visible avec les images satellites, lors des périodes de crues, le panache du Rhône est clairement dévié vers l'Ouest (Figure I.33).



Figure I.33: Images satellites du Golfe du Lion de type Sea-WiFS montrant la dérive du panache du Rhône et la concentration de matières en suspension lors d'un épisode de crue (source NASA, in Labaune, 2006).

- *Distribution sédimentaire superficielle*

La répartition relativement régulière des différentes classes granulométriques sur l'ensemble du plateau continental est le résultat de ces différents transports. Les données sédimentologiques de surface montrent essentiellement que les sables constituent une ceinture parallèle à la côte s'étendant jusqu'à 20 m de profondeur (Figure I.29). Ils présentent une grano-décroissance régulière passant des sables grossiers à moyens sur la zone d'avant-côte à des sables fins au large. Au-delà de l'isobathe 20 m apparaissent des argiles associées aux sables fins. La proportion d'argiles va croître régulièrement de 5% à 90%, jusqu'aux environs de l'isobathe 80 m (Monaco, 1971). Elles sont ensuite progressivement remplacées par des dépôts sableux connus sous le nom de "sables du Large" (Bourcart, 1945). Quelques affleurements rocheux sont observés sur les fonds par 25 à 40 m de profondeur d'eau principalement au droit de la plaine du Roussillon et au SO du cap d'Agde, ainsi que plus près de la côte au NE d'Agde. Il s'agit en fait de sables cimentés (Berné *et al.*, 2002a).

I.2.3. Stratigraphie du Quaternaire terminal et forçage climatique

Les premières études sur l'enregistrement sédimentaire de la marge du Golfe du Lion datent des premières heures de l'océanographie (Delesse, 1871), ces travaux ont été synthétisés par Aloïsi (1986). L'un des premiers modèles stratigraphiques du Golfe du Lion (Monaco, 1971) fut mis en place grâce à l'évolution technologique des dispositifs acoustiques qui ont permis de voir la structure sédimentaire interne des fonds marins. Depuis, la stratigraphie du Golfe du Lion a fait l'objet de nombreuses interprétations qui ont contribué à l'élaboration de plusieurs modèles stratigraphiques majeurs sur la plateforme et dans le bassin profond.

I.2.3.A Modèles stratigraphiques de la plateforme et la pente continentale

Les différentes hypothèses sur la nature, la morphologie et la chronologie des dépôts quaternaires ont été synthétisées par Rabineau *et al.* (2005) puis par Riboulot (2006). Si les auteurs sont globalement d'accord sur la progradation générale de la plateforme au cours du Plio-Quaternaire, la principale controverse reposait sur le lien entre la formation des unités de dépôts et les cycles climatiques de 20 000 ou de 100 000 ans.

- *Le modèle de Monaco (1971)*

Monaco (1971) a effectué une étude de la plateforme continentale du Golfe du Lion à partir de l'analyse de profils sismiques et de carottes. Il a ainsi décrit 6 unités principales (a1 à a6 de la plus ancienne à la plus récente) associées aux grandes phases de glaciation connues à Terre (Würm, Riss, Mindel). Cette étude servira de base aux travaux plus détaillés d'Aloïsi (1986).

- *Le modèle d'Aloïsi (1986)*

Dans sa thèse d'Etat, Aloïsi (1986) présente un modèle de sédimentation deltaïque de plateforme. Il différencie le prisme "holocène" (régime transgressif) du remplissage pléistocène (régime régressif) (Figure I.34). Sur la marge pyrénéo-languedocienne, il identifie ainsi les caractéristiques générales de la couverture pléistocène. Celle-ci est constituée d'une succession de 3 séquences de dépôt (SqI, SqII et SqIII) en forme de coins ouverts vers le

large, dont les biseaux viennent systématiquement se terminer sur une surface morpho-structurale (remarque: la notion de séquence utilisée est celle de "séquence sismique" au sens de Mitchum *et al.* (1977) et correspond aux sédiments déposés pendant le laps de temps qui sépare 2 surfaces d'érosion; *cf* section I.1.2). Les séquences sont séparées les unes des autres par quatre surfaces d'érosion (ou de non-dépôt) notées SI, SII, SIII et SIV correspondant respectivement aux périodes glaciaires würmiennes (SI et SII), et de façon plus incertaine aux périodes rissienne (SIII) et mindelienne (SIV) (Figure I.34 et Tableau I.3). Cet ensemble est surmonté en discordance par les formations transgressives holocènes reposant soit sur la surface morpho-structurale (surface polygénique d'érosion ou de non-dépôt), soit plus au large sur les dépôts du Pléistocène supérieur.

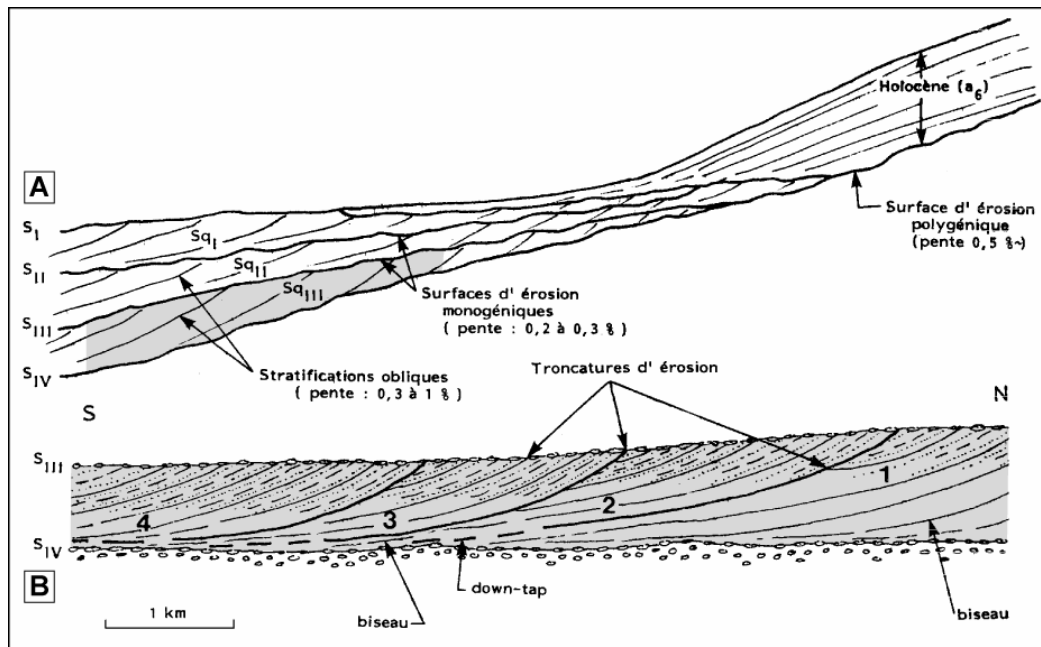


Figure I.34: *Modèle d'organisation stratigraphique du Golfe du Lion (d'après Aloisi, 1986). Structures sédimentaires schématiques du Pléistocène sur la plateforme continentale rhodanienne. A- Structure générale montrant l'impact des cyclicités glacio-eustatiques sur le remplissage sédimentaire quaternaire. Localisation du profil sur la figure I.22. B- Structures et relations géométriques internes d'une séquence de dépôt interstadiaire constituée d'une succession d'unités prismatiques élémentaires (1, 2, 3 ...).*

Toutes ces séquences pléistocènes développées essentiellement dans les parties médiane et externe du plateau sont tronquées pendant les périodes glaciaires qui suivent leur mise en place, expliquant ainsi leur forme en coin biseauté vers la côte et le creusement de chenaux et des têtes de canyons. Pendant ces périodes, les sédiments sont directement transférés vers la pente, le glacis et le bassin profond (fonctionnement de l'éventail

sédimentaire profond du Rhône). L'édification de la plateforme externe s'effectue lors des périodes régressives: les dépôts en amont progradent vers le large.

		Aloisi 1986 - 1989		Tesson, 1989 - 2003		Torrès 1995		Rabineau 2001		Lobo 2004	
		Strati	Chrono	Strati	Chrono	Strati	Chrono	Strati	Chrono	Strati	Chrono
Holocène	Séquences	EPS		f'		A		S6		F', G	
Pleistocène	Discontinuités	SI	Würm	6	MIS 2	Toit B	MIS 2	D70	MIS 2	Toit F, F'	MIS 2
	Séquences	SqI		e', f		B		S5		E', F	
	Discontinuités	SII	Würm	5"		Toit C	MIS 6	D60	MIS 6	Toit E',E	MIS 4
	Séquences	SqII		d, d', e		C		S4		C', D,D',D", E	
	Discontinuités	SIII	Riss	3"		Toit D	MIS 12	D50	MIS 8	Toit C, C'	MIS 6
	Séquences	SqIII		c, c'		D		S3		B', C	
	Discontinuités			2"							
	Séquences			b, b'							
	Discontinuités	SIV	Mindel	1"	MIS 6	Toit E	MIS 14	D40	MIS 10	Toit B, B'	MIS 8

Tableau I.3: Présentation et corrélations des interprétations sismo- et chrono-stratigraphiques successives des dépôts de la marge Golfe du Lion en fonction des différents auteurs.

• *Le modèle de Tesson et al. (1989-2003)*

Tesson et Gensous ont étudié la partie occidentale du Golfe du Lion (Tesson *et al.*, 1990a; Tesson *et al.*, 1990b; Gensous *et al.*, 1993b) avant de faire la corrélation avec la partie orientale (Tesson *et al.*, 1993; Gensous et Tesson, 1997; Gensous *et al.*, 1993a; Tesson et Allen, 1995). Cette corrélation n'est d'ailleurs pas facile car la continuité latérale des prismes est interrompue à l'Ouest de l'embouchure actuelle du Rhône par une large et profonde vallée incisée (actuellement remplie) connectée avec la tête du canyon Petit-Rhône. Ces auteurs s'appuient sur la stratigraphie séquentielle de l'école d'Exxon (Posamentier *et al.*, 1988) pour élaborer un modèle où ils distinguent deux grands ensembles (Figure I.35):

- L'ensemble supérieur comporte un complexe transgressif formé de trois unités: T1, T2, T3 et un complexe de haut niveau formé de quatre unités H1, H2, H3, H4. Le corps sableux de bordure de plateforme est associé au cortège transgressif (T1) dans ce modèle.

- L'ensemble inférieur pléistocène possède les mêmes caractéristiques que celles exposées dans la description faite par Aloïsi (1986). Ce prisme est composé de la superposition de 6 séquences sur la plateforme médiane et externe limitées à leur base par une surface de "downlap" et à leur sommet par une surface de "toplap". Ces séquences sont formées par:

Gensous et Tesson (2003) mettent en avant la différence de géométrie entre les ensembles supérieur et inférieur. Il semble que les dépôts post-glaciaires n'ont pas subi de remaniement par les vagues ou par l'érosion sub-aérienne contrairement aux dépôts pléistocènes.

Enfin, ces auteurs ont associé le dépôt des prismes identifiés (*a* à *f*) aux fluctuations glacio-eustatiques (Tesson *et al.*, 1993; Gensous *et al.*, 1993b; Tesson *et al.*, 1994; Tesson et Allen, 1995; Gensous et Tesson, 1996). Les ensembles supérieur et inférieur seraient associés à la cyclicité d'ordre 4 (100 000 ans), tandis que chaque séquence serait le résultat d'une fluctuation eustatique à plus haute fréquence (cycle d'ordre 5: 40 000 ou 20 000 ans) dans le sens de Mitchum and Van Wagoner (1991) (*cf* Tableau I.3).

● *Le modèle de Torres (1995)*

L'étude stratigraphique sur la portion de plateforme incisée par les canyons Petit-Rhône et Grand-Rhône, a principalement permis de décrire le système de transfert sédimentaire plateforme-pente dans cette zone. Torres (1995) distingue 6 unités sismiques majeures A à F (Figure I.36). Les unités identifiées se basent largement sur celles de Tesson, Gensous *et al.* (Tableau I.3). Sur la pente, les unités s'organisent selon un cycle composé

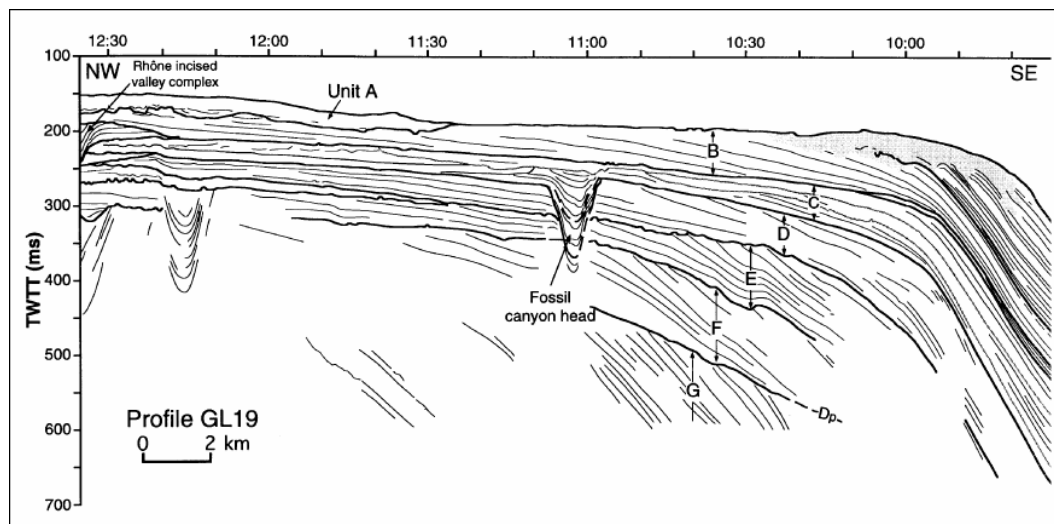


Figure I.36: Modèle de l'organisation stratigraphique du Golfe du Lion (d'après Torres, 1995). Les unités identifiées se basent sur celles définies par Tesson *et al.*, 1993. Par contre, l'interprétation chrono-stratigraphique est différente. Chaque unité est mise en place en regard d'une cyclicité d'ordre 4 (100 ka). Localisation du profil sur la figure I.22.

de deux sous-unités: une sous-unité inférieure au faciès transparent synchronisée avec le prisme de bas niveau marin et une sous-unité supérieure litée corrélée vers la plateforme avec une surface d'érosion majeure.

Torres propose que chaque unité soit mise en place en lien avec une cyclicité d'ordre 4 (100 000 ans). En se basant sur la courbe Specmap, il a ainsi défini les périodes les plus favorables au dépôt d'une sous-unité litée (stades isotopiques MIS-6, MIS-12, MIS-16). En l'absence de sous-unité litée, l'unité de dépôt est associée à un cycle de moindre ampleur (stades MIS-8 et MIS-14). Ne retrouvant pas dans sa zone d'étude de motif répétitif à l'intérieur de chaque unité, cet auteur en conclut que la subsidence ne devait pas être assez forte pour permettre l'enregistrement d'événements climatiques de plus haute fréquence (cyclicité d'ordre 5 par exemple).

● *Le modèle de Rabineau (2001)*

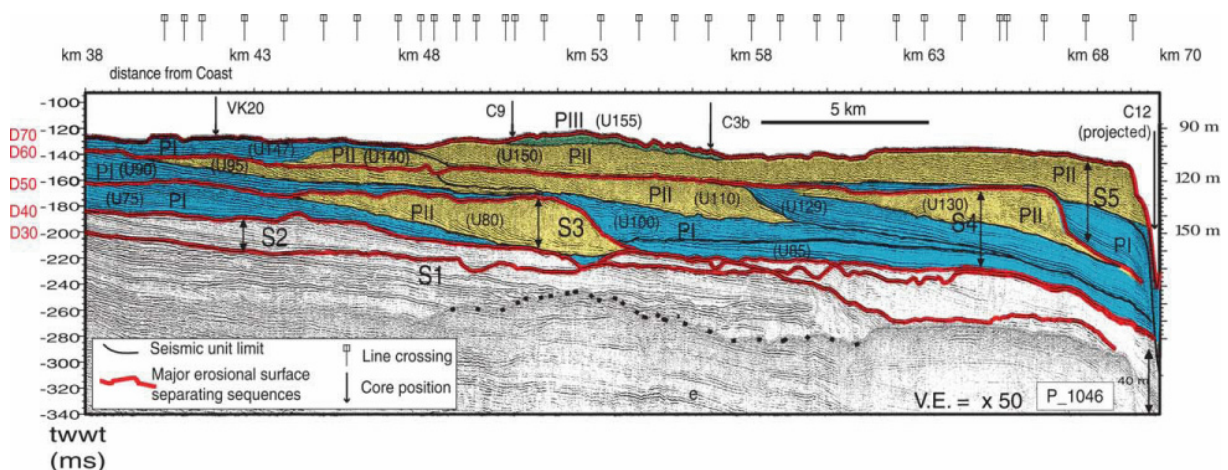


Figure I.37: *Modèle de l'organisation stratigraphique du Golfe du Lion (d'après Rabineau, 2001). La sismique montre la juxtaposition horizontale de prismes PI/PII qui constitue un motif répétitif verticalement définissant les séquences majeures de dépôt (S3, S4, S5; Rabineau et al., 2005). Localisation du profil sur la figure I.22.*

Rabineau (2001) s'est focalisée sur l'étude de la stratigraphie de l'interfluve Bourcart-Hérault. Elle identifie grâce à la modélisation géométrique des unités et des surfaces en 3D, un motif élémentaire de dépôt constitué d'un assemblage de prismes à cliniformes faiblement pentés (type I) et fortement pentés (type II) (Figure I.37 et Tableau I.3). Un couple de prismes PI/PII constitue une séquence horizontale où les deux prismes se succèdent de l'amont vers l'aval. Chaque séquence est délimitée au toit et à la base par une discontinuité majeure qui

correspond à une surface d'érosion régionale. Le motif PI/PII se répète verticalement définissant ainsi cinq séquences de dépôts (S1 à S5) successives.

La simulation stratigraphique de ces séquences sédimentaires permet de confirmer que seuls des cycles d'ordre 4 sont compatibles avec la géométrie des dépôts, compte tenu d'un taux de subsidence moyen de 250 m/Ma. Chaque séquence correspondrait à l'enregistrement d'un cycle glacio-eustatique de 100 000 ans. Ce résultat vient conforter les premières hypothèses d'Aloïsi (1986).

Notre étude se place dans la continuité du travail de Rabineau (2001), de ce fait le modèle sera exposé de manière plus détaillée en introduction du chapitre IV de cette thèse.

● *Le modèle de Lobo, Tesson and Gensous (2004)*

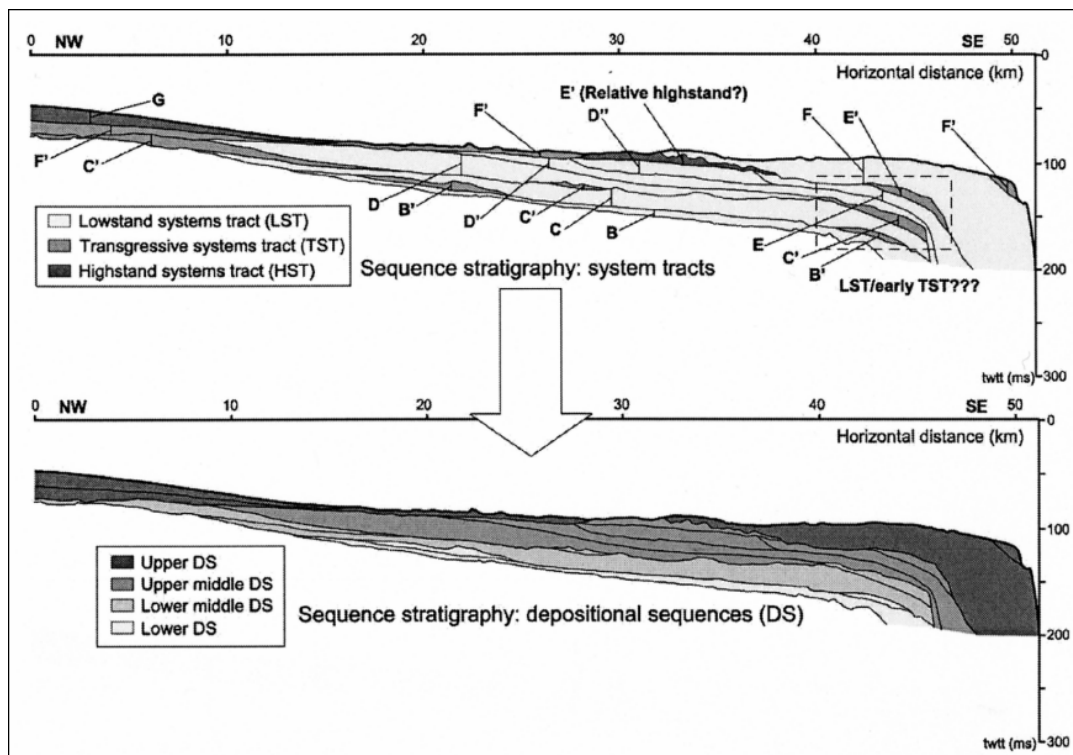


Figure I.38: *Modèle de l'organisation stratigraphique du Golfe du Lion (d'après Lobo et al., 2004). Interprétation stratigraphique des séquences de la plateforme du Roussillon, en terme de systèmes de dépôt (LST, TST et HST) et de séquences de dépôt. Quatre séquences de dépôt (cycles régressif-transgressif) sont reconnues. Localisation du profil sur la figure I.22.*

Ce dernier modèle est le plus récent proposé. Il décrit la succession sédimentaire quaternaire en se basant sur la stratigraphie développée dans le modèle Tesson et Gensous. La différence principale vient de l'interprétation chrono-stratigraphique de ces unités

(Figure I.38). Les auteurs proposent une corrélation entre ces séquences de dépôt et les variations eustatiques et confrontent l'hypothèse émise par Aloisi (1986) et reprise par Rabineau (2001) à celle de Tesson et Gensous (2003). Malgré une certaine prudence, ils concluent que la première hypothèse est la plus acceptable. En partant de la constatation que l'épaisseur de la série sédimentaire quaternaire est estimée à 300-400 m (Lofi *et al.*, 2003), la somme des unités identifiées (a à f) constituerait 25% du dépôt quaternaire. Or, dans le cas d'unités déposées suivant une cyclicité d'ordre 5, l'ensemble de ces unités se serait mis en place en l'espace de 100 000 ans; cela impliquerait, selon ces auteurs, un accroissement improbable de la subsidence et du flux sédimentaire durant les derniers 100 000 ans.

I.2.3.B Modèles stratigraphiques du bassin profond

Dans le bassin profond, la Ride Pyrénéo-Languedocienne et le système turbiditique profond du Petit-Rhône sont les deux corps sédimentaires majeurs qui se sont construits de façon concomitante depuis le milieu du Pléistocène (*cf* revue détaillée par Droz *et al.*, 2006). L'éventail turbiditique du Petit-Rhône constitue le plus important système turbiditique dans le Golfe du Lion (Droz 1983, 1991; Coutellier 1985; Droz and Bellaiche, 1985; Torres, 1995; dos Reis, 2001). Il est situé dans la partie centrale et représente une accumulation de 3 600 m de dépôts turbiditiques et de masses glissées. Les sédiments quaternaires représentent une épaisseur de 1 300 m. La construction de l'éventail s'est initiée au Pliocène inférieur (Droz and Bellaiche, 1985). Les séries quaternaires de l'éventail profond sont formées de systèmes chenaux/levées superposés et groupés en trois principaux complexes (inférieur, moyen et supérieur) empilés les uns sur les autres (Figure I.39) et qui ont progressivement migré vers l'Ouest (Droz *et al.*, 2006).

Dans le creux topographique entre la Ride Pyrénéo-Languedocienne et le système turbiditique profond du Petit-Rhône, s'étend le corps discordant occidental ou "Western Discordant Body" (Droz and Bellaiche, 1985). Il est constitué de quatre corps sédimentaires respectivement associés à des instabilités de pente, à l'avulsion d'un chenal turbiditique, au débordement de sédiments turbiditiques et à l'alimentation en sédiments via les canyons (Méar, 1984; Méar and Gensous, 1993; Gaullier *et al.*, 1998; Droz *et al.*, 2001; Beaudouin *et al.*, 2004; Bonnel *et al.*, 2005; Dennielou *et al.*, 2006a).

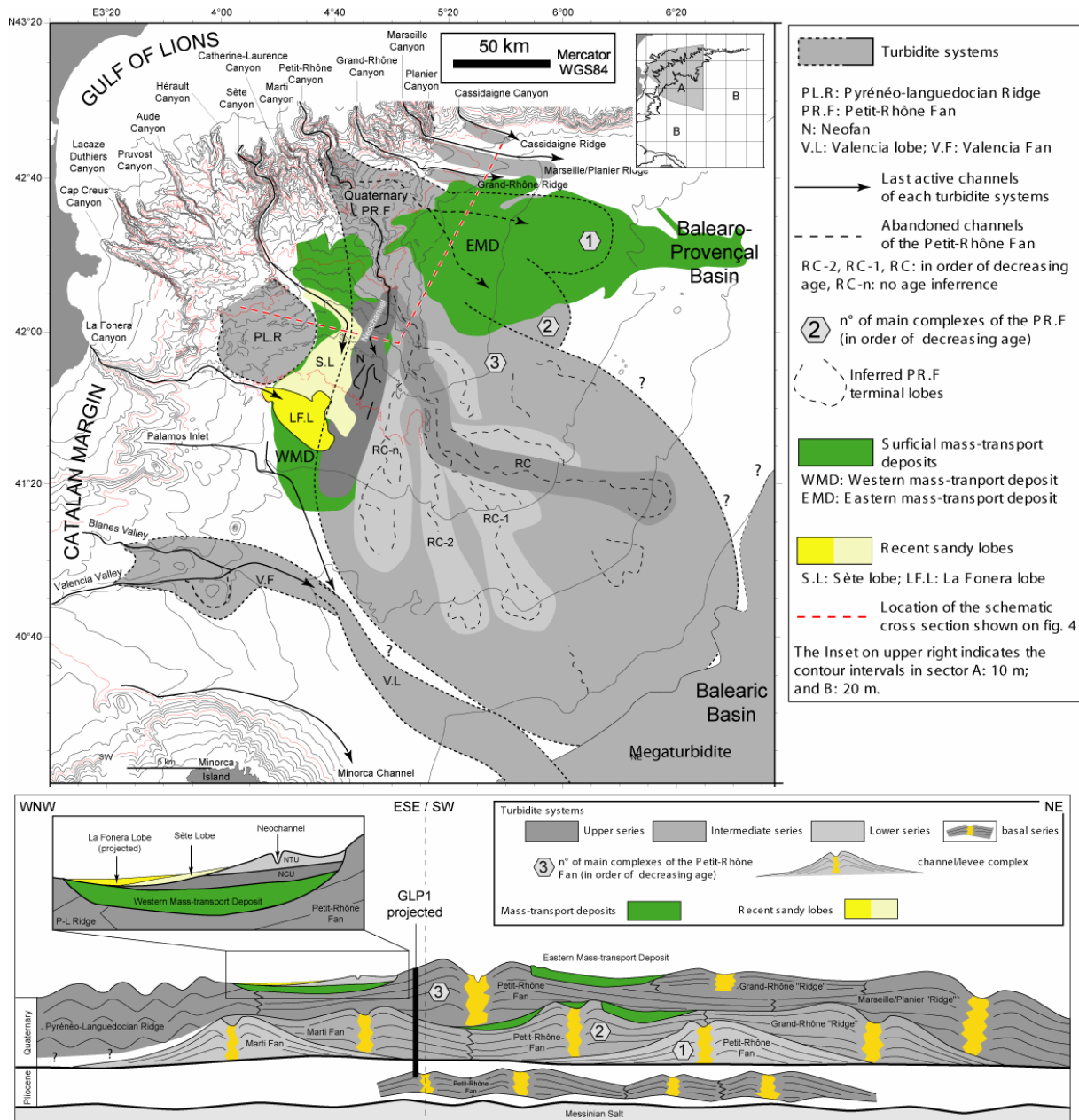


Figure I.39: Modèle de l'organisation stratigraphique de l'éventail sédimentaire profond (Droz et al., 2006). Carte et profil synthétiques montrant les principaux systèmes sédimentaires turbiditiques et les dépôts gravitaires plio-quaternaires dans le bassin Nord des Baléares et Baléaro-Provençal occidental. Cette synthèse est basée sur les travaux de Droz and Bellaiche (1985), Palanques et al. (1995), Dos Reis (2001), Droz et al. (2001), Bonnel et al. (2005) et Dos Reis et al. (2005).

Parmi eux, on notera le "Western Mass Transport Deposit" (WMTD) ou "Western Debris Flow" (WDF) d'âge incertain, s'étendant sur 140 km vers le Sud jusqu'au système turbiditique profond de Valence (Gauillier et al., 1998). Les deux corps sus-jacents sont liés à l'avulsion du chenal turbiditique du Petit-Rhône et forment le Néofan du Petit-Rhône *sensu* Droz et al. (1985) et Torres et al. (1997).

- Le corps inférieur du Néofan, appelé unité chaotique du Néofan ("Neofan Chaotic Unit" ou NCU d'après Bonnel *et al.*, 2005) correspond à un faciès sismique de forte amplitude et est interprété comme étant les dépôts suivant l'avulsion du chenal turbiditique. Ce faciès est similaire aux "High Amplitude Reflector Packets" (HARPs) identifiés au niveau de l'éventail de l'Amazone (Flood *et al.*, 1991; Lopez, 2001).

- Le corps supérieur, appelé unité transparente du Néofan ("Neofan Transparent Unit" ou NTU d'après Bonnel *et al.*, 2005) correspond aux dépôts de levées liés aux processus de débordement des sédiments du Néochenal du Petit-Rhône (Dennielou *et al.*, 2006a). Suite à la déconnexion du fleuve Rhône avec la tête du canyon, les débordements turbiditiques au débouché du Néochenal sont stoppés vers 15 510 ans ¹⁴C BP (Bonnel *et al.*, 2005).

Enfin, des événements superficiels et plus récents ont été identifiés à partir de données d'imagerie acoustique comme des zones de réflectivité faible à modérée (Droz *et al.*, 2001), calibrés par des carottes sédimentaires montrant des niveaux centimétriques grossiers (Bonnel *et al.*, 2005). D'après leur distribution sur le fond, ces sédiments semblent provenir du réseau de canyons Sète et du canyon de la Fonera (Droz *et al.*, 2001).

La présentation des différents modèles stratigraphiques reflète l'intérêt porté par la communauté scientifique à l'organisation des dépôts sur la marge du Golfe du Lion. Des parallèles entre les différents modèles seront proposés de manière régulière le long des différents chapitres de cette thèse lors de l'exposé des résultats et des discussions.

CONCLUSION

L'objectif de ce chapitre introductif était de montrer l'importance des variations climatiques sur l'enregistrement sédimentaire des marges continentales passives. Les cyclicités développées à différentes échelles de temps suite aux perturbations climatiques et à l'eustatisme régissent en effet l'organisation stratigraphique des marges passives durant le Quaternaire terminal. La compréhension et la reconstitution des mécanismes de sédimentation associés aux cycles climatiques à partir de l'analyse de la colonne sédimentaire dépendent essentiellement de la capacité du système à enregistrer, à conserver ces cycles (accommodation, dépôt et préservation) et à différencier les cycles successifs voire les étapes intermédiaires de chaque cycle.

Dans le Golfe du Lion, plusieurs conditions sont réunies pour enregistrer les fluctuations climatiques du Quaternaire terminal. La construction de la marge est fortement contrôlée par les variations quaternaires glaciaires/interglaciaires du niveau marin et par une subsidence importante et régulière du bassin qui conduisent au dépôt et à la préservation de différents types de corps sédimentaires sur la plateforme (Berné *et al.*, 1998; Rabineau *et al.*, 1998). Une partie de l'apport sédimentaire excédentaire n'est pas déposée sur la plateforme et alimente directement la pente continentale (Lofi *et al.*, 2003), l'éventail sous-marin profond du Petit-Rhône (Droz and Bellaiche, 1985) et la Ride sédimentaire Pyrénéo-Languedocienne (Berné *et al.*, 1999). De par la quantité des sédiments déposés et préservés, le Golfe du Lion constitue donc une zone idéale pour étudier l'impact des fluctuations du niveau marin sur les séquences sédimentaires. Il permet, en particulier, une analyse détaillée des facteurs locaux et globaux qui contrôlent la formation des séquences de dépôt mises en place pendant le Pléistocène supérieur et l'Holocène.



CHAPITRE - II

LA CONCEPTION D'UN MODELE GEOLOGIQUE

(Données, Traitements et Interprétations)



INTRODUCTION

Depuis les années 90, la marge du Golfe du Lion a été l'objet d'un programme très ambitieux d'exploration géophysique et sédimentaire. Une plateforme continentale développée, poursuivie par une pente incisée de nombreux canyons sous-marins et un glacis recouvert d'édifices sédimentaires imposants, sont autant d'arguments pour faire de ce site un modèle sédimentaire et stratigraphique de dépôt unique. La quantité considérable de données disponibles dans une zone d'étude (Figure II.1) d'environ 250 x 150 km, est un avantage important pour l'analyse détaillée des systèmes sédimentaires. La morphologie des fonds

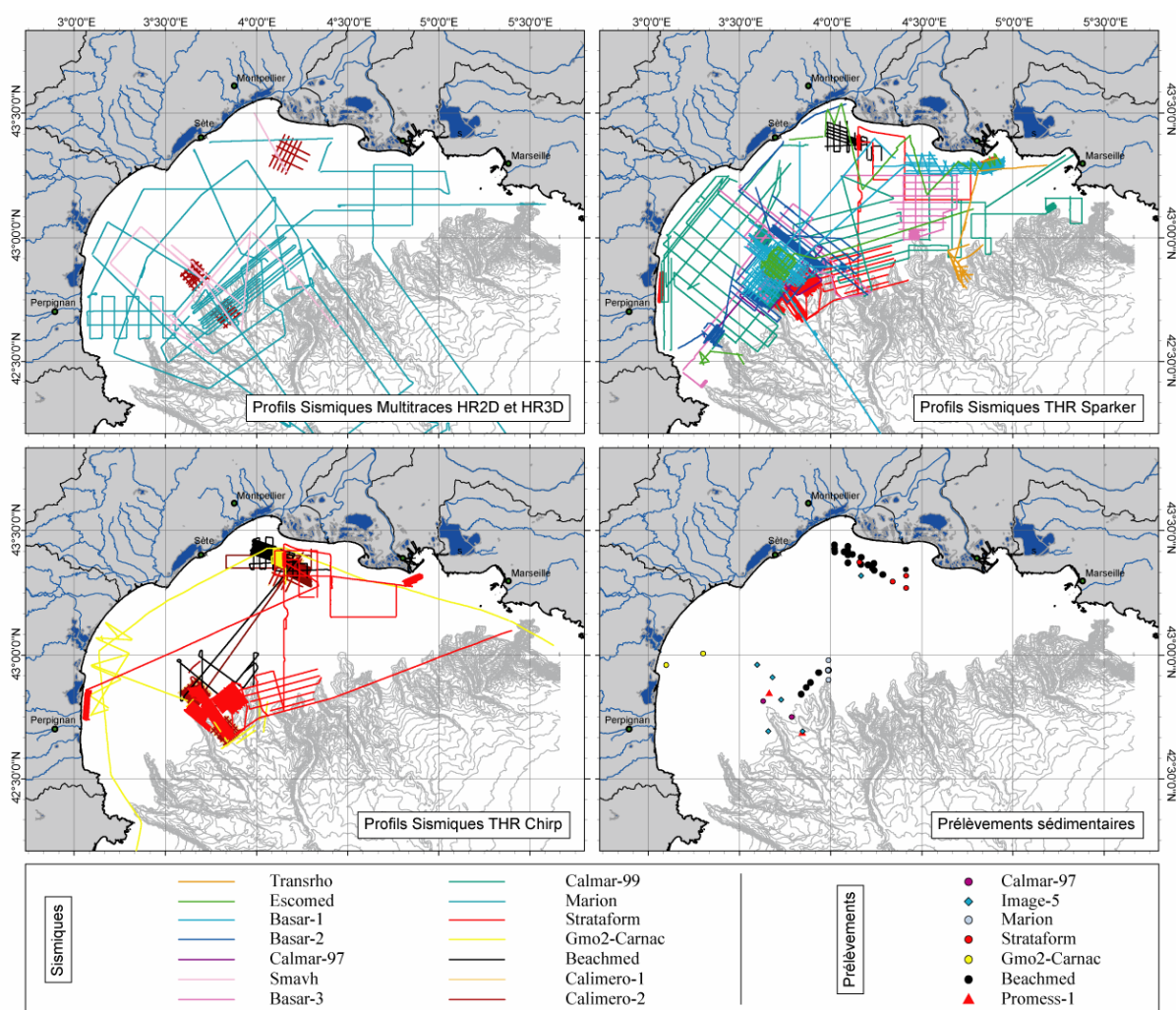


Figure II.1: Plan de positionnement des profils géophysiques (sismiques) et des prélèvements sédimentaires (carottes et forages) analysés dans cette étude et acquis au cours des nombreuses campagnes à la mer réalisées dans le Golfe du Lion (cf Tableau II.1).

marins connue grâce à une bathymétrie très précise, couplée à un modèle stratigraphique établi à partir de nombreux profils sismiques réflexions (2D/3D-HR/THR) et des prélèvements sédimentaires, ont permis une étude intégrée jusqu'à la modélisation stratigraphique des unités sédimentaires (*cf* Chapitre III).

Missions	Année	Zone d'étude	Données utilisées
Transrho	1991	Plateforme et pente (entre canyons Petit- et Grand-Rhône).	EM12D, Sparker.
Escomed	1992	Plateforme (delta Rhône, large Sète).	Sparker.
Basar1	1994	Plateforme (large Sète).	Sparker.
Basar2	1995	Plateforme et pente (canyon Lacaze-Duthiers, large Sète).	EM950, Sparker.
Calmar-97	1997	Pente (ouest Golfe du Lion).	EM12D, EM950, Sparker.
Smavh	1998	Plateforme et pente (Golfe du Lion).	2D HR24tr.
Basar3	1998	Plateforme (prodelta Rhône, canyon Petit-Rhône).	EM1000, Sparker.
Calmar-99	1999	Plateforme et pente (ouest Golfe du Lion, canyon Bourcart).	EM1000, Sparker.
Image-5	1999	Plateforme et pente (prodelta Rhône, Interfluve Bourcart-Hérault).	Carottages.
Marion	2000	Plateforme et pente (Golfe du Lion).	EM300, 2D HR24tr.
Strataform	2002	Plateforme et pente (prodelta Rhône, Interfluve Bourcart-Hérault).	EM300, EM1000, Sparker, Chirp, 2.5 kHz, Carottages.
Gmo2-Carnac	2002	Plateforme et pente (ouest Golfe du Lion, canyon Bourcart).	EM300, Chirp, Carottages.
Beachmed	2004	Plateforme et pente (prodelta Rhône, large Sète).	EM1000, Sparker, Chirp, Carottages.
Calimero-1	2004	Plateforme et pente (prodelta Rhône, Interfluve Bourcart-Hérault).	EM1002s, SBP120.
Eurostrataform	2004	Plateforme et pente (Cap Creus).	Chirp.
Promess-1	2004	Plateforme et pente (Interfluve Bourcart-Hérault).	Carottages.
Calimero-2	2005	Plateforme et pente (prodelta Rhône, Interfluve Bourcart-Hérault).	EM300, 2D HR24-72tr, 3D HR96tr, Chirp.
Calimero-3	2006	Plateforme et pente (prodelta Rhône, Interfluve Bourcart-Hérault).	Carottages.

Tableau II.1: Campagnes à la mer dans le Golfe du Lion et types de données acquises et utilisées au cours de cette étude.

Les acquisitions initialement menées dans le cadre du projet "Golfe du Lion" de l'Ifremer ont été récemment enrichies par des études soutenues par les projets européens Eurodelta, Eurostrataform, Beachmed et Promess-1 et les programmes nationaux du GDR-Marges, Calimero et de l'ANR-Sesame. Ces projets ont contribué à accroître la base de données géophysiques et sédimentaires. Toutes ces données bathymétriques, sismiques et sédimentologiques sont intégrées dans un Système d'Information Géographique (SIG-Arview) dédié spécifiquement au Golfe du Lion. Il permet d'archiver et de représenter à la fois les métadonnées, les données et les interprétations (MNT, isopaques, etc ...).

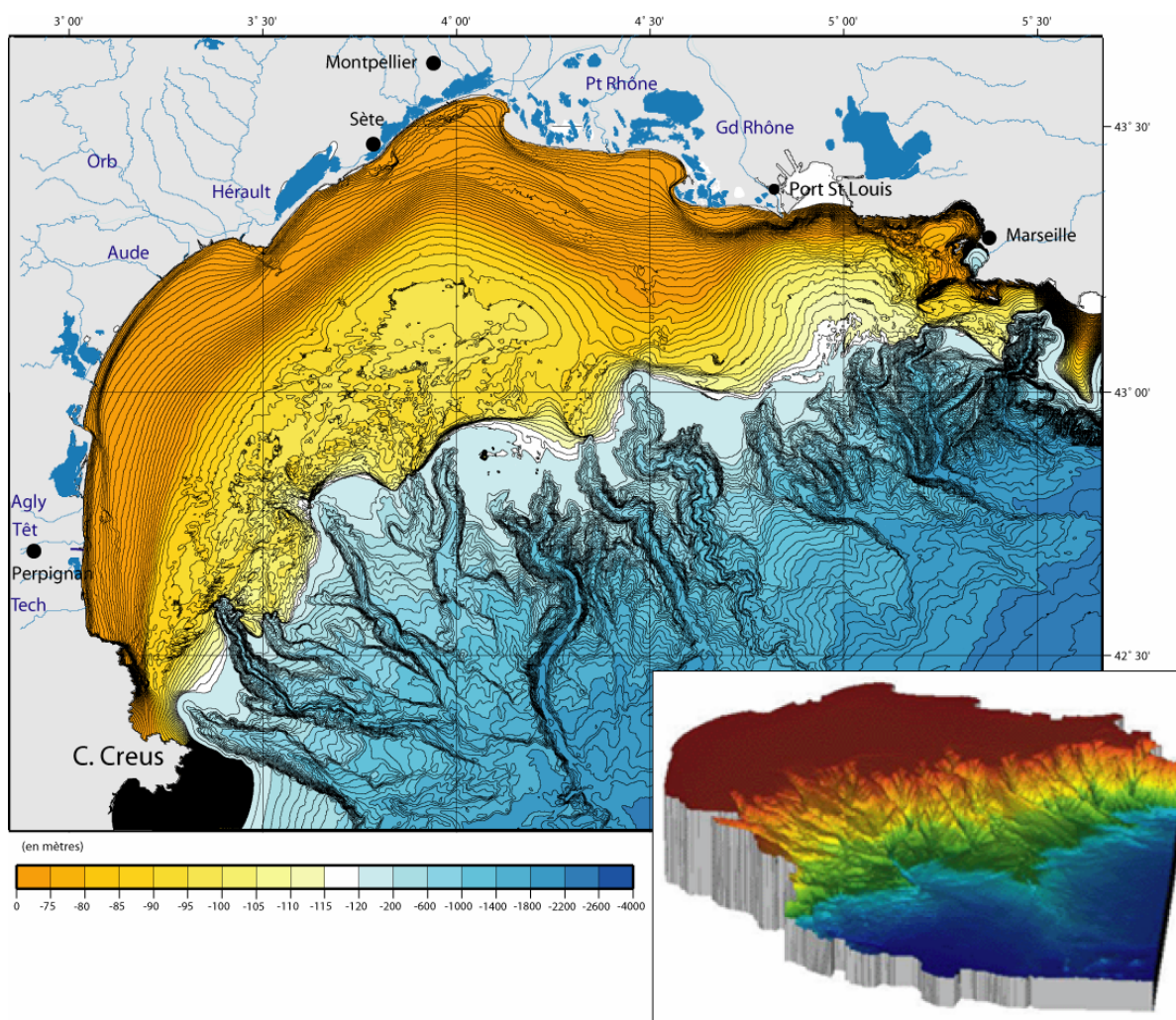


Figure II.2: Cartes bathymétriques 2D et 3D du Golfe du Lion obtenues à partir de la synthèse cartographique des données du SHOM et de l'Ifremer (d'après Berné et al., 2002a, 2004).

L'étude multidisciplinaire, menée au cours de cette thèse, se base ainsi sur l'exploitation de ces nombreuses données (Tableau II.1 et Figure II.1), acquises sur la plateforme et la partie supérieure de la pente continentale du Golfe du Lion. La description

des différents types de données et des méthodes d'exploitation est l'objet de ce chapitre. L'acquisition, le traitement et la valorisation de ces informations scientifiques ont, en effet, demandé l'utilisation de différents outils d'investigation et de différentes méthodes de traitement, ainsi que le concours de nombreuses disciplines pour l'interprétation et l'intégration à un modèle géologique et sédimentaire spécifique au Golfe du Lion.

II.1. MORPHO-BATHYMÉTRIE DES FONDS MARINS (Données de bathymétrie)

II.1.1. Cartographie de la plateforme continentale (données du SHOM)

La base de données bathymétriques de la plateforme du Golfe du Lion (Figure II.2) est issue de la compilation de 76 *minutes de sondes* à l'échelle 1/10 000 pour des profondeurs d'eau comprises entre 0 et 50 m, et de 54 minutes de sondes à l'échelle 1/20 000 pour des profondeurs d'eau comprises entre 50 et 150 m. Ces données, acquises dans les années 70 et 80 par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), étaient positionnées par le système radio-électrique Syledis, donnant une précision horizontale de l'ordre de la dizaine de mètres. L'interprétation et le contourage manuel des isobathes (tous les mètres) et leur numérisation ont permis de faire une analyse et une interpolation géostatistique afin de créer un Modèle Numérique de Terrain à l'échelle 1/100 000 au pas de 100 m (Berné *et al.*, 2002a, 2004).

II.1.2. Bathymétries détaillées (données des sondeurs multifaisceaux)

Les sondeurs multifaisceaux représentent un moyen très efficace de cartographie bathymétrique précise. Afin de compléter la carte du plateau vers le domaine profond (au-delà de 150 m) et de détailler plusieurs zones de la plateforme du Golfe du Lion, présentant des particularités morphologiques intéressantes, des levés ont donc été effectués grâce aux **sondeurs multifaisceaux EM12D, EM300, et EM1000** de l'Ifremer (N/O L'Atalante, L'Europe et Le Suroît) et à l'**EM1002S** du SHOM (N/O Beautemps-Beaupré). Les caractéristiques techniques de ces sondeurs sont détaillées dans le tableau II.2.

Sondeur	EM12D	EM300	EM1000	EM1002S
Constructeur	Kongsberg Simrad (N)	Kongsberg Simrad (N)	Kongsberg Simrad (N)	Kongsberg Simrad (N)
Fréquence	13 kHz	32 kHz	95 kHz	95 kHz
Profondeur	50-12000 m	20-4000 m	10-1500 m	10-400 m
Antennes	Planes	Planes	Circulaires	Circulaires
Ouverture angulaire	150°	140°	150°	150°
Faisceaux	162	135	60	111
Emission/réception	1.8 x 3.5°	1 x 2°	3 x 3°	2 x 2°

Tableau II.2: Caractéristiques techniques des sondeurs multifaisceaux de l'Ifremer et du SHOM.

II.1.2.A Acquisition des données bathymétriques

Les sondeurs multifaisceaux permettent d'obtenir de manière précise et rapide à la fois des relevés topographiques du relief sous-marin (bathymétrie) et des images acoustiques présentant la réflectivité du signal sur le fond, et donc d'en déduire sa nature (imagerie). L'exploration du fond se fait sur des fauchées larges de 5 à 7 fois la profondeur d'eau. L'assemblage des données acquises le long de profils parallèles permet la cartographie complète des fonds marins.

Ces systèmes fonctionnent selon la technique des faisceaux croisés. Une impulsion sonore est émise au travers d'un lobe d'émission étroit dans la direction longitudinale (de l'ordre de 1 à 5°) et large transversalement (typiquement 150°). La réception se fait selon des faisceaux étroits dans le plan transversal (de l'ordre de 1 à 5°). La zone du fond explorée ("zone insonifiée") est l'intersection entre le lobe d'émission et le faisceau de réception (Figure II.3).

La bathymétrie consiste à exploiter les signaux de chaque faisceau pour déterminer l'instant de retour de l'impulsion sonore (détection bathymétrique par amplitude ou par phase/interférométrie) et calculer simultanément la profondeur (sonde) à partir du temps de propagation du son dans l'eau. Sur le navire, c'est l'association du système de positionnement par système GPS différentiel avec une centrale d'attitude utilisant des techniques inertielles qui permet d'obtenir l'orientation précise des faisceaux par rapport à la verticale du lieu et la

position géographique de chaque sonde. Des mesures de célérité régulières (bathysonde ou sondes XBT/XCTD) aident également à déterminer la courbure des rayons sonores dans l'eau.

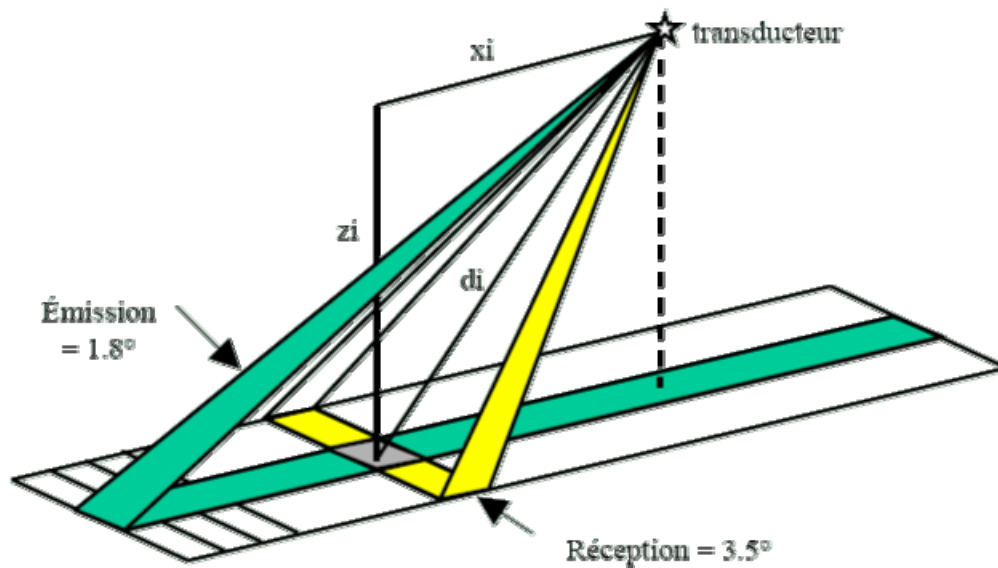


Figure II.3: Acquisition d'un sondeur multifaisceaux (ex:EM12D): la technique des faisceaux croisés.

Suivant la fréquence et la durée de l'impulsion acoustique émise, ces systèmes vont favoriser la portée (amortissement du son dans l'eau), la pénétration dans les sédiments (important pour la réflectivité) ou la résolution spatiale du signal (distinction de deux objets proches). Cette dernière est bien différente en fonction des systèmes et peut aller, par exemple, d'une empreinte de 31 x 61 m pour l'**EM12D**, à 17 x 35 m pour l'**EM300** à une profondeur P de 1 000 m. Alors que la précision (estimation de la profondeur) varie de 9 m (P= 4 500 m) pour l'**EM12D**, de 0,3 m (P=140 m) pour l'**EM1000** et de 0,2 m (P=140 m) pour l'**EM1002S** au niveau des faisceaux centraux.

II.1.2.B Traitement et cartographie numérique

Les données bathymétriques, utilisées dans cette étude, sont des compilations de levés acquis par différents sondeurs multifaisceaux (Tableau II-2). Les données ont pour la plupart été traitées par le service cartographie du département Géosciences Marines de l'Ifremer grâce à des logiciels développés spécifiquement pour l'exploitation des données des sondeurs multifaisceaux (**Caraïbes** et **SonarScope**). Ils s'inspirent grandement des principes de traitement du signal et de l'acoustique sous-marine.

Le logiciel *Caraïbes* (Cartographie Appliquée à l'Imagerie et la Bathymétrie des Sonars et sondeurs multifaisceaux) peut être utilisé, par exemple, pour la création de mosaïques de données et de modèles numériques de terrain (MNT). Ces cartes de bathymétrie et/ou d'imagerie sont le résultat de nombreux traitements qui sont appliqués aussi bien sur les données brutes (importation, fusion, extraction, édition de la navigation, projection, ...) que sur des données traitées (filtrage, visualisation, ...).

Le logiciel *SonarScope* a été développé plus récemment. Il est conçu pour traiter et visualiser la donnée et est spécialement adapté à l'analyse conjointe de données superposées (multicapteurs, multifréquences...). Outil de laboratoire destiné plus à l'analyse qu'à la production, il complète parfaitement les chaînes de traitements issues de *Caraïbes*.

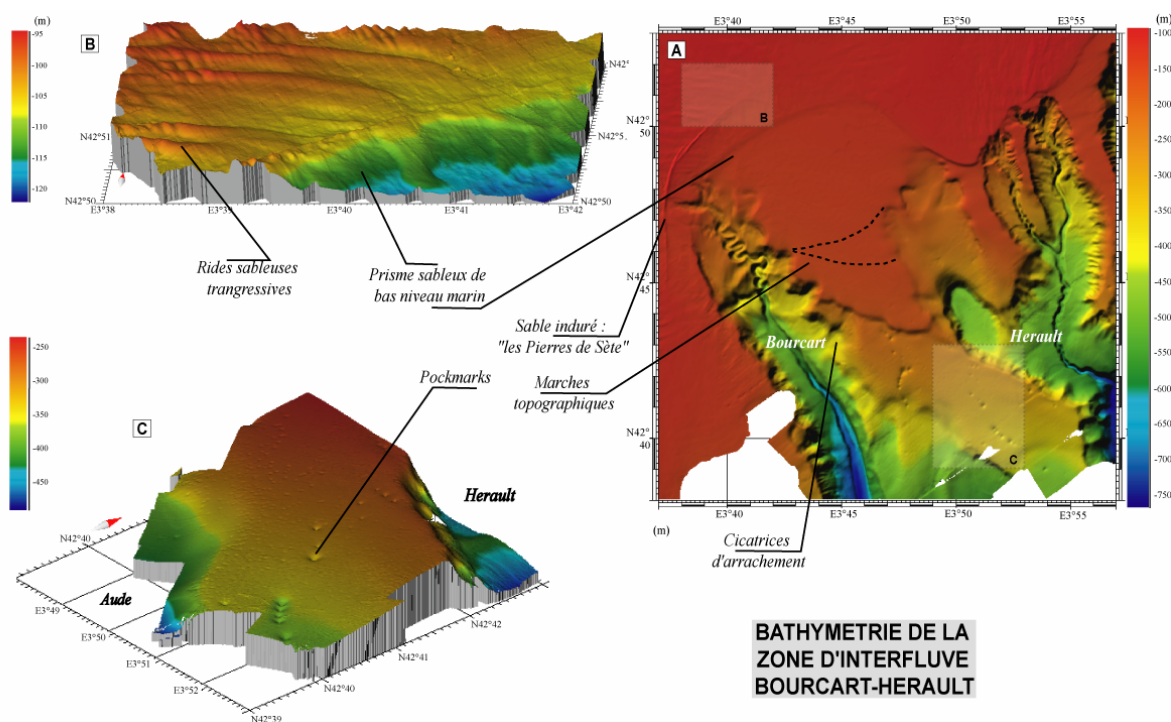


Figure II.4: Synthèses bathymétriques obtenues à partir des sondeurs multifaisceaux **A-** Bathymétrie détaillée de l'interfluve Bourcart-Hérault obtenue à partir des données multifaisceaux EM300 et EM1000, **B et C-** Agrandissements respectivement de la zone du prisme sableux sur la plateforme externe et de la partie supérieure de la pente continentale (Jouet, 2003).

Pour résumer, ces logiciels ont permis de fusionner les mesures bathymétriques provenant des sondeurs multifaisceaux avec les données traitées issues des minutes de sonde du SHOM et de dresser la carte bathymétrique du Golfe du Lion (Figure II.2). Des synthèses cartographiques très précises, combinant ces données, ont également pu être réalisées, par exemple sur l'Interfluve Bourcart-Hérault (Figure II.4). Ma contribution à l'exploitation de ces

nombreuses données s'est principalement manifestée par une participation au traitement des dernières campagnes (Beachmed et Caliméro). J'ai, en particulier, réalisé des synthèses et la représentation des MNTs au niveau de la plateforme du Golfe du Lion afin de faire une étude morphologique détaillée des fonds marins. *Caraïbes* et surtout *SonarScope* offrent l'opportunité de visualiser et d'exporter les MNTs vers des logiciels de représentation tels que *Fledermaus*, *Word Wind* (NASA), ou encore d'intégrer ces données et leurs interprétations dans le SIG Golfe du Lion.

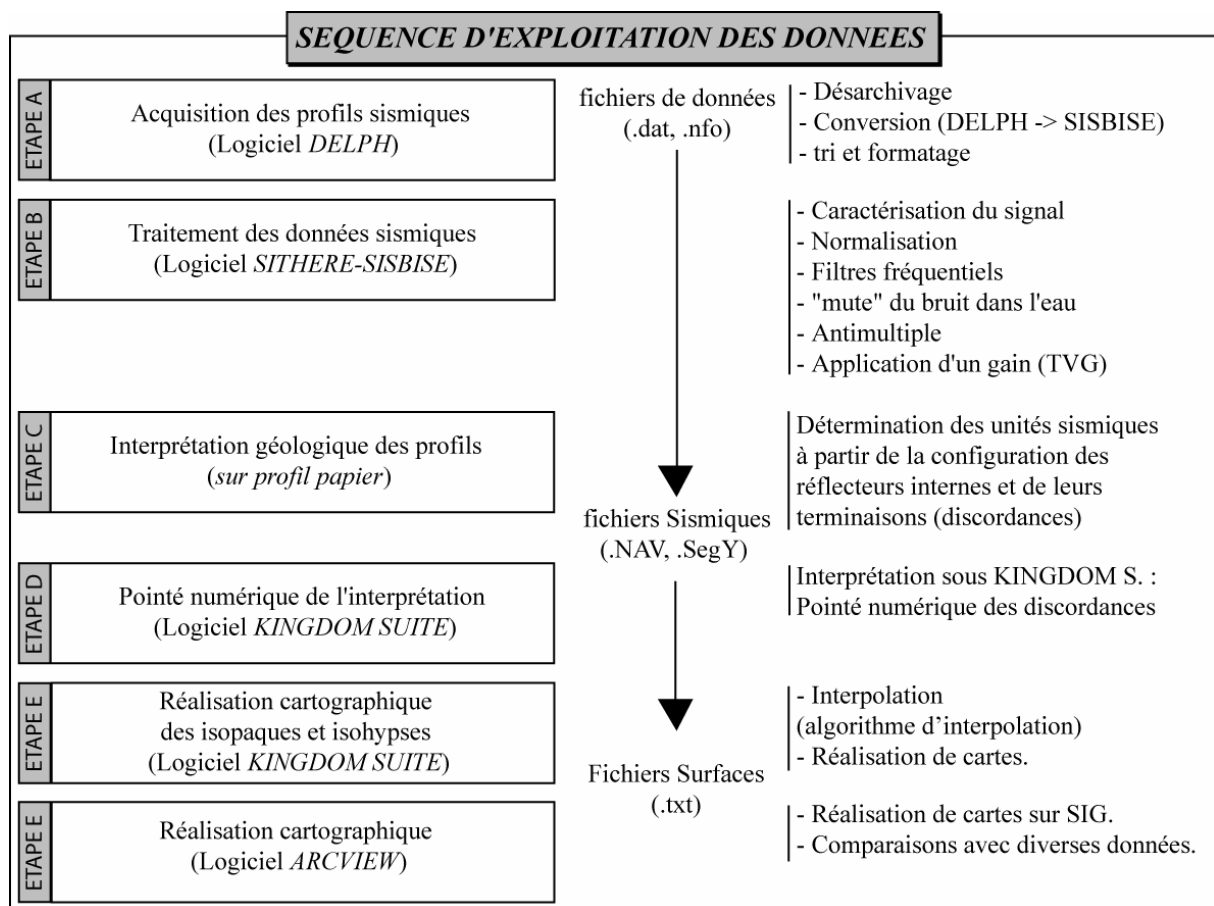


Figure II.5: Différentes étapes de la séquence d'exploitation des données de sismique réflexion THR2D Sparker.

II.2. EXPLORATION SISMO-STRATIGRAPHIQUE (Données de sismique réflexion)

L'étude stratigraphique a été menée grâce au traitement et à l'interprétation de plus de 6 000 km de profils géophysiques (Figure II.1). L'utilisation d'une large gamme de systèmes d'acquisition Haute Résolution (HR) et Très Haute Résolution (THR) a permis d'obtenir des

images à différentes résolutions des dépôts sédimentaires quaternaires de la plateforme du Golfe du Lion (épaisseur métrique ou décimétrique). La séquence de traitement permettant l'exploitation de ces données géophysiques comprend successivement (Figure II.5) l'acquisition des données, le traitement sismique et l'interprétation des profils pour parvenir à la réalisation de synthèses cartographiques.

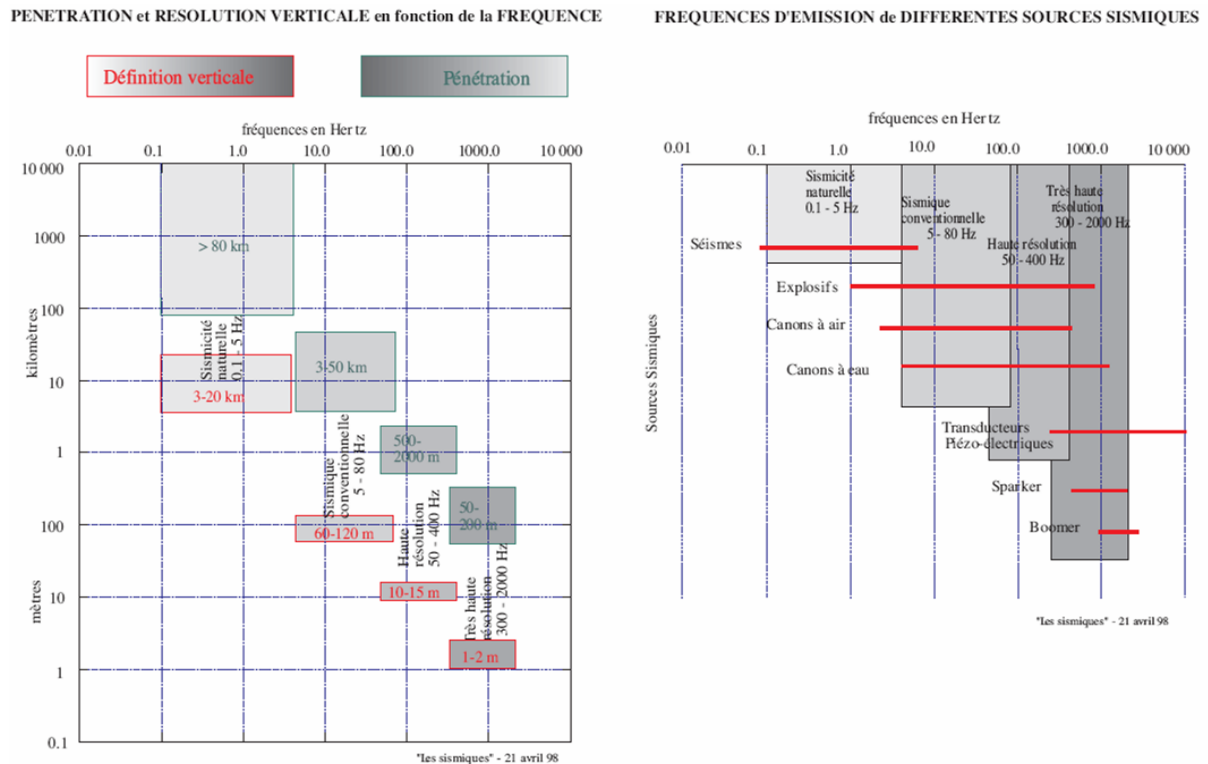


Figure II.6: La résolution et la pénétration des différentes fréquences utilisées en sismique réflexion (Nouzé and Chaucot, 1999).

II.2.1. Systèmes d'acquisition de sismique marine HR et THR

La sismique réflexion HR (50-400 Hz) et THR (300-5 000 Hz) utilise les principes de la réflexion du son à l'interface de deux milieux ayant une impédance acoustique différente (produit de la vitesse de propagation des ondes dans le milieu et de sa densité). L'énergie réfléchi par cette couche et enregistrée par des capteurs (hydrophones), est proportionnelle à l'amplitude du signal émis par la source et à l'importance du contraste d'impédance entre les deux couches (valeur absolue du coefficient de réflexion). Plus la fréquence de la source est élevée meilleure est la résolution (Figure II.6). En contrepartie, en raison de l'atténuation rapide des hautes fréquences dans le sous-sol, la profondeur de pénétration diminue rapidement. De même, le coefficient de réflexion peut être affecté de manière significative par

la rétrodiffusion due à la rugosité de l'interface qui est souvent du même ordre de grandeur que la résolution requise (Mosher and Simpkin, 1999). Pour les systèmes d'acquisition sismique HR et THR, l'enregistrement correspond à la convolution des coefficients de réflexion des différents interfaces avec l'émission, incorporant les effets des divers processus de perte d'énergie et de bruit (rétrodiffusion, absorption, bruit ambiant).

Des données sismiques acquises grâce à des systèmes différents d'acquisition ont été utilisées au cours de cette étude. Mais quelque soit la résolution souhaitée, la méthode employée est celle de la sismique réflexion; seuls diffèrent les types de récepteurs et de sources employés. Les ondes réfléchies issues de signaux émis par des sources HR et THR (vibreux, étinceleur ou canon à air) ont été enregistrées par un ensemble (monotrace) ou par plusieurs ensembles (multitraces) d'hydrophones.

II.2.1.A Sondeurs de sédiments THR (type Chirp et 2.5 kHz)

Le *sondeur de sédiments (Chirp)* est un système émetteur-récepteur (configuration monostatique) qui peut être fixé sous la coque d'un navire (Figure II.7 et II.8). En général, il travaille en parallèle d'autres systèmes d'acquisition sismique (Tableau II.1 et Figure II.1). Lors de plusieurs missions, il a été remplacé la nuit par un sondeur 2,5 kHz (pour cause de nuisances sonores). Le principe du *Chirp* est de se rapprocher le plus possible d'une source idéale qui fournirait assez d'énergie dans toutes les fréquences (Mosher and Simpkin, 1999). L'émission, obtenue à partir du sondeur du N/O Le Suroît, correspond à celle d'une impulsion longue (50 ms), modulée linéairement en temps et en fréquence (Schock *et al.*, 1989). Ainsi le spectre fréquentiel correspond à une porte rectangulaire ($\Delta f = 3\ 200$ Hz, $f_{\min} = 2\ 000$ Hz et $f_{\max} = 5\ 200$ Hz). La réponse impulsionnelle de la colonne stratigraphique (combinée aux bruits) est soumise à une autocorrélation avec l'onde émise (Figure II.7) préalablement enregistrée. Une compression d'impulsion (réduite de 80 fois au pic de corrélation) permettra d'augmenter la résolution verticale (Dubois, 2001).

La largeur de la bande passante en émission du *Chirp* autorise une meilleure résolution (haute fréquence) en surface et également une augmentation de la pénétration (basse fréquence). Le signal, modulé en fréquence, permet ainsi d'obtenir une définition verticale de l'ordre de 30-50 cm dans le meilleur des cas (Quinn *et al.*, 1998; Hearn and Hendrick, 2001). En effet, aux fréquences voisines de 3,6 kHz, l'absorption est relativement importante et la profondeur de pénétration n'excède pas la centaine de mètres dans les argiles. L'utilisation des sondeurs de sédiments est spécialement intéressante dans les zones de

sédiments fins, où ils donnent des résultats spectaculaires, alors que leurs performances sur des zones sableuses ou rocheuses sont limitées (Lurton, 2002). La résolution horizontale caractéristique de ces systèmes est de l'ordre de 1 à 2 m (Quinn *et al.*, 1998).

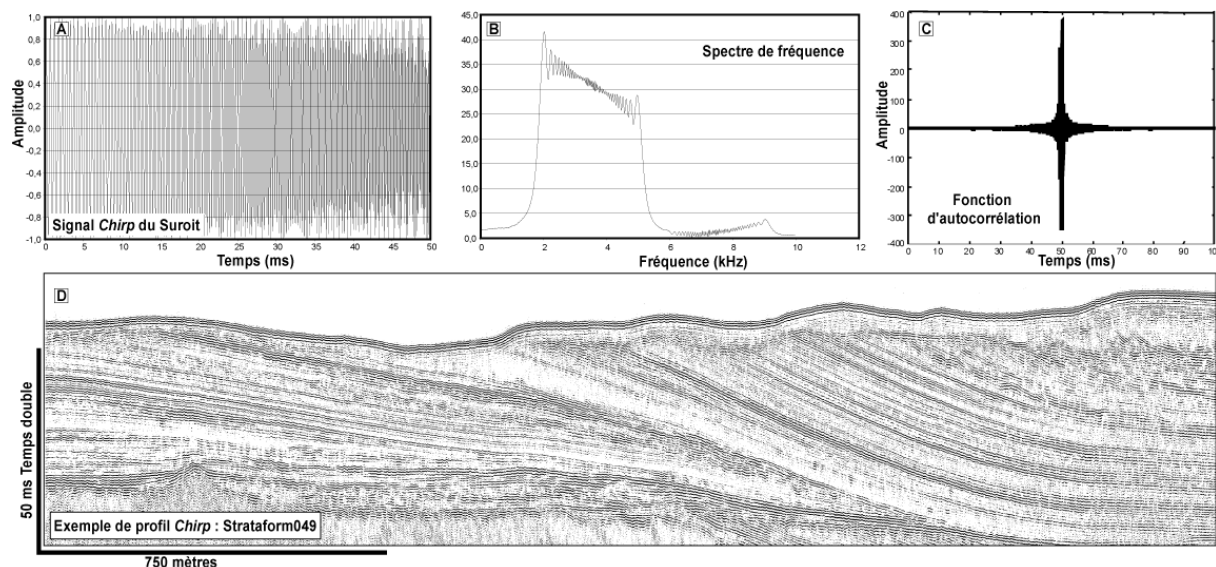


Figure II.7: Exemple d'acquisition à bord du navire N/O Le Suroît. **A-** Signal chirp émis pendant la mission Strataform. **B-** Signature spectrale montrant les modulations de fréquences entre 2,0 et 5,2 khz. **C-** Résultat de la fonction d'autocorrélation du signal par lui-même. **D-** Exemple d'un profil chirp de la mission Strataform sur l'interfluve Bourcart-Hérault (Golfe du Lion).

Les réflexions sur le fond fournies par un système **Chirp**, fluctuent en polarité entre deux traces adjacentes. La cause de ces artefacts pourrait provenir de changements dans le gradient des impédances acoustiques ou dans l'épaisseur des couches dans les sédiments les plus superficiels (Bull *et al.*, 1998). Ceci a des conséquences sur l'interprétation car les réflexions sismiques sont discontinues le long du profil.

II.2.1.B Sismique THR2D Sparker (Monotrace)

Le type de sismique le plus utilisé dans le cadre de cette étude est la sismique monotrace avec une source de type **Sparker** ou étincelleur (Tableau II.1 et Figure II.1). Le signal émis correspond à une décharge électrique de 4 000 V. La source impulsionnelle de type Sparker-SIG possède une fréquence utile variant entre 250 et 2 000 Hz pour une puissance régulièrement utilisée entre 500 à 1 000 joules. L'énergie libérée crée une bulle par cavitation qui envoie un signal vers le fond. La récupération de l'information s'effectue grâce

l'assemblage de quatre hydrophones contenus dans une flûte sismique configurée en monotrace (Figure II.8).

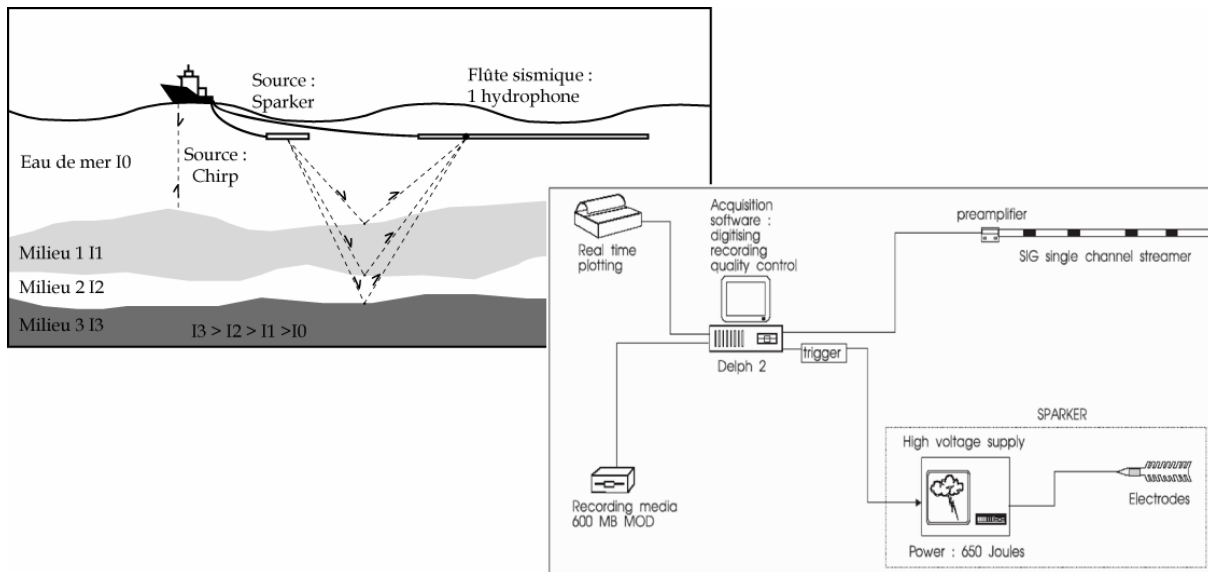


Figure II.8: Dispositif d'acquisition du sondeur de sédiments (type Chirp sur N/O Le Suroît) et de la THR Sparker monotrace ainsi que la chaîne d'acquisition (Ifremer).

Avec une pénétration théorique de plus d'une centaine de mètres dans du sédiment meuble, la résolution verticale du **Sparker** peut aller jusqu'à 1 m dans les parties superficielles pour une résolution horizontale d'environ 6 m. Bien sûr, ceci dépend des conditions d'acquisition (météo, vitesse du navire, cadence de tir...).

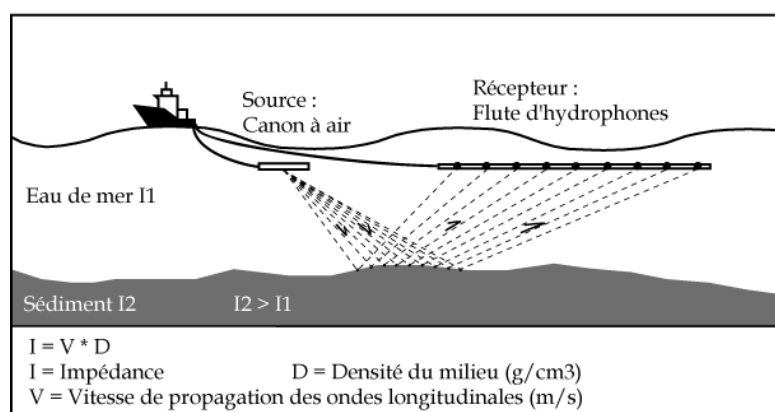


Figure II.9: Dispositif d'acquisition de la HR2D multitraces.

II.2.1.C Sismique HR2D 24-72 traces et HR3D 96 traces

L'Ifremer a développé un outil d'acquisition de données sismiques Haute Résolution (HR) 2D et 3D pour les études sédimentaires sur les marges. La sismique multitraces permet d'obtenir après traitement un enregistrement de meilleure qualité (augmentation du rapport Signal/Bruit) pour chaque zone imagée (CDP) (Figure II.9). Basée sur une technologie de pointe (flûtes numériques et système d'acquisition SERCEL), elle a permis l'acquisition de données en profil (2D) ou sur une boîte (3D) avec une résolution horizontale et verticale de quelques mètres (6.25 m dans le cas de la 3D Calimero) (Figure II.1). Cet outil a été mis en

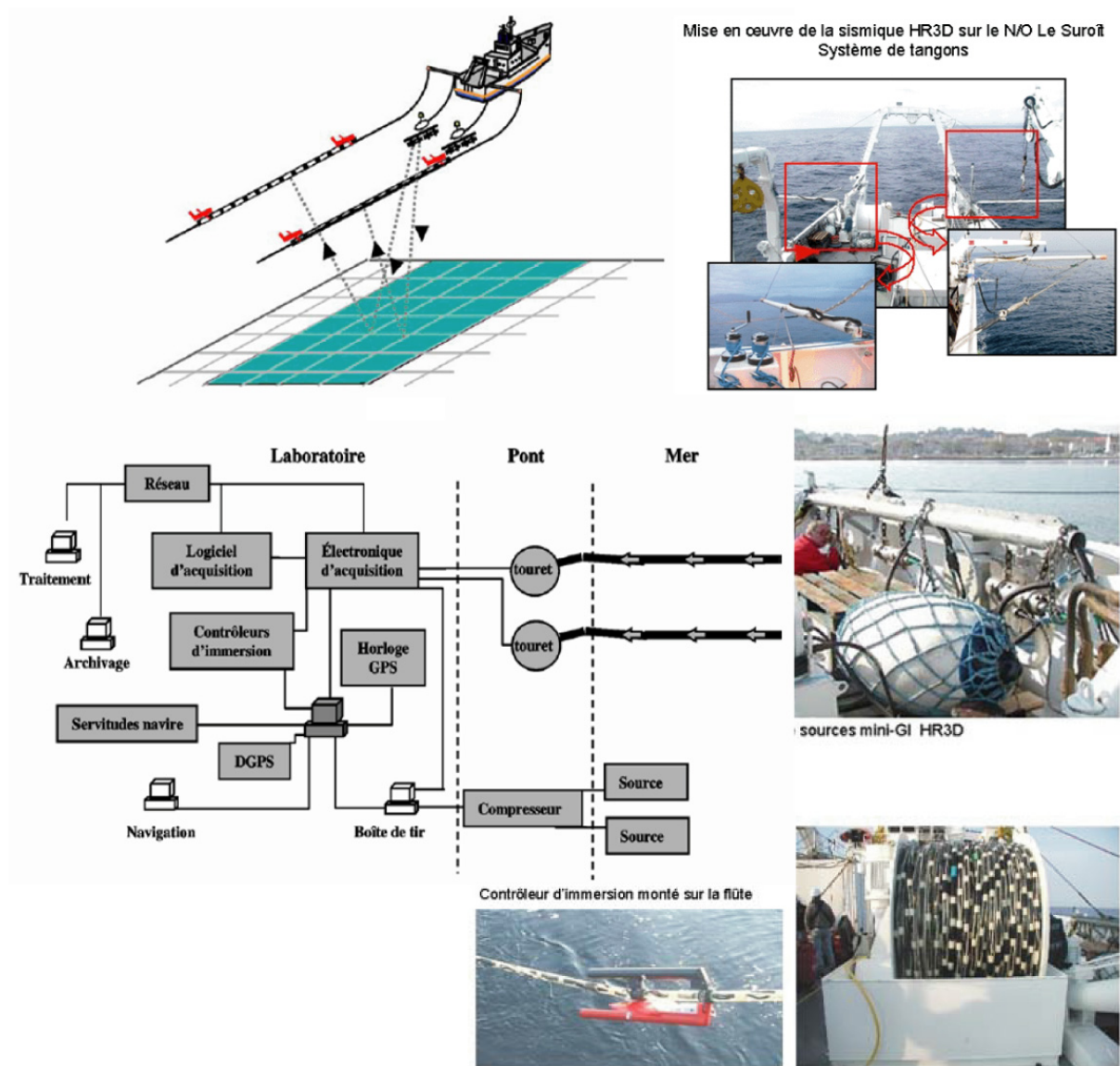


Figure II.10: Dispositif d'acquisition de la HR3D multitraces et chaîne d'acquisition mise en œuvre dans la cadre de la mission Calimero en 2005 (Thomas et al., 2004).

œuvre dans différentes configurations lors des missions à la mer Marion (2D) et Calimero-2 (2D et 3D) (Tableau II.1).

Le dispositif d'acquisition comprend une ou deux flûtes sismiques (Figures II.9 et II.10), un laboratoire d'acquisition sismique (SN408 HR), un ensemble de capteurs de servitude (positionnement DGPS des sources et contrôleurs d'immersion avec compas magnétiques intégrés), et les outils de contrôle qualité. Les sources de type mini-GI possèdent des gammes de fréquence de 50 à 250 Hz (fréquence centrale de 130 Hz), qui permettent une pénétration dans le sol de plusieurs centaines de mètres en fonction de la nature des sédiments. Pour des profondeurs d'eau entre 150 et 2 000 m, la résolution verticale peut atteindre environ 2 m alors qu'horizontalement, elle est d'environ 10 m.

Dispositif HR2D - (Figure II.9)	Dispositif HR3D - (Figure II.10)
1 flûte de 24 à 72 traces de 6.25 m (8 hydrophones par trace).	2 flûtes de 48 traces de 6.25 m (8 hydrophones par trace) espacées de 25 m.
1 source mini-GI.	2 sources mini-GI espacées de 12.5 m et fonctionnant en mode flip/flop.
<i>Offset minimum de 60 – 80 m et maximum de 530 m.</i>	<i>Offset minimum de 80 m, offset maximum de 380 m.</i>

Tableau II.3: Caractéristiques techniques des sismiques multitraces HR2D et HR3D de l'IFREMER.

Malgré les difficultés liées à la mise en œuvre de l'acquisition, l'exploration sismique marine HR et THR reste le meilleur moyen d'appréhender les structures internes d'un corps sédimentaire.

II.2.2. Traitement des données sismiques

II.2.2.A Traitements sismiques classiques

Avant de pouvoir interpréter les profils de sismiques, une longue phase de désarchivage, conversion de format, tri et formatage des fichiers et un traitement cohérent des données sismiques a souvent été nécessaire dans le but d'améliorer et d'augmenter le rapport signal/bruit. Bien évidemment, le type de traitement du signal appliqué est dépendant des systèmes d'acquisition (monotrace ou multitraces) mais aussi des fréquences échantillonnées. Ce travail très important a été rendu possible grâce à la participation de plusieurs techniciens

et stagiaires à l'Ifremer pendant ces 4 dernières années. Mais la majeure partie du travail de traitement, d'interprétation a été spécifiquement réalisée dans le cadre de cette thèse.

Pour les données de sondeur de sédiments, le traitement est assez simple dans la mesure où le spectre fréquentiel est plus étroit et plus haute fréquence. Le système d'acquisition *Chirp* correspond déjà au traitement principal de cette sismique par autocorrélation de la signature de la source avec l'enregistrement du signal en retour (cf II.2.1.A). Suivant les profils, des traitements complémentaires ont pu être appliqués grâce au logiciel de traitement *Sisbise* de l'Ifremer (Lericolais *et al.*, 1990; Nouzé, 2003) ou par l'intermédiaire d'une routine développée sur *Matlab* (Pacault *et al.*, 2004); en particulier, le filtrage fréquentiel passe-bande entre 2 000 et 4 800 Hz, la correction de divergence sphérique et l'application d'un gain linéaire (TVG) à partir du fond de l'eau afin de compenser l'atténuation du signal avec la profondeur. Le calcul d'attributs sismiques tels que l'amplitude instantanée (visualisation de l'enveloppe du signal) et la conversion en dB (Pacault *et al.*, 2005) ont été également mis en œuvre pour faciliter la représentation des strates sédimentaires imagées (Figure II.11).

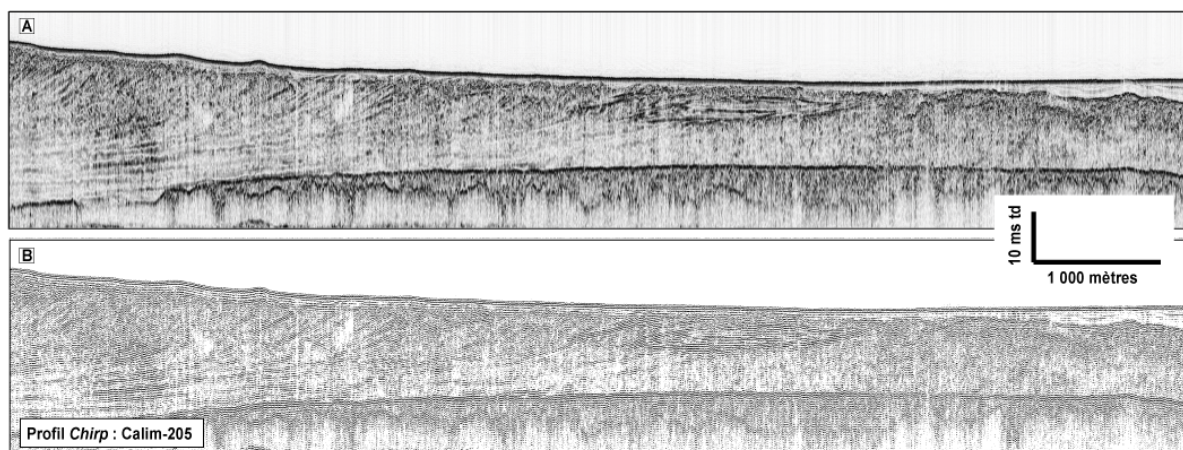


Figure II.11: Comparaison d'un profil sismique Chirp **A-** après traitement en enveloppe (attribut sismique: amplitude) ou **B-** en représentation classique.

Le traitement des profils de sismique monotrace *Sparker* a nécessité un traitement plus élaboré sous *Sisbise* (Lericolais *et al.*, 1990; Nouzé, 1993). La caractérisation du signal par l'intermédiaire de sismogrammes et de spectres de fréquence, a permis d'évaluer sa normalisation et de limiter la bande passante des fréquences grâce à des filtres fréquentiels de type "Butterworth". Les fréquences de coupure se situent en général autour de 250 Hz et

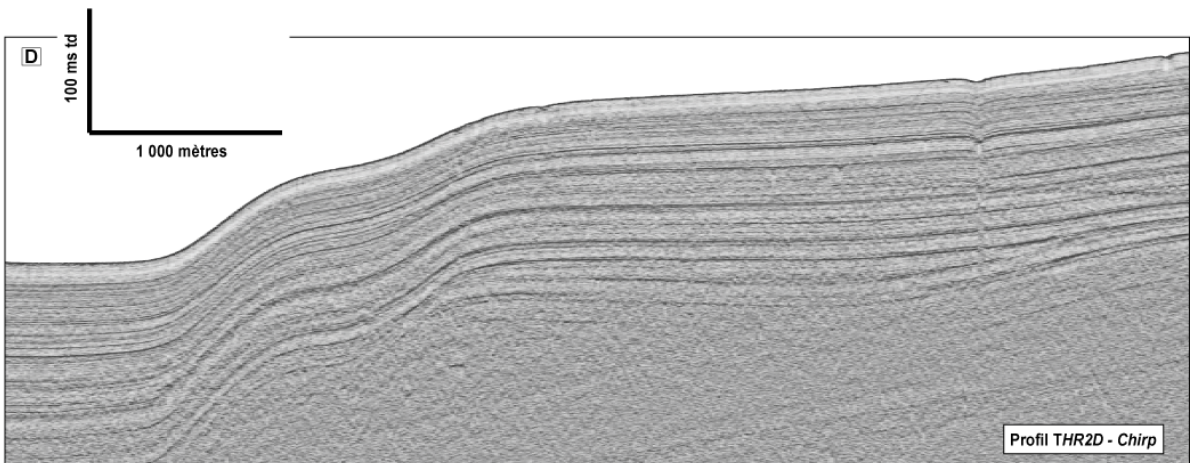
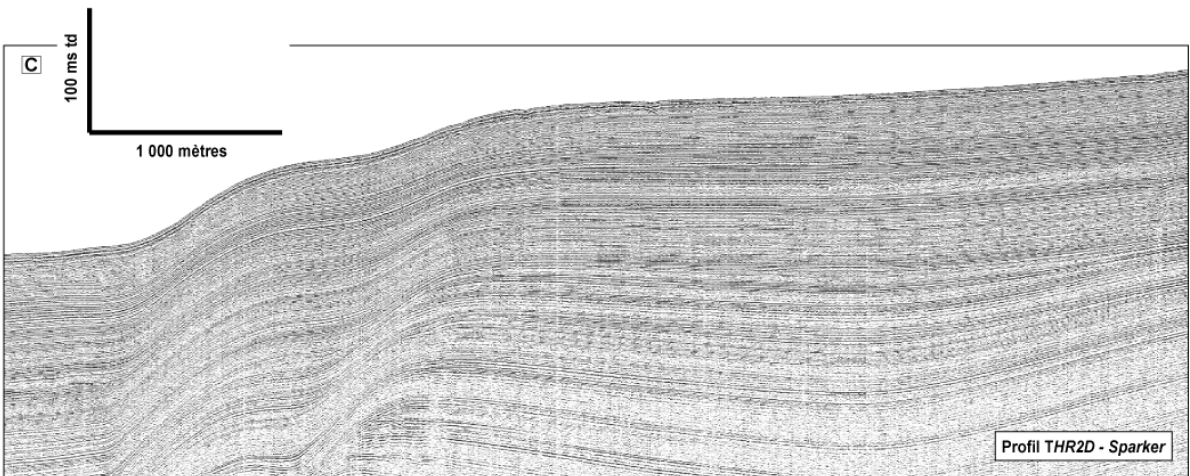
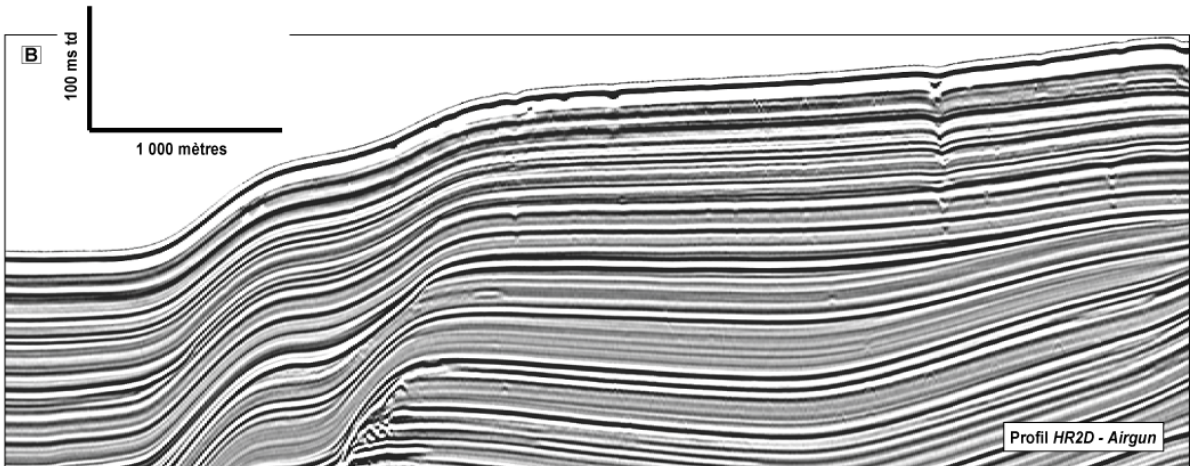
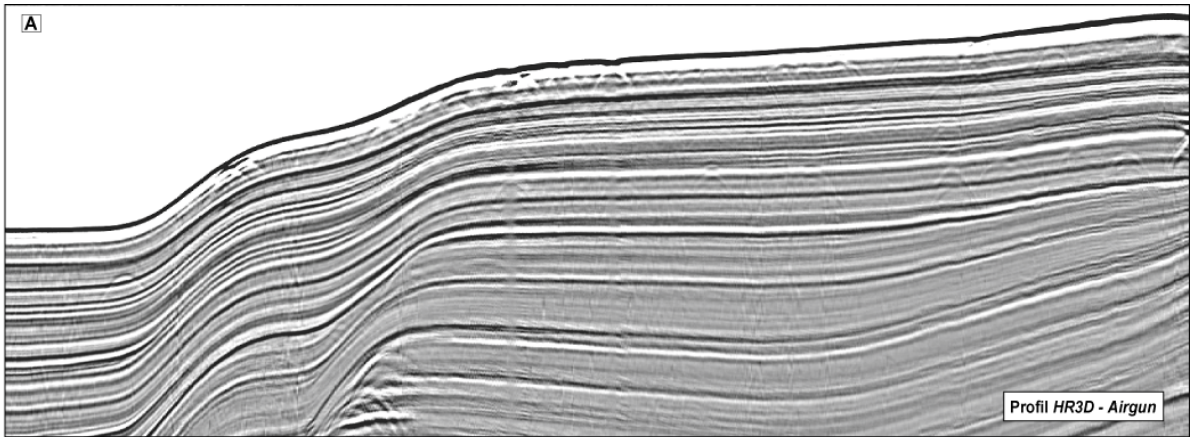
1 200 Hz. Comme pour les données de sondeur de sédiments, la perte d'énergie avec la profondeur a été compensée par l'application d'un gain linéaire augmentant avec la profondeur (TVG). La suppression du bruit dans l'eau a été effectuée par "mute" des valeurs d'amplitude de la partie située entre la surface et le fond de l'eau. Un anti-multiple a également été appliqué mais avec une efficacité assez limitée.

L'acquisition de la sismique multitraces est plus complexe et les données subissent un traitement plus complet. La méthode (Figure II.9) implique que, lors de l'acquisition, chaque CDP est reconnu plusieurs fois lors de tirs sismiques différents et par des couples émetteurs-récepteurs différents (offsets sismiques différentes). C'est l'addition, pour chaque CDP, des nombreuses traces enregistrées (nombre de trace dépendant de la couverture sismique) qui permettra de mettre en phase les amplitudes à signification "géologique" et de les renforcer, ainsi que de diminuer de la même façon les bruits aléatoires.

Le traitement des missions multitraces (Marion et Calimero) a été réalisé par les logiciels *Promax* et *Geovecteur* (Estelle Théreau) ou est en cours grâce à des développements sous *Matlab* (Yannick Thomas). Ce type de sismique, que ce soit en 2D ou 3D, nécessite un bon positionnement des sources et des récepteurs afin de calculer la position des réflexions sur le fond de l'eau. Avant la sommation des traces par CDP, un ensemble de traitements pré-Stack de filtrage des données est effectué. Ils sont du même type que ceux qui sont appliqués en monotraces (Filtres fréquentiels, antimultiple, déconvolution prédictive). L'analyse des vitesses sismiques et les corrections dynamiques NMO (prise en compte des différences d'offsets sismiques) permettent la sommation des traces (Stack) pour chaque CDP. Les profils de la campagne Marion et Calimero-2 ont ensuite été migrés dans un premier temps à vitesse constante.

Le bloc sismique HR3D de Calimero-2 (2 x 48 traces de 6,25 m) a été acquis en octobre 2005 et le traitement, beaucoup plus complexe, demande beaucoup de temps. Actuellement, un cube "NMO/Stack" a été généré à vitesse constante par l'équipe de TSI (Ifremer) et corrigé des erreurs de positionnement. Une analyse des géométries des réflecteurs est en cours en vue d'analyser les vitesses à horizon consistant 2D.

Figure 12 : Comparaison des "sismiques réflexions" sur l'interfluve Bourcart-Hérault (Golfe du Lion); Echelle verticale: 350-700 ms-twt. **A-** Profil de HR3D 96 tr. **B-** Profil de HR2D 72 tr. **C-** Profil de THR2D Sparker. **D-** Profil de THR2D Chirp. ►



Le principal résultat de ces traitements est d'obtenir des sections sismiques qui sont "lisibles" et interprétables. La particularité de cette étude est le nombre de profils disponibles et la possibilité d'interpréter les structures sédimentaires à plusieurs échelles et à plusieurs résolutions (Figure II.12). La seconde partie du traitement concerne la préparation et l'exportation de ces profils (données sismiques au format Seg-Y et Navigation) vers le logiciel d'aide à l'interprétation *Kingdom Suite*.

II.2.2.B Traitements sismiques spécifiques (Calimero et Sesame)

Grâce au développement de nouvelles méthodes de traitement des données sismiques, il est désormais possible, aussi bien pour des données THR et HR, d'accéder à certains paramètres physiques des milieux traversés: vitesses des ondes sismiques, mais aussi caractéristiques rhéologiques. Le programme de recherche, mené conjointement dans le cadre des projets Calimero et Sesame, a abouti à l'acquisition de sismique HR2D 72 traces et HR3D 96 traces au niveau des 2 sites de forage de Promess-1. Ces données de multitraces HR2D et HR3D sont actuellement en cours de traitement.

Les premiers travaux menés sur la HR2D ont été primordiaux pour l'établissement des vitesses au droit des forages Promess. En effet, l'analyse de vitesse NMO sur deux profils sismiques HR2D de la campagne Calimero-2 recoupant le forage Promess PRGL1-1 a permis de tester une méthode en développement d'analyse de cohérence à horizon consistant (développée par Thomas, Marsset et Gaillot, résumé dans Théreau, 2006) en s'appuyant sur l'interprétation stratigraphique des séquences principales (Figure II.13). Après un pointé numérique des limites de séquences sur deux profils stackés à vitesse constante, un pointé manuel des vitesses RMS tous les 150 m et automatique des vitesses RMS pour tous les CMP pour chaque horizon (*Promax*), le traitement a conduit à une estimation des vitesses d'intervalle autour du forage Promess PRGL1-1.

Pour chacun des profils, cinq zones de 100 CMP consécutifs (312 m) ont été sélectionnées (l'une centrée sur le forage), de manière à observer l'évolution de la vitesse d'intervalle, de l'épaisseur et de la profondeur des couches le long du profil (Figure II.13). Pour chaque section de 100 CMP, des statistiques ont été calculées sur les vitesses RMS, les vitesses d'intervalle, les épaisseurs des couches (moyennes et écart-types) et les profondeurs des horizons et cumul des erreurs des épaisseurs des couches situées au-dessus.

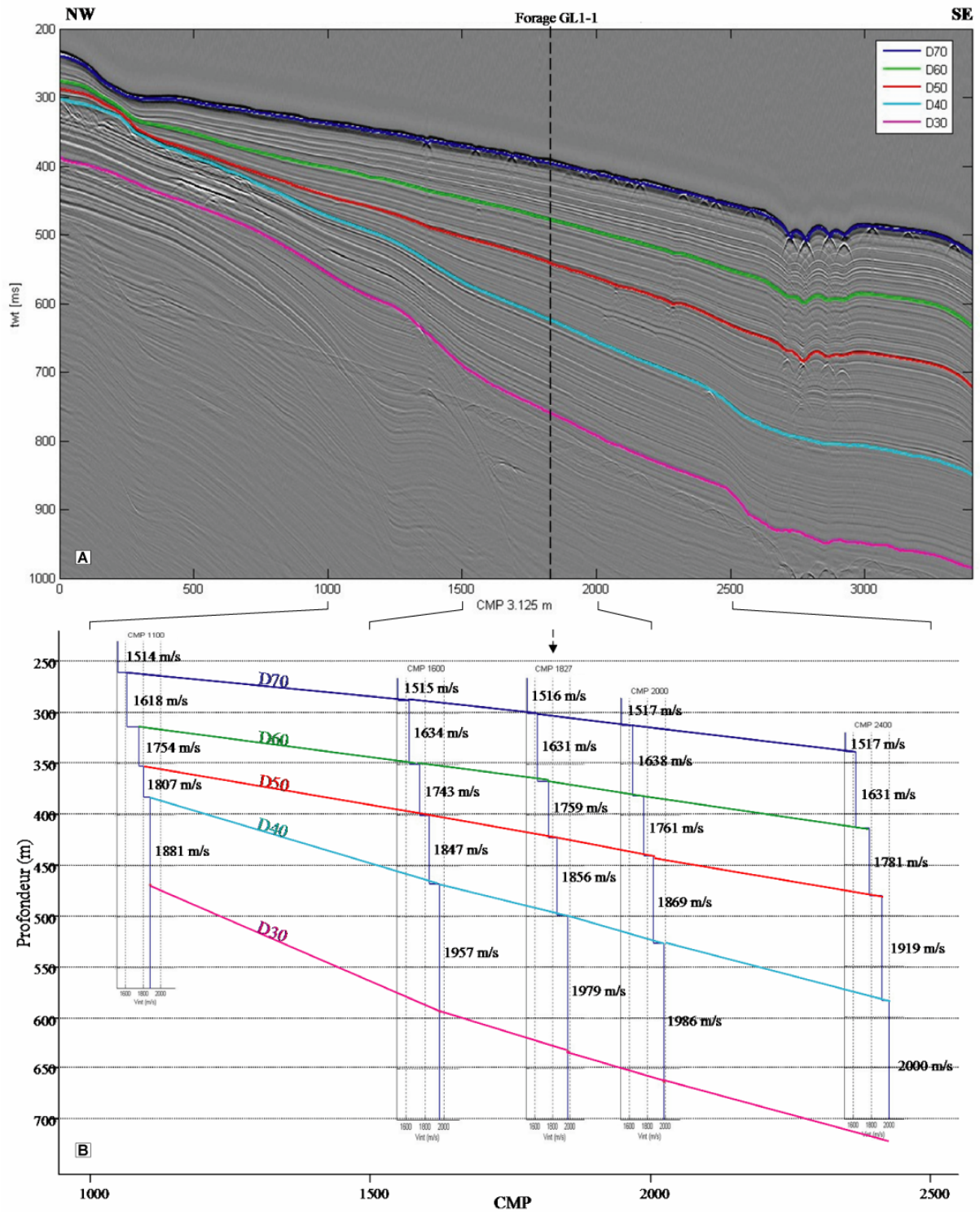


Figure II.13: Méthode d'analyse de vitesse NMO horizon consistant (HVA). **A-** Pointés numériques des horizons sismiques sur la section Stack 20 (vitesse constante) (Calimero-2). **B-** Vitesses d'intervalle le long de ce profil après analyse des vitesses NMO horizon consistant (HVA) (Théréau, 2006).

L'étude continue en appliquant cette méthode mais cette fois avec un nombre plus important d'horizons sismiques. L'étape suivante est la détermination des vitesses de propagation des

ondes de compression par inversion de vitesses déterminées sur des panneaux iso-x (de cohérence). Cette inversion est basée sur une analyse de focalisation des événements sismiques (réflexions), associée à une méthode d'imagerie sismique pré-Stack (algorithme de migration de Kirchhoff itératif sous Matlab d'après Gaillot, 2006).

II.2.3. Interprétation et synthèse cartographique

II.2.3.A Principe d'interprétation sismique (concept de la stratigraphie)

L'interprétation des profils a été réalisée à partir des principes généraux de la stratigraphie sismique présentés dans le chapitre I. Globalement, une unité sismique se caractérise par sa forme externe et ensuite par ses réflecteurs internes, leur terminaison aux limites ("onlap", "downlap", "toplap", troncature) et leur configuration (Figure I.13). L'étude des faciès sismiques implique une description minutieuse des caractéristiques internes de l'unité sismique (configuration, continuité, amplitude et fréquence). La configuration apporte des indices sur l'environnement de dépôt, la continuité des réflecteurs reflète celle des strates, l'amplitude renseigne sur les contrastes de lithologie et la fréquence montre l'espacement de ces réflecteurs internes (Figure I.14).

Après avoir identifié les unités sismiques, les terminaisons et la configuration de leurs réflecteurs internes, des discordances sont mises en évidence. La continuité régionale de ces unités d'un profil à l'autre s'effectue par corrélation manuelle en boucle (croisement de profils) sur des sorties papier des profils. Une confrontation avec les données litho-stratigraphiques (*cf* II.1.3) s'impose alors, afin de caractériser la sismo-stratigraphie et valider la répartition spatiale des unités.

II.2.3.B Pointé numérique et synthèse cartographique

L'interprétation numérique des données sismiques a été mise en œuvre grâce au logiciel **Kingdom Suite** (SMT). Le pointé numérique des différents profils sismiques fait suite à leur interprétation sur papier. Le passage à une phase numérique présente l'intérêt d'une maniabilité, d'une précision et d'une pérennité de l'information. Différents "projets" (regroupements de données) ont été réalisés ou sont encore en cours de développement en fonction des objectifs, des échelles de temps et des types de sismique (Tableau II.4).

Projets	Zone	Objectifs	Données
Golfe du Lion (GOL)	Plateforme et pente du Golfe du Lion	Stratigraphie et Cartographie des séquences sédimentaires des Derniers Cycles Climatiques Quaternaires (~500 ka).	<ul style="list-style-type: none"> ● Sismique: THR2D Sparker ● Forages Promess
Sesame-Marion	Interfluve Bourcart-Hérault et Golfe du Lion	Stratigraphie des Derniers Cycles Climatiques Quaternaires (~500 ka). Caractérisation des unités sismiques (Amplitude et 3D).	<ul style="list-style-type: none"> ● Sismique: HR2D 24 et 72 tr. HR3D 96 tr. ● Forages Promess
Interfluve-Promess-Chirp	Interfluve Bourcart-Hérault et canyon Bourcart.	Stratigraphie et Cartographie des unités sédimentaires du Dernier Cycle Climatique (~130 ka).	<ul style="list-style-type: none"> ● Sismique: THR2D Sparker THR2D Chirp/2.5 kHz ● Forages Promess
Interfluve-Promess-PRGL	Interfluve Bourcart-Hérault	Corrélations litho-stratigraphiques entre les deux forages Promess-1 (PRGL1-PRGL2). Comparaison avec la sismo-stratigraphie.	<ul style="list-style-type: none"> ● Sismique: THR2D Sparker THR2D Chirp ● Forages Promess
Prodelta-Rhône	Prodelta du Rhône	Stratigraphie et Cartographie des unités sédimentaires de la dernière déglaciation (~20 ka).	<ul style="list-style-type: none"> ● Sismique: THR2D Sparker THR2D Chirp

Tableau II.4: Caractéristiques des principaux projets réalisés grâce au logiciel d'aide à l'interprétation Kingdom Suite (WGS84, projection Mercator N38°).

Les différentes fonctions de ce logiciel, dédié spécifiquement à l'étude (sismo et litho) stratigraphique de données géophysiques et sédimentaires, permettent d'organiser et de représenter quasiment tous les types d'informations géo-référencées. A la manière d'une base de données, il gère depuis l'importation de données sismiques (Seg-Y et Navigation) jusqu'à leur archivage. Il possède également des outils d'interprétation (pointé manuel, semi- ou automatique, etc. ...) et de validation des données (vérification des croisements, etc.). Les horizons pointés sur les discontinuités sismiques vont conduire à une cartographie en trois dimensions (création de grilles) des géométries sédimentaires en utilisant des algorithmes de maillage pour interpoler de manière régulière les informations de profondeur (isohypse) et d'épaisseur (isopaque). Le choix des algorithmes utilisés dépend essentiellement de l'échantillonnage des données en entrée; soit ils prennent fidèlement en compte les variations au sein de l'ensemble des données échantillonnées ("*Gradient Projection*" et "*Inverse Distance to a Power*" et "*Natural Neighbor*"), soit ils vont produire des surfaces interpolées qui sont le résultat d'une analyse géostatistique et de la comparaison entre la dispersion des données et un modèle mathématique ("*Cubic Spline*", "*Kriging*" (*Simple*, *Ordinary* et *Universal*) et "*Collocated co-kriging*"). Le résultat final représente la distribution des unités stratigraphiques (Figure II.14).

La réalité physique du terrain est tridimensionnelle (3D) et l'objectif de la sismique 3D est de prendre en compte cette réalité. L'utilisation de profils 2D sériés, espacés au mieux de quelques centaines de mètres, a été couramment employée pour le projet "Golfe du Lion" en sismique THR2D Sparker par exemple. Il faut noter que cette interprétation "pseudo" 3D (ou 2.5D) entraîne une disparité de l'échantillonnage spatial et la géométrie des dépôts sédimentaires s'en trouve biaisée. Ce problème est souvent compensé par la quantité de profils disponibles.

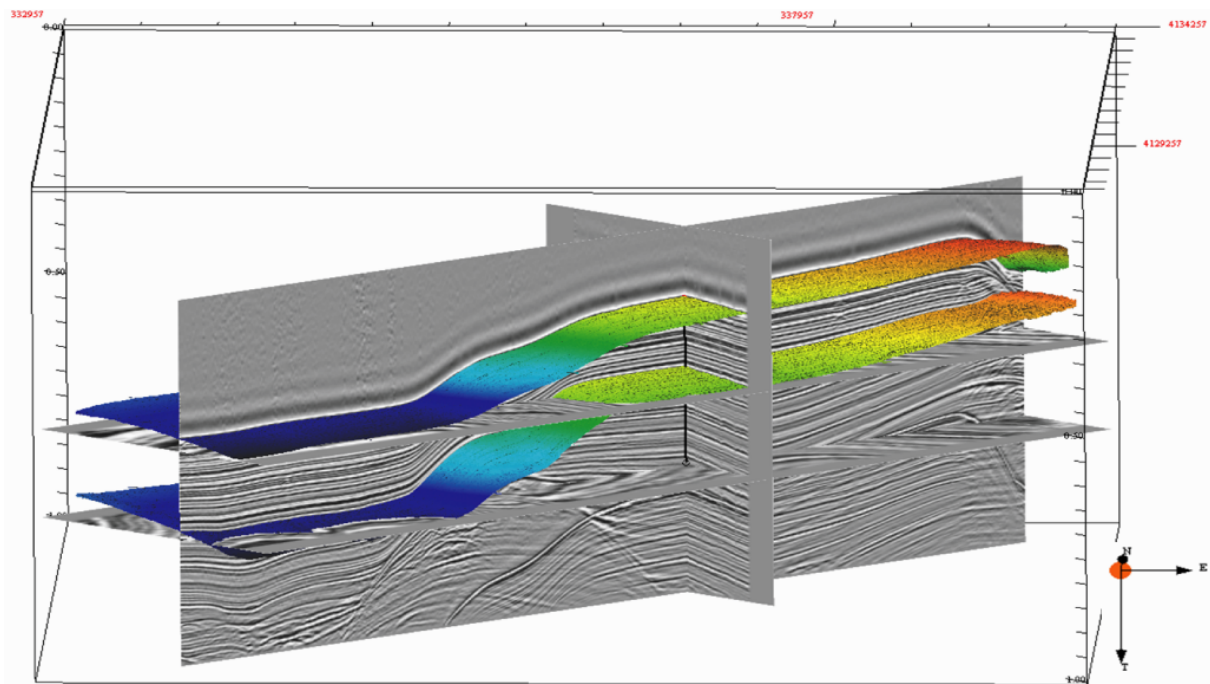


Figure II.14: Interprétation à l'aide du logiciel Kingdom Suite, du Bloc3D Calimero-2 acquis sur le forage Promess PRGL1; présentation des attributs sismiques (amplitude).

L'intérêt d'avoir une "boîte" de sismique 3D (7.5 x 1.5 km) réalisée sur le forage PRGL1 (*cf* section suivante), n'est pas seulement de décrire un volume permettant l'interprétation des structures; l'exploitation de la sismique 3D est l'une des meilleures illustrations de la nécessité d'un travail pluridisciplinaire en géosciences: le recoupement de mesures ponctuelles (forages) en sédimentologie, géochimie et pétrophysique avec les volumes d'attributs sismiques permet de caractériser les sédiments et de construire des modèles de terrain décrivant les caractéristiques géo-acoustiques, géochimiques et pétrophysiques des matériaux (Marsset *et al.*, 2002; Thomas *et al.*, 2004).

II.3. ETUDE LITHO-STRATIGRAPHIQUE (Prélèvements sédimentaires)

L'échantillonnage des dépôts sédimentaires et l'exploitation des données issues de l'analyse des sédiments prélevés sont indispensables afin de contraindre les interprétations sismo-stratigraphiques. Dans cette étude, nous avons eu l'opportunité d'acquérir de nombreuses données lithologiques provenant de carottes sédimentaires prélevées lors des différentes missions à la mer (Tableau II.1) et de participer à la réalisation d'analyses multi-proxies sur ces sections. Nous nous sommes attachés à synthétiser et interpréter ces données pour une intégration plus globale au modèle géologique du Golfe du Lion.

II.3.1. Echantillonnage des corps sédimentaires

Les carottes sédimentaires étudiées (Figure II.1 et Tableau II.5) ont été acquises par des systèmes de carottiers différents (Küllenberg, Calypso, Vibro-carottier et Forages). La disposition et la dispersion des échantillons sont directement liées aux objectifs des campagnes. Exceptés pour les forages de Promess-1, les sections prélevées concernent des sédiments déposés au plus pendant les 50 000 dernières années.

II.3.1.A Carottes sédimentaires (type Küllenberg et vibro-carottage)

Lors d'un carottage gravitaire à piston de type **Küllenberg**, le système de carottage est descendu à travers la colonne d'eau, suspendu à un câble. Lorsque le contrepoids ou un carottier pilote atteint le fond, il actionne le système de largage via le bras de déclenchement (Figure II.15). Grâce au lest, le carottier acquiert au cours de sa chute libre de quelques mètres, l'énergie cinétique nécessaire à son enfoncement dans le sol. A l'intérieur du tube, un piston maintenu par un jeu de câble crée une dépression à la surface du sédiment et favorise l'aspiration des sédiments. A la base du tube, un système constitué de fines lamelles souples d'acier recourbées vers le haut (peau d'orange) retient les sédiments au cours de la remontée. Le système de carottage **Calypso**, mis en œuvre à bord du N/O Marion Dufresne II dans le cadre du programme international Images-5, est un carottier géant de type **Küllenberg** à piston. Il permet tout simplement de faire des carottes plus longues.

Carottes	Mission	Profondeur (m)	Longueur (m)	Outil	Site
CL DR01	Calmar-97	91,00	0,00	Drague roches	Pierres de Sète
CL KS11	Calmar-97	157,00	7,04	Kullenberg	Interfluve B/H
CLVK20	Calmar-97	95,00	2,35	Vibro carottier	Interfluve B/H
MD99-2347	Image-5	121,00	15,46	Calypso	Interfluve B/Pruvot
MD99-2348	Image-5	296,00	22,77	Calypso	Interfluve B/H
MD99-2349	Image-5	128,00	18,62	Calypso	Interfluve B/H
MD99-2350	Image-5	98,00	2,57	Calypso	Interfluve B/H
MD99-2351	Image-5	98,00	3,51	Calypso	Interfluve B/H
MD99-2352	Image-5	66,00	15,46	Calypso	Delta du Rhône
MAKS0001	Marion	126,00	2,33	Kullenberg	Canyon de l'Hérault
MAKS0008	Marion	92,00	1,73	Kullenberg	Canyon de l'Hérault
MAVK0004	Marion	92,00	0,36	Vibro carottier	Canyon de l'Hérault
MAVK0005	Marion	97,00	0,40	Vibro carottier	Canyon de l'Hérault
STKS22	Strataform	38,00	6,60	Kullenberg	Prodelta Rhône
STKS23	Strataform	55,00	4,75	Kullenberg	Prodelta Rhône
STKS25	Strataform	48,00	1,40	Kullenberg	Prodelta Rhône
STVK24	Strataform	45,00	2,00	Vibro carottier	Prodelta Rhône
STKS26	Strataform	54,00	2,00	Kullenberg	Prodelta Rhône
KSGC-31	Gmo2-Carnac	60,00	7,07	Kullenberg	Prodelta Aude-Hérault
KSGC-32	Gmo2-Carnac	35,00	1,17	Kullenberg	Prodelta Aude-Hérault
BMKS 01	Beachmed	103,00	2,73	Kullenberg	Canyon de l'Hérault
BMKS 02	Beachmed	100,10	2,67	Kullenberg	Canyon de l'Hérault
BMKS 03	Beachmed	98,00	2,83	Kullenberg	Canyon de l'Hérault
BMKS 04	Beachmed	93,00	5,27	Kullenberg	Canyon de l'Hérault
BMKS 05	Beachmed	53,00	1,63	Kullenberg	Prodelta Rhône
BMKS 11	Beachmed	33,00	2,95	Kullenberg	Prodelta Rhône
BMKS 12	Beachmed	26,00	1,42	Kullenberg	Prodelta Rhône
BMKS 14	Beachmed	34,00	1,60	Kullenberg	Prodelta Rhône
BMKS 15	Beachmed	38,50	2,97	Kullenberg	Prodelta Rhône
BMKS 16	Beachmed	47,00	2,60	Kullenberg	Prodelta Rhône
BMKS 17	Beachmed	45,00	1,60	Kullenberg	Prodelta Rhône
BMKS 19	Beachmed	49,00	1,46	Kullenberg	Prodelta Rhône
BMKS 21	Beachmed	31,00	5,67	Kullenberg	Prodelta Rhône
BMVK 06	Beachmed	48,00	1,54	Vibro carottier	Prodelta Rhône
BMVK 07	Beachmed	42,00	1,93	Vibro carottier	Prodelta Rhône
BMVK 08	Beachmed	40,00	1,64	Vibro carottier	Prodelta Rhône
BMVK 09	Beachmed	42,00	2,00	Vibro carottier	Prodelta Rhône
BMVK 10	Beachmed	36,10	1,78	Vibro carottier	Prodelta Rhône
BMVK 13	Beachmed	31,00	1,97	Vibro carottier	Prodelta Rhône
BMVK 16	Beachmed	47,00	1,32	Vibro carottier	Prodelta Rhône
BMVK 18	Beachmed	48,00	1,86	Vibro carottier	Prodelta Rhône
BMVK 20	Beachmed	48,00	1,23	Vibro carottier	Prodelta Rhône
PRGL1	Promess-1	298,00	300,30	Forage	Interfluve B/H
PRGL2	Promess-1	103,00	100,20	Forage	Interfluve B/H
93C3b	PNOC	98,00	2,29	Kullenberg	Interfluve B/H
93C4	PNOC	103,00	2,40	Kullenberg	Interfluve B/H
93C9b	PNOC	96,00	1,96	Kullenberg	Interfluve B/H

Tableau II.5: Caractéristiques des carottes prélevées et analysées dans cette étude. B/H: Bourcart/Hérault.

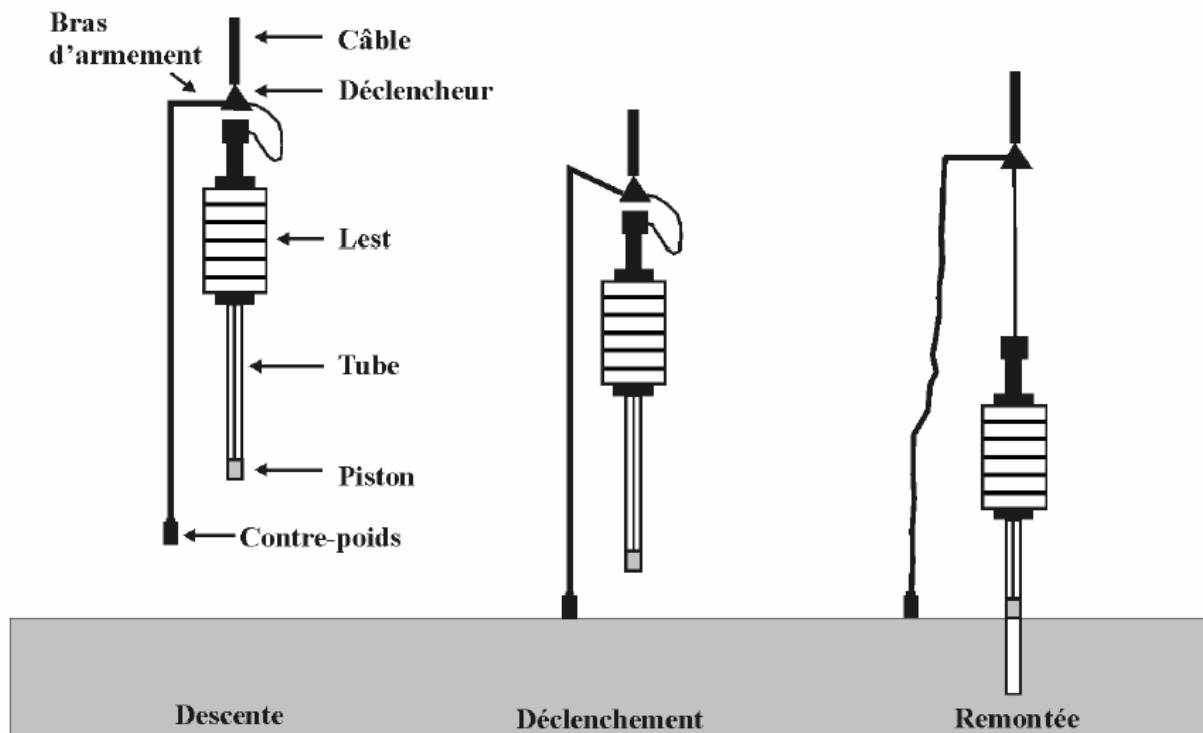


Figure II.15: Principe de carottage à l'aide d'un carottier à piston de type Küllenberg.

Le système **Küllenberg** possède certains défauts; en particulier, l'effet d'aspiration créé par le piston engendre parfois une déformation au niveau des sédiments non compactés du sommet et dans les niveaux les plus grossiers (difficultés à régler le câble). Cela peut aller jusqu'au fluage complet des niveaux sableux le long du tube. Les déformations ne sont pas linéaires et peuvent affecter les niveaux à différentes profondeurs tout le long de la carotte (Bourillet *et al.*, 2001; Bourillet *et al.*, 2003).

Afin de s'affranchir de ces problèmes de récupération des sables, un vibro-carottier pneumatique a été utilisé (mission Beachmed). Le vibro-carottier utilise des vibrations afin de faciliter la pénétration du sol. Aidé par la gravité et parfois par un piston, il est en mesure de pénétrer les sédiments sableux. Des sections sédimentaires issues de ces trois types de carottiers (Küllenberg, Calypso et Vibro-carottier) ont été étudiées (Tableau II-5). Une autre partie des carottes étudiées provient des forages Promess-1.

II.3.1.B Forages Promess-1 (PRGL1 et PRGL2)

Les forages sédimentaires du projet européen Promess-1 ont été effectués en juillet 2004 à bord du navire géotechnique N/O Bavenit (Fugro). Les objectifs de ce programme

étaient de forer des puits géotechniques et sédimentaires sur deux sites d'étude (Mer Adriatique et Golfe du Lion) dans le but de fournir un schéma général chrono-stratigraphique de ces deux marges deltaïques pour le Pléistocène supérieur. Dans le Golfe du Lion, deux forages ont été implantés dans les "shorefaces" sableux de la plateforme externe (PRGL2) et le cortège argileux distal de la pente continentale supérieure (PRGL1) (Figure II.1). Les caractéristiques de ces forages et des différents puits d'acquisition sont détaillées dans le tableau II.6.

Site	Borehole	Operations
PRGL1 (298 m)	PRGL1-1	Pilot hole; Natural gamma ray Downhole logging (310 mbsf)
	PRGL1-2	CPTU + VSP (21 mbsf)
	PRGL1-3	CPTU + VSP and Dissipation tests (150 mbsf)
	PRGL1-4	Continuous coring (300,30 mbsf) + Downhole logging (60-225 mbsf)
	PRGL1-5	Geotechnical sampling (125 mbsf); Downhole logging (30-70 mbsf)
PRGL2 (103 m)	PRGL2-1	CPTU (100 mbsf)
	PRGL2-2	Continuous coring (100,20 mbsf); Gamma ray Downhole logging

Tableau II.6: *Caractéristiques des forages Promess-1 (PRGL1 et PRGL2) et résumé des données acquises.*

De nombreux "pockmarks" ont été identifiés sur la carte bathymétrique de la zone de PRGL1. Ils semblent être associés à des sorties de fluides, possiblement encore actives aujourd'hui qui auraient pu mettre en péril l'opération de forage dans cette zone. Un forage pilote a ainsi été imposé par la présence de "shallow gas" présentant un risque d'éruption. La difficulté principale de PRGL2 résidait dans la nature des sédiments à récupérer; du sable massif. En général, le taux de récupération de sédiments peu cohésifs pour ce type de forage n'est pas très élevé. Mais les deux forages ont été un succès technique et ont permis d'acquérir des données d'une grande qualité (Tableau II.6).

Le dispositif de forage, installé sur le N/O Bavenit (Fugro), est constitué d'un "derrick" (tour métallique) servant à introduire verticalement les tiges de forage. Au bout de la première tige se trouve l'outil de forage, en général un tricône (trépan) muni de dents en acier très dur. Le trépan pénètre les sédiments par pression mais surtout par rotation à grande vitesse. A mesure que le trou se creuse et que le dispositif s'enfonce dans le sous-sol, de nouvelles longueurs de tige sont ajoutées aux précédentes, formant ainsi un train de tiges suspendu à la tour de forage. Un fluide (mélange à base d'eau et d'argiles) est injecté dans le puits pour

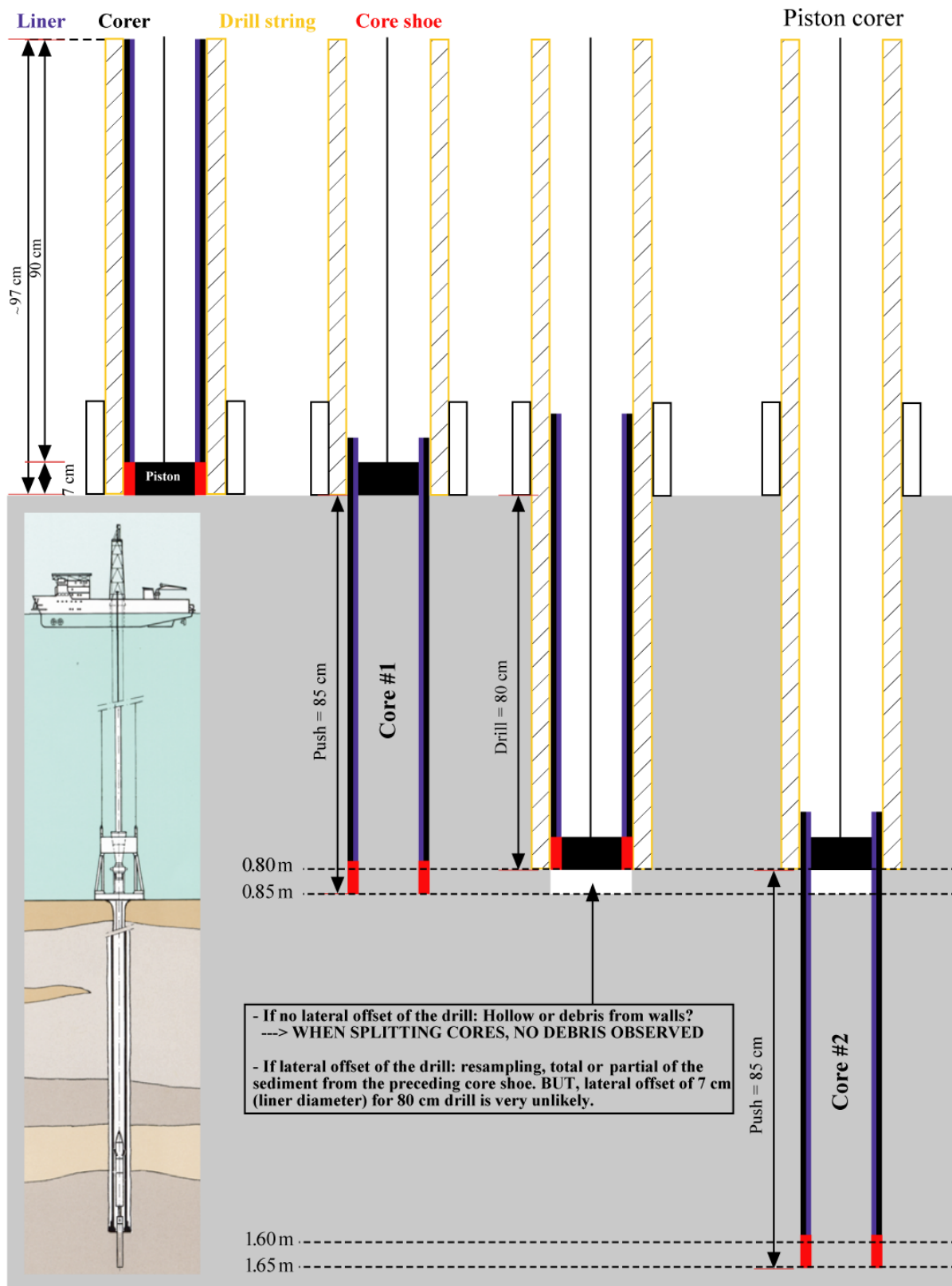


Figure II.16: Séquence type de carottage et de forage avec un carottier à piston mise en œuvre pendant Promess-1 (modifiée de Dennielou et al., 2006 in Berné et al., 2006).

contenir les bords du puits et remonter les déblais ("cuttings"). Pour ce type d'exploration, un positionnement précis et dynamique est nécessaire afin de stabiliser le navire à la bonne position quelques soient les conditions météorologiques et facteurs extérieurs. De même, la plateforme de forage est indépendante et est conçue pour contrôler et compenser verticalement le pilonnement du à la houle.

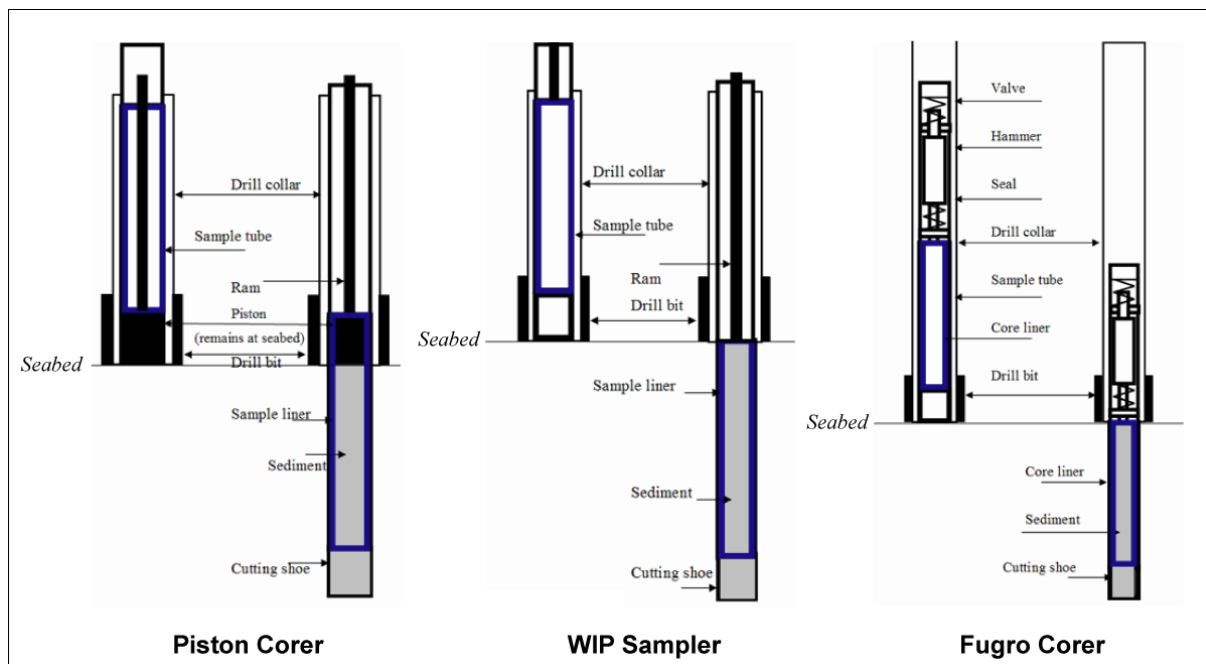


Figure II.17: Les 3 différents types de carottiers utilisés lors des forages Promess-1. Le **carottier à piston** subit une poussée hydraulique pour pénétrer dans le sédiment. Le piston reste statique à la surface du sédiment mais relativement, il remonte dans le carottier qui s'enfonce. Le principe est le même que celui d'un carottier Küllenberg à piston, à la différence que le Küllenberg s'enfonce par gravité. Le système de carottage **WIP (Wireline Push Sampler)** fonctionne comme le carottier à piston mais il descend et s'enfonce dans les sédiments sans piston. Enfin, le système "**Fugro Corer**" est un système autonome qui est destiné à l'échantillonnage du matériel consolidé. Il agit de la même manière qu'un vibro-carottier pneumatique (Tulloch, 2004).

L'objectif principal des forages Promess était de conserver et de prélever la totalité des sédiments de la section stratigraphique explorée. Dans cette optique et grâce à un trépan spécial, le creusement du puits dédié à l'échantillonnage a été effectué en même temps que le carottage des sédiments (Figure II.16). Avant de forer, le sédiment est prélevé par carottage grâce aux différents systèmes mis en œuvre par Fugro (Figure II.17). Le carottier et le "liner" contenant la section sédimentaire sont remontés jusqu'à la plateforme de forage. Un fois le carottage terminé, le forage avance de l'équivalent de la longueur de la carotte prélevée.

A bord, chaque carotte a été analysée au banc de mesures physiques MSCL-Geotek (cf II.3.2) et un petit échantillon était prélevé entre chaque section pour l'étude bio-

stratigraphique. Environ 450 m de carottes sédimentaires de très bonne qualité (non perturbées) ont ainsi été prélevés (Tableau II.6).

La conversion de la "*profondeur dans la carotte*" en "*profondeur dans le forage*" (mbsf ou "meter below sea-floor") a demandé de suivre un protocole pour l'ensemble des données, élaboré à partir de la séquence de forage (Figure II.16). Chaque carottage a fourni une carotte plus une ogive qui correspondent à la longueur de pénétration du carottier ("push"). Parfois le recouvrement n'est pas total. En plus des carottages sédimentaires, des puits spécialement dédiés à l'acquisition de données géotechniques ont été forés sur les mêmes sites. Tous les outils de mesures étaient mis en œuvre directement à partir de la plateforme du navire géotechnique. Ainsi, 250 m de mesures géotechniques in situ (essais CPTU- résistance à la pénétration et au frottement, essais de dissipation, résistance au cisaillement), 300 m de diagraphies gamma ray et 195 m de diagraphies multi-capteurs (résistivité, susceptibilité, vitesse sonique, porosité Neutron, géochimie, profil de vitesse vertical) ont été acquis (Tableau II.6).

II.3.2. Exploitation des sections sédimentaires prélevées et des données

Les carottes sédimentaires et les données qui en sont issues (Figure II.1 et Tableau II.5) ont subi des traitements systématiques et d'autres plus spécifiques. En effet, un nombre important de méthodes, non destructrices ou destructrices, a été mis en œuvre afin d'étudier ces prélèvements. La première phase du travail de traitement a consisté en une mise en cohérence et une interprétation des mesures faites sur les carottes les plus anciennes, ce qui constitue un des résultats de cette thèse. La seconde partie fut l'acquisition des données et le traitement des carottes de ces dernières années et en particulier les carottes provenant des forages Promess. Ma contribution à ces travaux s'est traduite par de longues séances collectives d'ouverture et d'échantillonnage de plusieurs centaines de sections prélevées. Une grande partie des travaux a été effectué à Ifremer-Brest, mais de nombreuses études spécialisées ont été réalisées par une communauté scientifique internationale très diversifiée et complémentaire. Cet exposé des méthodes utilisées se veut succinct et fournira essentiellement les informations nécessaires pour comprendre et critiquer les résultats présentés dans les autres parties de ce manuscrit.

II.3.2.A Séquence d'analyse systématique sur les carottes sédimentaires

Les premiers travaux effectués sur les carottes correspondent au découpage, à la description (logs sédimentologiques) et à la photographie des tronçons. Les sections sont étudiées par le système d'analyse automatique MSCL-Geotek ("*Multi Sensor Corer Logging*"). Ainsi il est possible d'obtenir rapidement et de façon simultanée des profils de propriétés physiques de très bonne résolution sur les carottes entières (tous les 1 ou 2 cm).

L'estimation de la **densité par absorption gamma** est réalisée de manière systématique. La mesure de l'atténuation d'un rayon γ (source radioactive au ^{137}Cs) liée à la dispersion des électrons lors du trajet (effet Compton), va être comparée à une mesure calibrée (système aluminium dans de l'eau salée). En connaissant l'épaisseur du sédiment traversé par le rayon γ , la densité du sédiment humide peut être calculée. A partir de la densité gamma, il est ainsi possible d'estimer la **porosité**.

La mesure de **vitesse de propagation des ondes de compression P** (V_p) s'effectue parallèlement au plan de stratification entre deux transducteurs piezo-électriques (500 Hz). Après différentes corrections, comme le temps de trajet à travers la gaine PVC, le système calcule une vitesse de propagation avec une précision de 50 ns.

La **susceptibilité magnétique** (SM) est également calculée à partir du banc MSCL. Elle fournit des informations sur la nature des sédiments mais également sur la présence de minéraux ferromagnétiques liée à la présence de minéraux argileux.

II.3.2.B Traitements spécifiques et études spécialisées

Postérieurement, des mesures discrètes et destructrices ont été effectuées afin d'obtenir des informations complémentaires ou plus précises sur les propriétés physiques, les teneurs en carbonates et l'analyse granulométrique.

Les **teneurs en carbonates** (CaCO_3) sont mesurées grâce à un calcimètre automatique (Dubois, 2001). Il évalue un dégagement gazeux (CO_2) par variation de pression dans une enceinte close, intervenant lors d'une attaque acide (HCl) sur une poudre de sédiments. Il est ainsi possible d'estimer le pourcentage de carbonate à $\pm 5\%$ pour des valeurs inférieures à 50 %.

L'analyse granulométrique consiste en une étude de la répartition et de la taille des grains dans le sédiment. La mesure du Coulter LS130 se base sur la diffraction d'un rayon laser par les particules du sédiment. L'angle avec lequel sera dévié le rayon lumineux est

fonction de la taille des grains. Pour un échantillon, la distribution granulométrique est donnée en équivalent volumique relatif par classe de taille. Le système possède une excellente reproductibilité des résultats (variations de 0,3 %).

La *datation absolue* ^{14}C est l'outil indispensable à toute chrono-stratigraphie récente (< 50 ka). Tout organisme vivant présente une radioactivité directement liée à celle du gaz carbonique atmosphérique. Cette radioactivité supposée constante durant les derniers 40 000 ans, est entretenue en permanence par les bombardements cosmiques interagissant avec l'azote (formation de l'isotope radioactif ^{14}C). A la mort de l'organisme, les tissus n'incorporent plus de ^{14}C et celui-ci se désintègre alors selon une demi-vie de $5\,568 \pm 30$ ans (Stuiver and Braziunas, 1998). L'âge de l'organisme est alors obtenu directement par mesure de l'activité ^{14}C restante par spectrométrie de masse (AMS ou "accelerator mass spectrometer") à partir de coquilles (fragments ou complètes) ou de foraminifères particulièrement bien préservés. Toutes les dates correspondent à des âges ^{14}C conventionnels normalisés au $\delta^{13}\text{C}$. Elles ont été tout d'abord corrigées de l'effet de réservoir estimé à environ 400 ans, puis converties en âges calibrés par l'intermédiaire du programme Calib v5.1 en utilisant la courbe marine04.14c (Stuiver and Reimer, 1993; Hughen *et al.*, 2004; Stuiver *et al.*, 2005) pour les échantillons plus jeunes que 21 786 BP. Les âges radiométriques plus anciens ont été calibrés grâce à la relation polynomiale de Bard (Bard *et al.*, 1998). Quelques datations obtenues sur des débris organiques du prodelta du Rhône ont été calibrées avec la courbe Intcal04 (Reimer *et al.*, 2002).

De nombreuses études complémentaires ont été menées sur les carottes issues des forages et sur les carottes "Calypso" dans le cadre du programme Promess-1. Les études terminées ou en cours comprennent principalement:

- Essais géotechniques cycliques en laboratoire,
- Radiographie X (imagerie scopix) pour PRGL2 et le sommet de PRGL1,
- Analyse semi-quantitative continue en fluorescence X au pas de 2 cm des éléments majeurs (K, Ca, Ti, Mn, Fe, Cu, Sr, V, Cr, Fe, Co, Ni, Zn, Pb) (utilisation du XRF core scanner d'IODP à Brême),
- Etude stratigraphique des propriétés magnétiques et paléo-magnétiques,
- Micropaléontologie: étude des assemblages et bio-stratigraphie des communautés planctoniques et benthiques (foraminifères, nannoplanctons calcaires ou coccolithophores, diatomées, dinoflagellés),

-
- Analyse des isotopes stables: Isotopes de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ et du carbone $\delta^{13}\text{C}$ à partir de foraminifères planctoniques et benthiques,
 - Evolution des assemblages de Pollens et dynokystes,
 - Géochimie organique (alkénones, alcools, ..),
 - Géochimie minérale (argiles, Baryum),
 - Composition isotopique en Sr, Nd, Pb, Hf et Os (provenance des sédiments).

Les résultats de ces différentes méthodes seront successivement abordés au cours de ce travail, en particulier, ceux issus des études stratigraphiques qui permettent de caractériser les conditions de sédimentation. Par exemple, les analyses isotopiques et l'étude semi-quantitative des assemblages faunistiques contenues dans les sédiments du Pléistocène supérieur, et plus précisément des foraminifères planctoniques, mettent en évidence les changements environnementaux passés. Les différentes stratigraphies ont pu être synthétisées et comparées au niveau des forages.

II.3.3. Comparaison de la stratigraphie des forages avec la sismique

La chrono-stratigraphie a pu être propagée dans tout le Golfe du Lion par le biais de la sismique. Pour cela, certaines techniques ont du être développées afin de convertir les mesures en mètres du forage (mbsf) en millisecondes temps double (ms-twt) de la sismique.

II.3.3.A Vitesses V_p du Forage PRGL1

Du fait de la présence de gaz dans les sédiments, les données MSCL de vitesse V_p du forage PRGL1-4 ont nécessité un traitement spécifique. En effet, l'exsolution de ces gaz lors de la dépressurisation des sédiments à la remontée des carottes a perturbé la progression des ondes P et l'enregistrement des vitesses de propagation lors de la mesure sur le banc.

Une des solutions afin d'obtenir une courbe V_p pour l'ensemble du forage PRGL1 (0 à 300 mbsf) a été d'explorer et d'utiliser la relation privilégiée qui existe entre la densité gamma et la vitesse des ondes P (Gelfort, 2005). Les mesures non perturbées, effectuées sur les autres forages de Promess-1 (PRGL2, PRAD1), ont ainsi permis d'établir une relation polynomiale du 2nd ordre entre les deux mesures physiques (Figure II.18). Malgré le fait que la densité des sédiments de PRGL1-4 soit également affectée par la présence de gaz, l'enveloppe supérieure du signal extrait de la densité gamma semblait décrire les fluctuations le long du forage de

manière satisfaisante. La comparaison avec l'évolution de la densité déduite des teneurs en eau mesurées à bord à l'extrémité de chaque carotte extraite a confirmé cette tendance. L'ajustement polynomial a donc été utilisé pour convertir cette enveloppe (Rho) en courbe V_p , estimation de la vitesse des sédiments de PRGL1 à partir de la densité (Figure II.19).

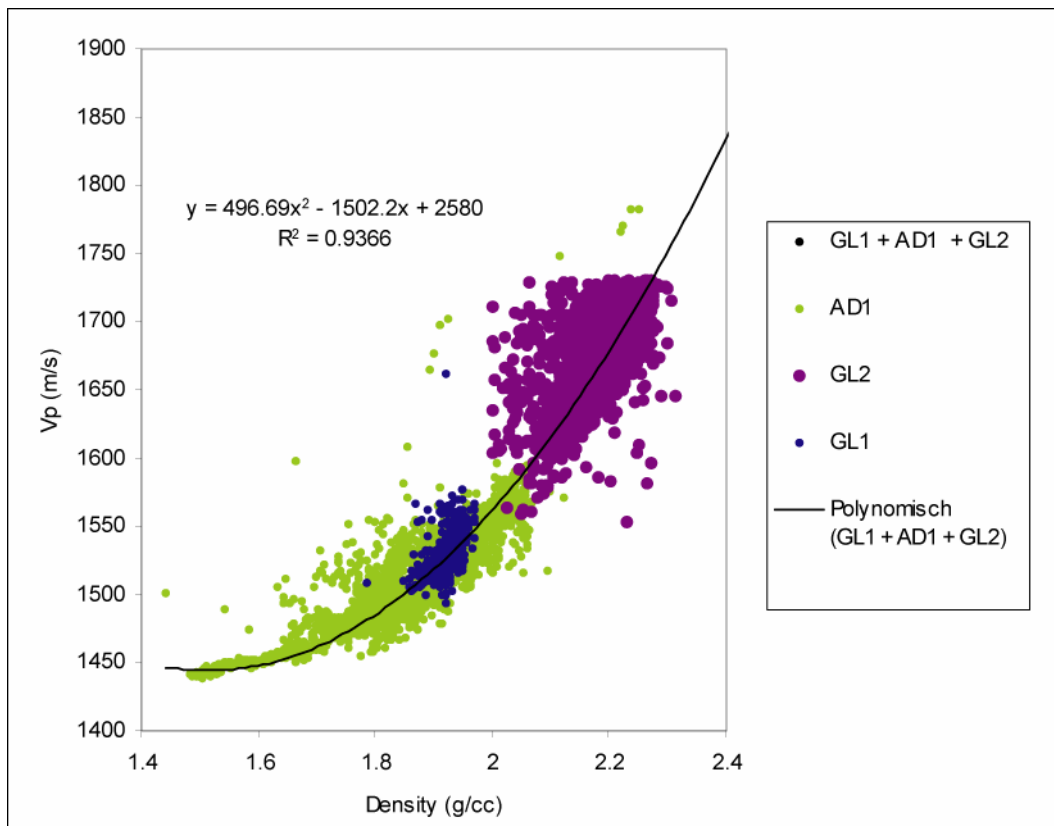


Figure II.18: Définition de l'ajustement polynomial (2nd ordre) sur les données de densité gamma et vitesse des onde P des forages Promess-1 PRGL1, PRGL2 et PRAD1.

Plus récemment, la sismique HR2D acquise à la position du forage PRGL1 (projet Calimero), a permis de déterminer les vitesses d'intervalles des CDP les plus proches du forage (projet Sesame) (*cf* section II.2.2.B). La comparaison avec les vitesses déduites des paramètres physiques a montré que ces dernières sous-estimaient l'augmentation des vitesses avec la profondeur.

Les vitesses V_p de PRGL1 ont du à nouveau être modifiées. Les vitesses d'intervalle, issues de l'analyse de vitesse de la sismique HR2D, ont été assignées à chaque tranche sédimentaire correspondante sur le forage. L'ajustement de ces vitesses d'intervalle a été rendu possible par une fonction polynomiale d'ordre 2. La comparaison de l'ajustement linéaire de la courbe des vitesses déduites des paramètres physiques avec cet ajustement polynomial des

vitesse sismique d'intervalle a permis la correction de la tendance à l'augmentation des vitesses V_p de PRGL1. Ainsi, les variations rapides de vitesses déduites des paramètres physiques (forme du signal) ont été translatées et calibrées par les vitesses ponctuelles issues de la sismique (Figure II.19).

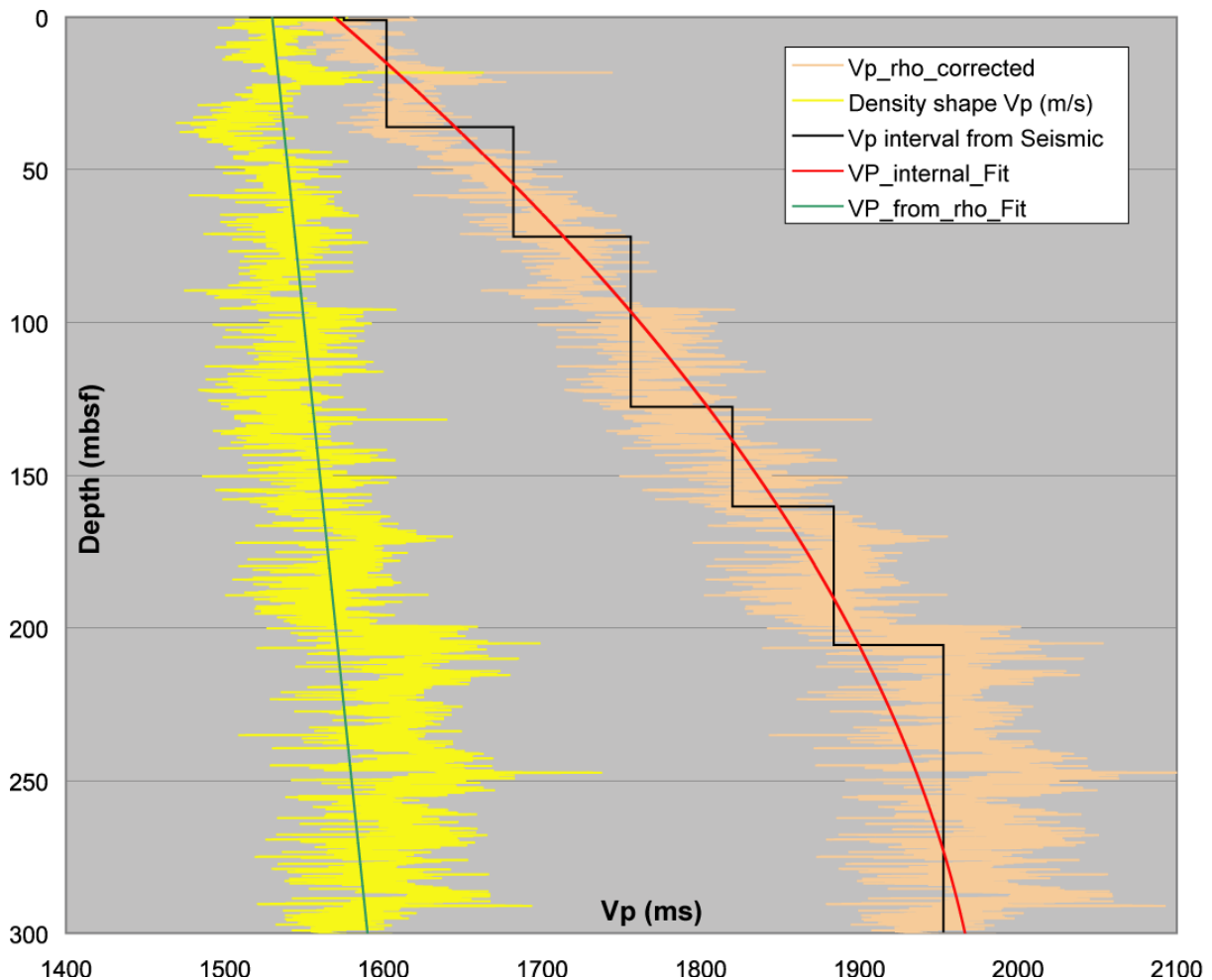


Figure II.19: Courbes des variations de V_p calibrées avec les vitesses d'intervalle sismiques (courbe orange). Ajustement linéaire (courbe verte) des vitesses provenant de l'analyse des paramètres physiques (courbe jaune). Ajustement polynomial (courbe rouge) des vitesses d'intervalle (courbe noire) mesurées à partir de la sismique HR2D (Calimero).

Cette nouvelle courbe de vitesses V_p permet d'obtenir de très bons résultats lors de la conversion des données en mbsf du forage en ms-twtt de la sismique. Le résultat correspond à la combinaison des données physiques, sismiques et sédimentologiques contraintes par les interprétations faites sur les profils de sismique réflexion.

II.3.3.B Sismogrammes synthétiques du forage PRGL2

Au niveau des forages, une table de conversion (temps-profondeur) est nécessaire pour faire correspondre la lithologie, décrite à partir des carottes, la sismique et les données géotechniques. Elle est établie à partir des vitesses des ondes P mesurées par le MSCL ou recomposées. Cette technique a été appliquée sur l'ensemble des forages et elle a permis d'établir de bonnes correspondances entre les faciès sédimentaires et sismiques, en particulier pour PRGL2.

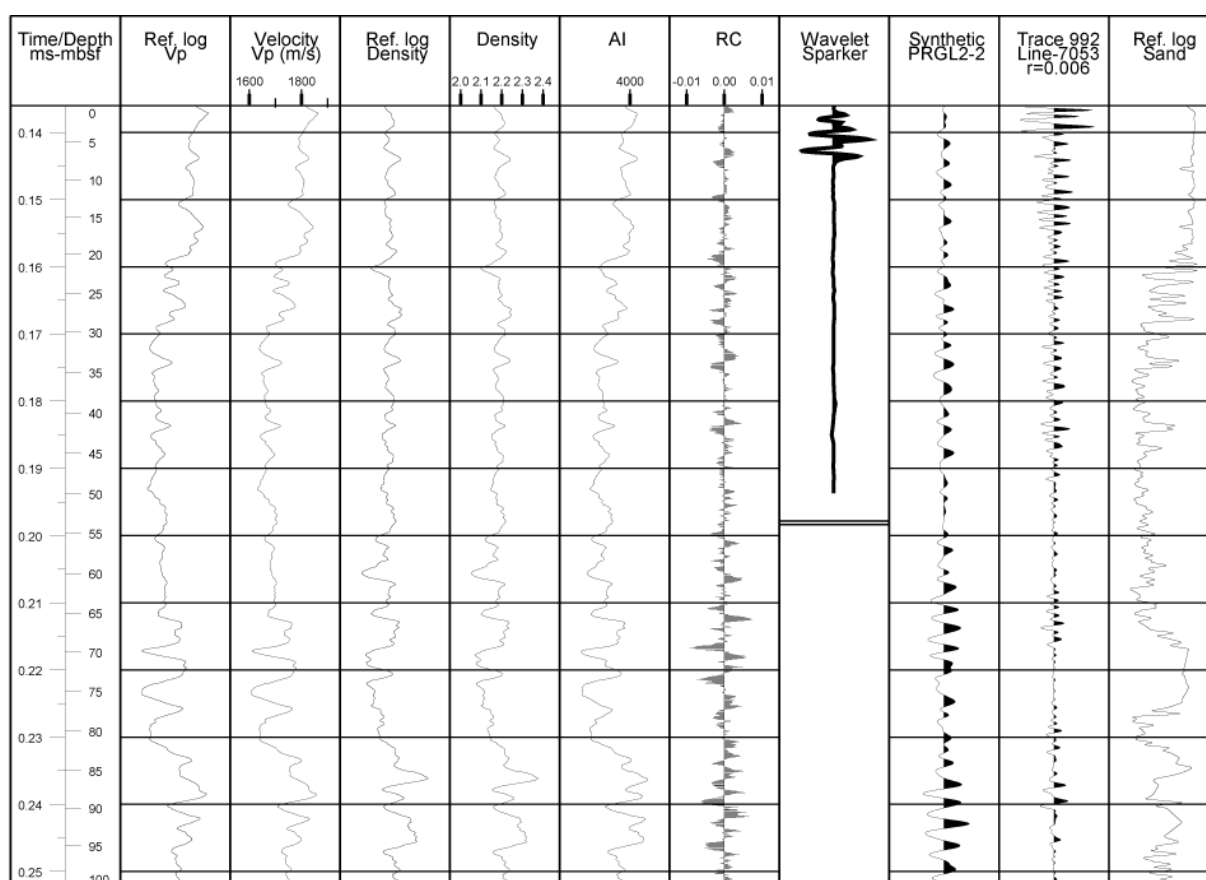


Figure II.20: Réalisation du sismogramme synthétique au niveau du forage PRGL2. Les données de vitesse des ondes P (V_p) et de densité gamma ont été utilisées pour obtenir les coefficients de réflexion (RC) induits par les contrastes d'impédance (AI) qui ont ensuite été convolués à la source "far field" d'un Sparker.

Sur la base de cette table de conversion, il est possible de construire des sismogrammes synthétiques à partir des données physiques des carottes. C'est un outil intéressant pour identifier les événements importants dans les logs et déterminer si les discontinuités enregistrées par la sismique sont directement liées à ces variations de

lithologie. Pour générer ces sismogrammes, il faut intégrer les mesures de densités gamma et des vitesses V_p provenant des carottes sédimentaires. A partir de ces données, le programme "*Synpak*" (*Kingdom Suite*) calcule les variations d'impédance acoustique (AI) et les coefficients de réflexion (RC) le long de la section (Figure II.20). Les impédances acoustiques déterminent le comportement de l'onde sismique lors de sa propagation dans les sédiments et correspondent au produit de la vitesse V_p avec la densité pour une couche donnée. Le coefficient de réflexion donne une indication du contraste d'impédance acoustique à la frontière entre deux couches géologiques. L'étape finale de la construction du sismogramme est une convolution des coefficients de réflexion avec une ondelette supposée approcher le signal de la source sismique utilisée lors de l'acquisition du profil. La signature utilisée ici correspond à un enregistrement "far field" d'une source THR2D Sparker (Figure II.20).

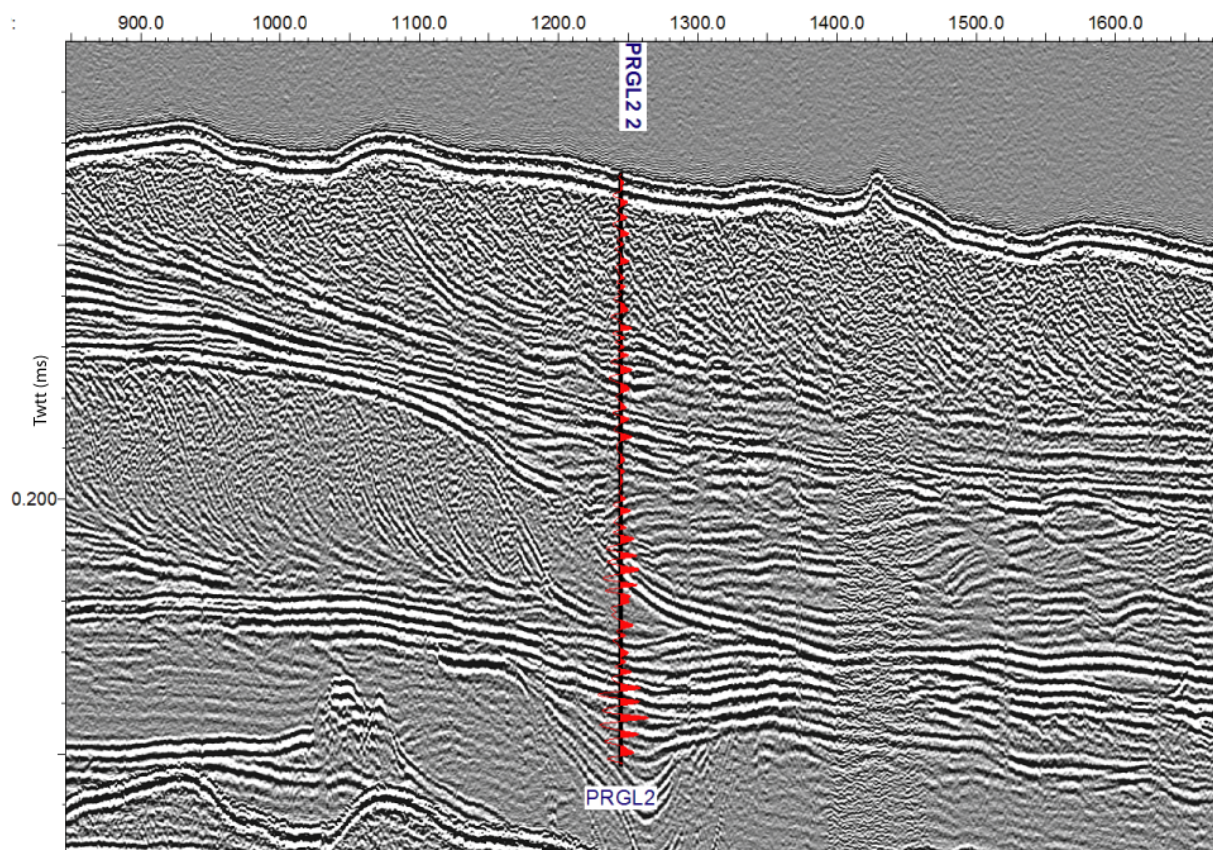


Figure II.21: Profil de sismique THR2D Sparker imageant le forage PRGL2. Le forage est représenté par son sismogramme synthétique issu de l'analyse des paramètres physiques.

Les sismogrammes synthétiques simulent la réponse sismique d'une section de sédiments et sont utilisés principalement pour corréler les informations géologiques du puits avec les données sismiques. Le sismogramme réalisé sur PRGL2 montre clairement des

changements sédimentaires importants le long de la section sableuse (Figures II.20 et II.21). La position du forage est validée par cette expérience. A cette position, cela indique que les variations des paramètres physiques génèrent des contrastes suffisamment importants pour produire les discontinuités sismiques. Les surfaces d'érosion marquées ici en sismique s'expliquent ainsi aisément par les variations de la lithologie. Par contre, au niveau de PRGL1 les variations de lithologie ne sont pas assez importantes pour en extraire des événements précis.

CONCLUSION

Lors des dernières années, l'ensemble des acquisitions géophysiques et sédimentaires dans le Golfe du Lion, ainsi que le développement et la réalisation des traitements de ces données ont permis de générer une base de données conséquente essentielle dans l'élaboration d'un modèle stratigraphique et sédimentaire. Cette thèse a été l'occasion de formater et de normaliser le traitement des données sismiques pour permettre une interprétation homogène. De nombreux prélèvements sédimentaires sont venus calibrer cette base géophysique, en particulier, les deux forages Promess qui ont fournis une image exceptionnelle de la sédimentation des derniers 500 000 ans en Méditerranée occidentale. Ces derniers n'ont pas encore révélé toutes leurs informations et l'exploitation des données risque de durer encore quelques années.



CHAPITRE - III

LES SIMULATIONS STRATIGRAPHIQUES



INTRODUCTION

La présentation et les traitements des différents types de données géophysiques et lithologiques ont fait l'objet du précédent chapitre. L'interprétation de ces informations a permis l'élaboration d'un modèle géologique de la zone étudiée, qui se base principalement sur les concepts de la stratigraphie séquentielle et sur un certain nombre d'hypothèses. La meilleure stratégie afin de tester la validité de ces hypothèses et d'en explorer de nouvelles, consiste à se servir des résultats de l'étude géologique pour reconstituer et simuler le remplissage du bassin sédimentaire grâce à la modélisation stratigraphique (Figure III.1).

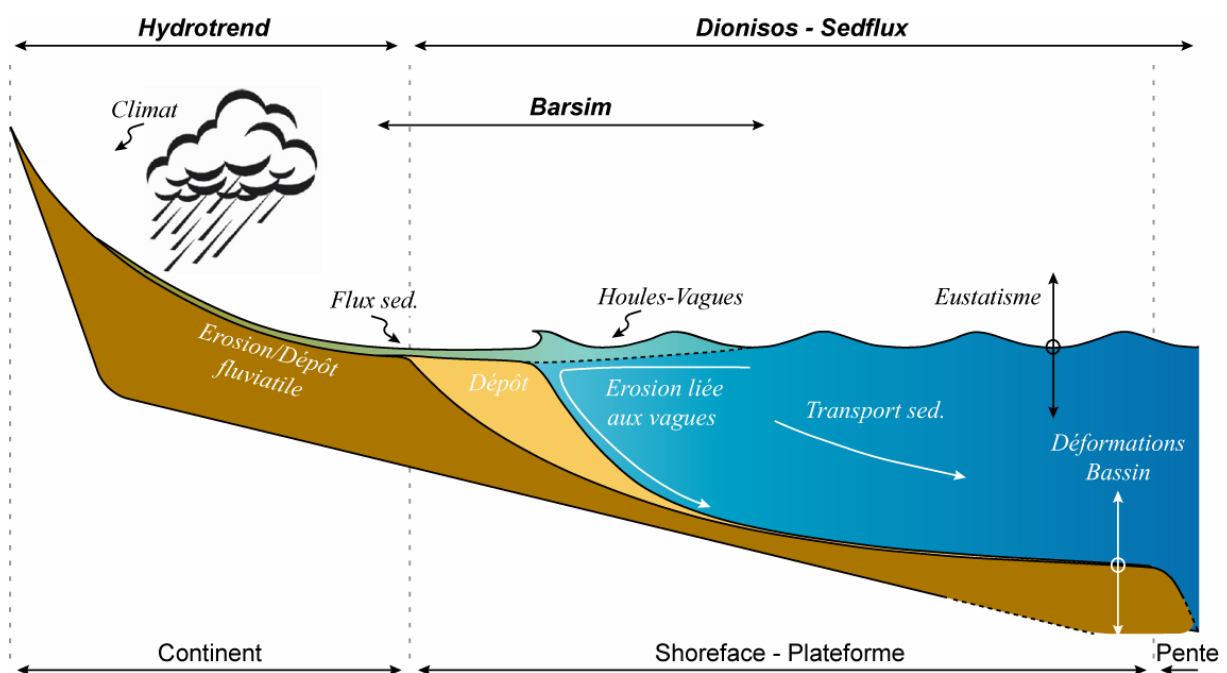


Figure III.1: Les modélisations stratigraphiques; programmes et domaines d'application.

Dans ce nouveau chapitre, nous allons introduire les principes liés aux simulations stratigraphiques. En particulier, nous nous attacherons à décrire les principaux programmes de modélisation utilisés au cours de cette thèse. Plus qu'une comparaison de plusieurs programmes, chaque modèle numérique 2D et 3D a été utilisé dans le cadre d'applications bien spécifiques pour lesquelles ils ont été conçus.

III.1. LES MODÉLISATIONS STRATIGRAPHIQUES (Concepts, historique et travail amont)

Les simulations stratigraphiques sont, en général, utilisées pour étudier l'impact des processus sédimentaires et prédire la lithologie et l'architecture stratigraphique dans une zone donnée (Figure III.1). Elles permettent de mieux appréhender les réponses des systèmes sédimentaires aux changements des conditions environnementales (atmosphère, océan et géologie régionale). Les modélisations peuvent être utilisées pour fournir des indications sur une zone et/ou une époque que les mesures réalisées à l'échelle de temps de l'observation humaine ne couvrent pas. Elles sont particulièrement intéressantes pour valider des hypothèses et apporter des arguments supplémentaires sur des scénarii établis à partir d'environnements étudiés de manière indirecte et/ou locale (*e.g.* informations ponctuelles issues de la géophysique).

III.1.1. Concepts et historique

Les études de stratigraphie séquentielle ont permis de concevoir des modèles conceptuels de dépôts sédimentaires basés sur l'observation directe et indirecte de la géologie grâce, en particulier, à l'analyse de données de puit et de sismique (Haq *et al.*, 1987; Vail *et al.*, 1987; Cross, 1988; Posamentier and Vail, 1988; Posamentier *et al.*, 1988; Guillocheau, 1991, 1995; Homewood *et al.*, 1992). Elles ont donné une vision globale de l'histoire sédimentaire des bassins à des échelles de temps de quelques milliers à dizaines de millions d'années (Haq *et al.*, 1987, 1988). Même s'il existe des divergences quant aux terminologies employées et à l'importance relative des différents facteurs de contrôle (Cross, 1988; van Wagoner, *et al.*, 1988, 1990; Guillocheau, *et al.*, 1989; Guillocheau, 1991, 1995; Hunt and Tucker, 1992, 1995; Plint and Nummedal, 2000), il existe un consensus autour de l'énumération de ces facteurs: eustatisme, tectonique *s.l.* et flux sédimentaire. Leur combinaison définit l'accommodation qui va interagir avec les processus sédimentaires (Figure III.1).

III.1.1.A Quantification du modèle géologique

Les modèles en question sont cependant qualitatifs alors qu'il est nécessaire d'avoir une vision quantifiée pour pouvoir remonter à l'historique du remplissage sédimentaire.

Qu'elles soient analogiques ou numériques, diverses méthodes existent pour quantifier l'impact des paramètres à l'origine de l'organisation stratigraphique (Paola, 2000).

- *Les modèles analogiques*

Les modèles analogiques représentent des bassins sédimentaires réduits avec des échelles de temps et d'espace proportionnelles à la réalité qui est modélisée. Leur utilisation permet de reproduire certains phénomènes naturels tels que les déformations tectoniques d'un bassin sédimentaire (Ballard *et al.*, 1987; Allemand *et al.*, 1989; Merle et Vendeville, 1992; Brun et Tron, 1993), l'avulsion de cours d'eau (Schumm *et al.*, 1987), ou encore le transport des corps turbiditiques en pied de plateforme (Ravenne et Béghin, 1983; Wood *et al.*, 1994; Ouchi *et al.*, 1995; Kneller, 1995). Même si de nombreux développements sont en cours, les lois physiques qui régissent ces modèles réduits sont différentes de la réalité. Les modélisations analogiques apportent beaucoup dans la compréhension et l'origine du déclenchement des processus sédimentaires, par contre, la quantification des paramètres est difficile et certaines géométries ne sont pas évidentes à reproduire (Tetzlaff et Harbaugh, 1989).

- *Les modèles numériques*

Dans le domaine numérique, plusieurs méthodes complémentaires peuvent être utilisées pour transcrire le modèle géologique:

- La modélisation "statique" (*e.g. Gocad, Isatis, ...*) permet de représenter et quantifier la géométrie et la nature des sédiments. Elle utilise principalement des outils mathématiques d'interpolation tels que le krigeage et des méthodes géostatistiques.

- La méthode "dynamique" (*e.g. Dionisos, Sedflux, ...*) s'intéresse à l'histoire sédimentaire du bassin et cherchera à restituer son évolution en fonction du temps. Ces modèles sont, en effet, conçus à partir d'algorithmes qui simulent de manière conceptuelle ou dynamique les processus et les conditions aux limites qui permettent de définir un système sédimentaire (Sylvitski, 1989).

De nombreuses approches numériques ont été développées afin de simuler le remplissage sédimentaire des bassins. Les premiers modèles "dynamiques" pouvaient reproduire de manière géométrique les organisations décrites par la stratigraphie séquentielle

(Steckler *et al.*, 1996). Cependant, ils n'étaient pas capables de simuler les caractéristiques des dépôts (granulométrie, densité, porosité, plan de stratification) formés par l'effet des interactions entre les différents processus intervenants pendant les différents régimes climatiques et eustatiques. Les progrès du calcul numérique permettent désormais de simuler, dans des modèles intégrés, l'architecture sédimentaire de manière dynamique répondant aux différents processus de manière simultanée à l'échelle des temps géologiques (Syvitski *et al.*, 1999).

Ces modèles se différencient essentiellement par le mode de répartition des sédiments qu'ils traitent soit de manière stochastique (probabilité d'occurrence d'un événement), soit de manière déterministe (tout fait a une cause), en se basant sur des principes géométriques ou physiques. Par exemple, pour étudier en détail la nature et la géométrie des sédiments fluviaux, il conviendra d'utiliser soit des lois déterministes très fines issues de la mécanique des fluides (Tetzlaff and Harabugh, 1989; Pizzuto, 1987; Olsen and Stokseth, 1995; Syvitski and Bahr, 2001), soit des méthodes mixtes stochastiques et déterministes telles que les méthodes aléatoires génétiques ou la logique floue, dans lesquelles des principes déterministes contrôlent des processus stochastiques (avulsion, accrétion de barre de méandres) (Joseph *et al.*, 1993; Nordlund, 1996, 1999; Crave and Davy, 2001). Un modèle stratigraphique dynamique n'est pas seulement défini par ces principes, mais également par sa résolution spatiale et temporelle et donc ses limites d'utilisation. C'est pourquoi, le type "diffusif" d'approche déterministe a été le plus souvent retenu en modélisation car il est plus adapté à des grandes échelles de temps et d'espace. Dans ces modèles, une équation de diffusion permet de manière empirique de simuler l'évolution globale des reliefs. Elle ne permet pas de reconstituer en détail chacun des processus sédimentaires mais elle restitue convenablement la moyenne de l'ensemble des processus (*in* Granjeon, 1997).

III.1.1.B La stratégie de modélisation

La stratégie généralement adoptée pour une simulation stratigraphique "type" commence par l'analyse approfondie des données géophysiques et sédimentaires dans le but d'élaborer un modèle géologique conceptuel qui va servir de base aux différentes hypothèses à tester (Figure III.2). A partir de ce modèle conceptuel, des paramètres physiques à l'origine de l'organisation stratigraphique de la marge vont pouvoir être estimés (subsidence, apports sédimentaires et qualité du transport). Ensuite les premières modélisations numériques se serviront de ces paramètres pour simuler le remplissage du bassin. Suivant généralement trois

étapes distinctes, les simulations stratigraphiques vont, tout d'abord calculer l'espace disponible pour le dépôt des sédiments en tenant compte du régime de subsidence du bassin, de l'eustatisme et de la compaction des sédiments préalablement déposés. Ensuite, une certaine quantité de sédiments est introduite aux frontières du bassin simulé afin de représenter l'apport détritique des fleuves. Enfin, le modèle répartit ces sédiments au sein du bassin. Ces étapes permettent d'obtenir une reconstitution de l'histoire du remplissage sédimentaire du bassin. La comparaison des résultats avec le modèle géologique initial va permettre d'affiner ou de corriger les paramètres en entrée de la modélisation et de confirmer ou d'infirmer les différentes hypothèses émises lors de l'interprétation des données géophysiques (Figure III.2).

Dans le cadre de cette thèse, les modèles utilisés ont été choisis en fonction de leurs spécificités (Figure III.1). La stratégie d'inversion a été principalement appliquée lors de la mise en oeuvre des modèles de remplissage de bassin: *Dionisos* pour l'étude des flux déglaciaires du Rhône et *Sedflux* pour mesurer l'impact de la subsidence et de l'isostasie sur l'architecture sédimentaire de la marge du Golfe du Lion. Le modèle *Barsim* (Storms *et al.*, 2002, 2003), plus spécialisé, a également été utilisé pour l'étude de la mise en place des "shorefaces" sableux pendant la dernière période glaciaire sur la plateforme externe du Golfe du Lion dominée par les vagues. Mais nous n'aborderons pas dans ce manuscrit les résultats encore trop préliminaires de ces modélisations avec *Barsim*.

En amont de ces modèles numériques, il est également possible d'obtenir, via les modélisations, des estimations sur les variations de certains paramètres en entrée des simulations stratigraphiques. Par exemple, l'analyse des observations des bassins versants grâce au programme *Hydrotrend* a permis d'acquérir des informations sur les variations du flux sédimentaire rhodanien arrivant dans le domaine marin au cours du Pléistocène supérieur.

III.1.2. Estimation du flux sédimentaire: Modèle *HYDROTREND*

Les sédiments provenant des apports fluviaux influencent directement la dynamique sédimentaire des littoraux (Coltorti, 1997; Liqueste *et al.*, 2004; Ly, 1980; Summerhayes *et al.*, 1978; Syvitski *et al.*, 2005c). Cependant, seulement 10 à 15 % des rivières à travers le monde possèdent un système d'observation et de surveillance des débits et des charges solides, pour des périodes de temps relativement courtes dans la plupart des cas (Syvitski *et al.*, 2003). Pour

des échelles de temps plus longues, les apports sédimentaires fluviaux vont jouer un rôle déterminant dans l'architecture stratigraphique des remplissages de bassin. Le modèle **Hydrotrend** a été développé dans le but d'estimer ces apports sédimentaires pour des périodes de temps comprises entre 10 000 et 100 000 ans à partir des caractéristiques du bassin fluvial et de paramètres extérieurs tel que le climat.

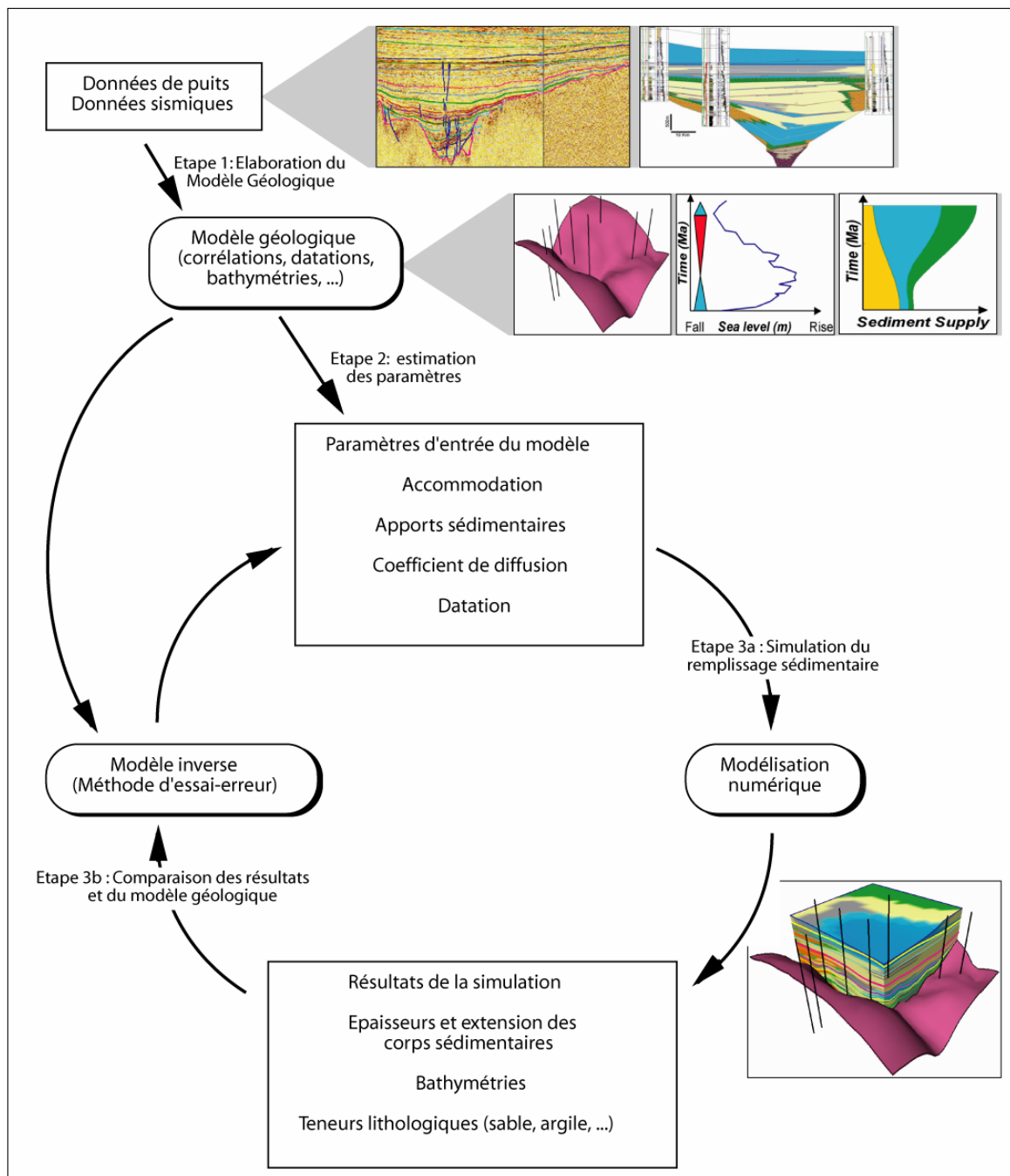


Figure III.2: La stratégie d'inversion des modélisations stratigraphiques (Modifiée de Granjeon, 1997 et Rabineau, 2001).

III.1.2.A Description et physique du modèle *HYDROTREND*

Hydrotrend est un modèle hydrologique et de transport sédimentaire qui simule le débit liquide et la charge sédimentaire à l'exutoire d'un système fluvial (Kettner and Syvitski, sous presse-b). Pour cela, il se base à la fois sur les propriétés du bassin versant (réseau fluvial, hypsométrie, relief, réservoirs) mais également sur les paramètres biophysiques (température, précipitation, évapo-transpiration et caractéristiques des glaciers). Ainsi, les différentes fluctuations du climat et les modifications de la morphologie du bassin versant sont prises en compte pour évaluer le flux sédimentaire à l'exutoire d'une rivière.

- *Modèle hydrologique (débit liquide)*

Le modèle **Hydrotrend** simule le débit hydraulique journalier moyen (Q) à l'embouchure d'une rivière grâce à une équation classique d'équilibre des liquides (eau). Elle met principalement en opposition les précipitations (P) par unité de surface (A) avec l'évaporation (Ev) modulées par le stockage et le relargage de l'eau (Sr).

$$Q = A \sum_{i=1}^{ne} (P_i - Ev_i \pm Sr_i) \quad \text{équivalent à} \quad Q = Q_r + Q_n + Q_{ice} + Q_g - Q_{Ev}$$

Équilibrer la première équation revient à faire intervenir cinq débits simultanés calculés à la journée (i): la pluie (Q_r), la fonte des neiges (Q_n) et des glaces (Q_{ice}), les eaux souterraines (Q_g) et l'évaporation (Q_{Ev}) (Syvitski and Alcott, 1995; Syvitski *et al.*, 1998).

Le climat du bassin (température et précipitation) et l'évolution du gradient de température avec l'élévation permettent de définir l'altitude limite de gel ("freeze line altitude" ou FLA) et ainsi la limite entre les chutes de pluie ou de neige. De la même manière, l'altitude de la limite d'équilibre des glaces ("glacier equilibrium line altitude" ou ELA) délimite la zone du bassin recouverte par les glaciers et qui contribuera au flux (Q_{ice}). Selon Andrews (1975), la zone des glaciers en ablation (sous ELA) correspond à 33 % du volume total des glaciers; la zone au-dessus ELA accumule les glaces (66 %). Ces limites vont évoluer verticalement avec le temps et les changements du climat. La combinaison avec l'hypsométrie du bassin versant servira à établir les surfaces et volumes de ces différents compartiments. Les variations du flux liquide sont bien sûr directement associées à ces modifications de volumes.

- *Modèle de charge sédimentaire*

En se basant sur une loi semi-empirique, **Hydrotrend** simule principalement les deux types d'apports sédimentaires (transport par charriage et en suspension). Une contribution additionnelle à la charge en suspension est générée par l'extension des glaciers et leur production en sédiment. Les différentes équations qui font le lien entre le flux sédimentaire, les caractéristiques du bassin, le débit liquide, le relief et la température pour cinq différentes zones climatiques proviennent essentiellement de l'analyse de données obtenues sur 340 rivières à travers le monde (équations *ART*, Syvitski *et al.*, 2003; et *QRT*, Kettner and Syvitski, sous presse-a). Une autre équation *BQART* peut être également choisie; elle incorpore les lithologies du bassin et les influences anthropiques sur l'érosion des sols. Mais elle nécessite des informations complémentaires sur le bassin qui ne sont pas toujours disponibles (Syvitski and Milliman, 2007). Ces équations ne seront pas détaillées ici mais sont disponibles dans l'article de Kettner and Syvitski (sous presse-a). L'efficacité du piégeage sédimentaire dans le bassin est abordée par l'étude et la caractérisation des réservoirs présents dans le réseau hydrologique. Environ 30 % du flux total en sédiment est piégé dans d'importants réservoirs (Syvitski *et al.*, 2005c). Leur position et leur volume permettent de déterminer le temps de résidence de l'eau dans le réservoir.

Hydrotrend reproduit les variabilités inter et intra-annuelles du flux sédimentaire (Figure III.3) en se servant soit d'observations réelles du climat ou par l'intermédiaire d'un module créant des variations stochastiques du climat pour les simulations sur de grandes périodes de temps géologiques (Morehead *et al.*, 2003; Syvitski *et al.*, 2005b). Le charriage ("bedload") est estimé pour chaque jour essentiellement à partir de la pente dans la plaine deltaïque, des caractéristiques du débit liquide journalier (vitesse d'écoulement) et des densités des liquides et des sédiments pris en charge. Enfin, un module optionnel permet d'intégrer les conditions de flux et la capacité de transport dans le cas d'un système deltaïque possédant plusieurs affluents (Syvitski *et al.*, 2005a).

III.1.2.B Modélisations hydrologiques et sédimentaires

Dans le cas d'une simulation des flux sédimentaires déglaciaires, les conditions climatiques pendant le Dernier Maximum Glaciaire sont dérivées des modèles climatiques CCSM (UCAR "Community Climate System Model") et des informations disponibles.

L'interpolation jusqu'aux mesures actuelles est effectuée grâce aux courbes normalisées $\delta^{18}\text{O}$ (Dansgaard *et al.*, 1993). Le fichier hypsométrique du bassin versant est créé à partir d'un modèle numérique de terrain du bassin hydrographique. L'ensemble de ces paramètres en entrée du modèle *Hydrotrend* va ainsi permettre d'établir les valeurs de débit et de charge sédimentaire (Figure III.3).

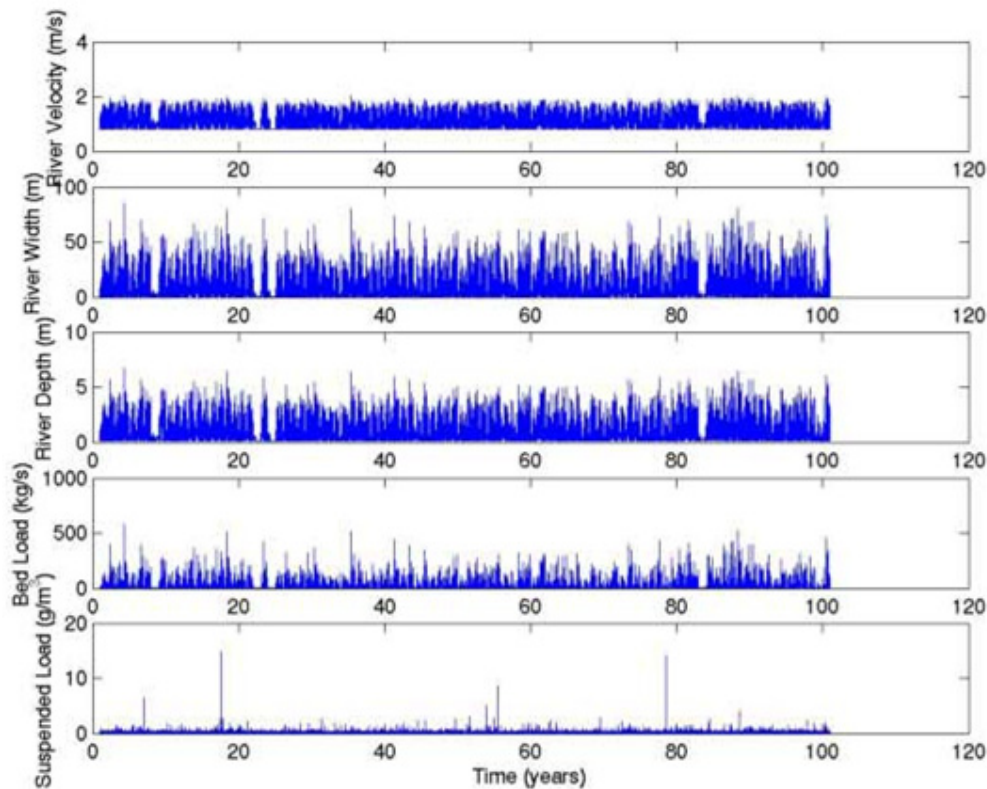


Figure III.3: Exemple de flux sédimentaires estimés en sortie du modèle *Hydrotrend* (Kettner, 2007)

Le modèle *Hydrotrend* est un outil très puissant pour estimer les flux sédimentaires issus d'un bassin versant qui vont être délivrés en mer. A partir des caractéristiques de ce bassin et de son évolution au cours du temps sous l'influence du climat, les débits liquides et la charge en sédiments vont se trouver modifiés. Ce modèle est particulièrement adapté pour étudier la quantité de sédiments arrivant sur une plateforme marine. Les informations fournies en sortie permettront d'alimenter les modèles classiques de remplissage de bassin.

III.2. MODÈLES DE REMPLISSAGE DE BASSIN

Les deux principaux programmes de modélisations stratigraphiques utilisés au cours de cette étude (*Dionisos* et *Sedflux*), ont pour objectif de reconstituer l'évolution et simuler le remplissage d'un bassin sédimentaire à partir de modèles numériques 2D et 3D calés sur les données géologiques, sédimentaires et géophysiques disponibles (sismique, puits, ...). *Sedflux* a été mis en œuvre afin de mieux comprendre l'interaction entre les processus contrôlant l'espace disponible permettant le dépôt des sédiments. *Dionisos* a servi à explorer en 3D les processus gouvernant les apports et le mode de répartition des sédiments. Les deux modèles simulent la réponse stratigraphique du système sédimentaire (la géométrie des corps sédimentaires, leur extension, leur empilement, leur lithologie) face aux changements des paramètres forçants (flux, eustatisme, tectonique...).

III.2.1. Modèle *SEDFLUX*

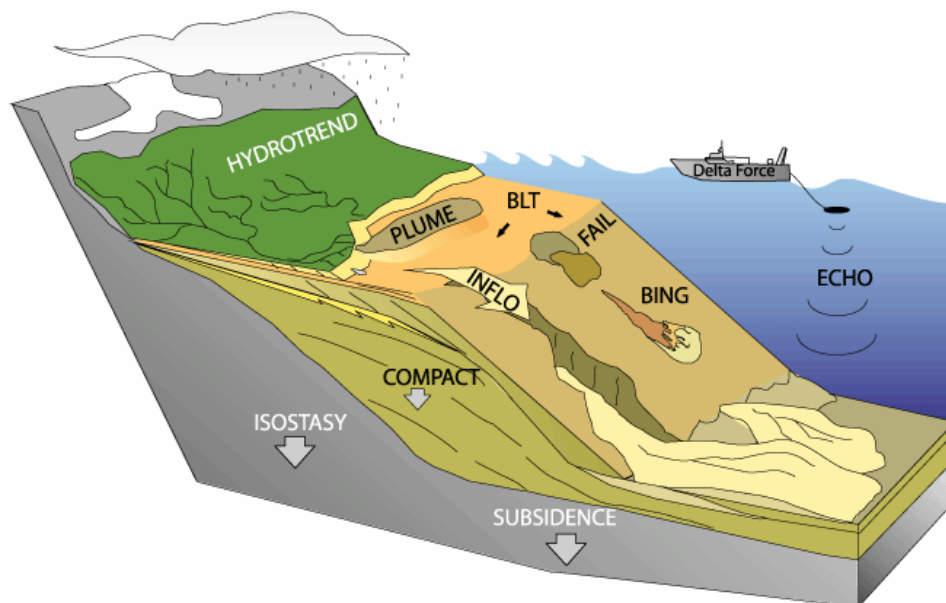


Figure III.4: Diagramme montrant la succession des processus modélisés par le modèle *Sedflux*. L'ensemble de ces programmes permet de simuler le transport et le dépôt des sédiments afin de reproduire la stratigraphie d'une marge continentale (Syvitski et al., 1999).

Le modèle *Sedflux* est capable de simuler la dispersion et l'accumulation des sédiments dans un bassin soumis aux variations du niveau de la mer, aux crues des fleuves, aux tempêtes océaniques et à d'autres facteurs environnementaux pour des échelles de temps

de l'ordre d'une ou plusieurs dizaines de milliers d'années. Ce modèle permet également de simuler l'impact des processus tectoniques (subsidence et surrection) et des effets isostatiques associés à la surcharge des sédiments et de la colonne d'eau (Figure III.4).

III.2.1.A Description et physique du modèle *SEDFLUX*

Le modèle *Sedflux* combine plusieurs modèles qui vont individuellement remplir une fonction propre (Figure III.4 et III.5). En effet, plusieurs processus sont simulés à chaque itération avec un pas de temps (journée ou année) qui offre la possibilité d'observer les conséquences de variations à moyen terme sur la stratigraphie (Syvitski and Hutton, 2001). Dans le Golfe du Lion, une partie des modules de *Sedflux* a été utilisée. Nous limiterons notre description du modèle à ces modules focalisés autour de la simulation de la réponse isostatique et tectonique de la marge.

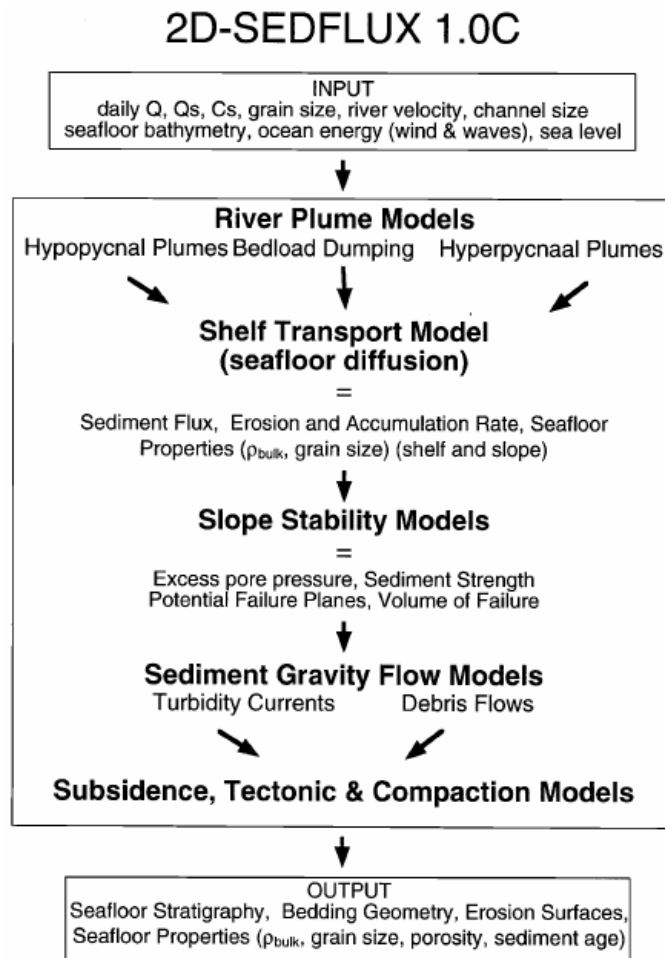


Figure III.5: Organigramme du modèle *Sedflux* -2D montrant les paramètres en entrée, les différents composants/programmes et les sorties du modèle (Syvitski and Hutton, 2001).

- *Flux sédimentaire: création d'un panache turbide*

Pendant la simulation, les sédiments arrivent au bassin par l'intermédiaire d'une rivière unique. Les caractéristiques au débouché de la rivière (observations) permettent d'adapter la morphologie et la dynamique sédimentaire à l'embouchure à chaque itération de la simulation. Le nombre de classes granulométriques qui compose les sédiments transportés en suspension et l'unique classe granulométrique à l'origine du transport par charriage sont soumis à l'appréciation de l'utilisateur. Mais chaque classe de grains dans le programme est caractérisée par le diamètre des grains, une densité, un coefficient de diffusion et un taux d'érosion caractéristique.

Les études en amont menées sur le bassin versant vont permettre au logiciel **Hydrotrend** de fournir le débit liquide Q_o , la charge en suspension Q_{so} et celle sur le fond Q_b (Figure III.3). Les sédiments de granulométrie variable délivrés au bassin par le flux entrant sont redistribués par l'intermédiaire de plusieurs processus exécutés successivement à chaque itération (Figure III.4). Les particules en suspension vont être propagées soit par un panache de surface (flux hypopycnal; Syvitski *et al.*, 1998) soit par un flux hyperpycnal (Skene *et al.*, 1997) en fonction de la densité de la charge sédimentaire associée au débit liquide. La dispersion de la fraction sur le fond s'effectue en relation avec la pente du front de delta par l'intermédiaire des glissements et du transport par courant de turbidité.

Le programme principal de **Sedflux** ("Plume") correspond à la mise en place d'un panache turbide provoquant des courants hypopycnaux. Il est basé sur le modèle d'Albertson *et al.* (1950) de flux 2D submergé et constant, émanant de l'embouchure d'une rivière (Syvitski *et al.*, 1998). Cette routine conçue à partir d'une équation d'advection-diffusion (équations issues de Syvitski and Hutton, 2001), introduit un flux sédimentaire dans le bassin pouvant varier dans le temps et répartit ces sédiments à l'embouchure de la rivière et dans le prodelta. Le panache modélisé devra ensuite subir la déflexion provoquée par la dérive littorale.

- *Dispersion des sédiments dans le bassin*

Les sédiments initialement déposés peuvent être remis en suspension par les vagues et les courants de fond (Wright *et al.*, 2001; Harris and Wiberg, 2001). **Sedflux** fait l'hypothèse que les effets de ces processus sont diffusifs. Ils sont ainsi simulés par une seule constante de diffusion $k_{(t, z)}$ qui reflète l'énergie maximum possible dans la zone côtière et qui varie en

fonction du temps et de la profondeur d'eau. Cette énergie va permettre de déterminer la quantité de sédiments remis en suspension pour chaque colonne de sédiments. Ce volume ne va pas forcément être déplacé et pourra être redéposé directement sur place; les différentes granulométries possèdent en effet leur propre coefficient de diffusion. k va également diminuer exponentiellement vers le large et avec la profondeur. La forme précise de cette fonction exponentielle varie avec le temps dans le but de refléter les changements de conditions climatiques.

Sedflux génère des tempêtes de magnitudes pouvant aller de 0 à 10 à partir de distributions statistiques des hauteurs et des périodes de vagues (observations). La durée de ces tempêtes correspond à une mesure de la cohérence fréquentielle des distributions et permet de simuler d'importantes tempêtes pouvant durer plusieurs jours. Les magnitudes de ces tempêtes auront un impact direct sur la grandeur du coefficient de diffusion $k(t, z)$. Plus récemment, un nouveau module a été mis en place et il se base principalement sur le comportement en mer d'un modèle morphodynamique de formation et d'évolution des clinofformes développé par Swenson *et al.* (2005). Ce programme simule la remise en suspension et les mouvements des sédiments de la plateforme soumis à l'action des houles. Il peut ainsi mettre en évidence les changements morphologiques des fonds marins (Pratson *et al.*, 2007) et de la distribution granulométrique à travers la plateforme.

- *Tectonique et isostasie*

Pour la modélisation d'un bassin sédimentaire, la subsidence et les mouvements verticaux sont particulièrement importants; ils participent à la création ou la disparition de l'accommodation à l'origine des dépôts ou de l'érosion sur la plateforme (Steckler, 1999; Syvitski and Hutton, 2001). La modélisation de ces processus à l'aide de *Sedflux* a fait l'objet d'un travail spécifique (Jouet *et al.*, sous presse) et est traitée séparément et dans le détail dans le paragraphe suivant.

- *Compaction des dépôts*

La compaction des sédiments est un composant important de la physique de remplissage d'un bassin (Bahr *et al.*, 2001). Le degré de compaction d'une couche sédimentaire dépend principalement de la charge des sédiments sus-jacents. Les sédiments peuvent être compactés jusqu'à posséder un minimum de porosité Φ_0 pour un arrangement

maximum. La charge est calculée à partir du poids de la colonne sédimentaire sus-jacente. Le modèle néglige les effets liés à la pression interstitielle de l'eau. Les caractéristiques de porosité sont évidemment dépendantes de la nature du sédiment.

III.2.1.B Simulation de la tectonique et de l'isostasie

Dans *Sedflux*, deux différents types de subsidence sont considérés: la subsidence associée à l'isostasie et celle engendrée par la tectonique du bassin (Syvitski and Hutton, 2001).

- *Subsidence tectonique*

Les processus physiques qui conduisent aux mouvements tectoniques et thermiques ne sont pas calculés dans *Sedflux*; les estimations de l'effet de ces processus sont incorporées dans le modèle par le géologue. Les mouvements verticaux en tous points du bassin sont spécifiés en entrée et sont susceptibles de varier dans le temps et l'espace. Le résultat de la simulation apportera la confirmation ou non de la validité du taux de subsidence utilisé.

- *Subsidence isostatique*

Les changements de la charge en eau et en sédiments sur le bassin vont induire des mouvements verticaux de la lithosphère. *Sedflux* estime la subsidence associée à ces surcharges par l'intermédiaire d'un modèle de flexure élastique. L'estimation de l'épaisseur élastique effective (*EET* ou "effective elastic thickness") est une des méthodes quantitatives pour explorer la rigidité de la lithosphère (Watts, 1992).

$$EET = \sqrt[3]{\frac{12(1-\nu^2)D}{E}}$$

Les deux constantes, le coefficient de Poisson ($\nu = 0.25$) et le module de Young ($E = 7.10^{10} \text{ N/m}^2$) caractérisent la rhéologie de la partie élastique de la lithosphère. D correspond à la rigidité flexurale. Le modèle reproduit les comportements de la lithosphère terrestre et fait quatre principales hypothèses:

- La lithosphère possède une rhéologie élastique linéaire,

- La flexure reste raisonnablement faible,
- La *EET* est mince proportionnellement à la longueur de la plaque considérée,
- Les différentes sections qui composent la plaque restent planes après la déflexion.

Pour un poids unique positionné sur la croûte terrestre, le déplacement résultant $w(x)$ est le suivant:

$$w(x) = \frac{p(x)\alpha^3}{8D} \exp\left(-\frac{|x|}{\alpha}\right) \left(\cos\left(\frac{|x|}{\alpha}\right) + \sin\left(\frac{|x|}{\alpha}\right) \right) \quad \text{avec } \alpha \text{ défini par} \quad \alpha \equiv \sqrt[4]{\frac{4D}{\rho_m g}}$$

Ce mouvement est ainsi dépendant de la rigidité flexurale D du modèle de lithosphère, de la densité ρ_m des sédiments sus-jacents et de leur position x . A cause des différentes hypothèses sur la linéarité du système, le déplacement induit correspond à la somme des déplacements pour chaque colonne individuelle.

Après l'application d'une charge, l'asthénosphère visqueuse s'écoule de telle manière que la lithosphère peut s'infléchir. Le mouvement n'est pas instantané et il se passe un délai entre l'application du poids et la réponse de la lithosphère (Paulson *et al.*, 2005). **Sedflux** considère cette réponse comme exponentielle avec le temps;

$$w(t) = w_0 \left(1 - \exp\left(-\frac{t}{t_0}\right) \right)$$

où w_0 correspond à la flexure d'équilibre, t le temps pendant lequel le poids a été appliqué et t_0 le temps de la réponse de la lithosphère.

Dans **Sedflux**, le paramétrage du modèle de flexure élastique nécessite essentiellement la définition de l'épaisseur élastique effective (*EET*) et du temps de relaxation t_0 . Grâce à ces modules, le programme permet de confirmer la subsidence estimée à partir du modèle géologique et de calculer les mouvements verticaux associés à l'isostasie.

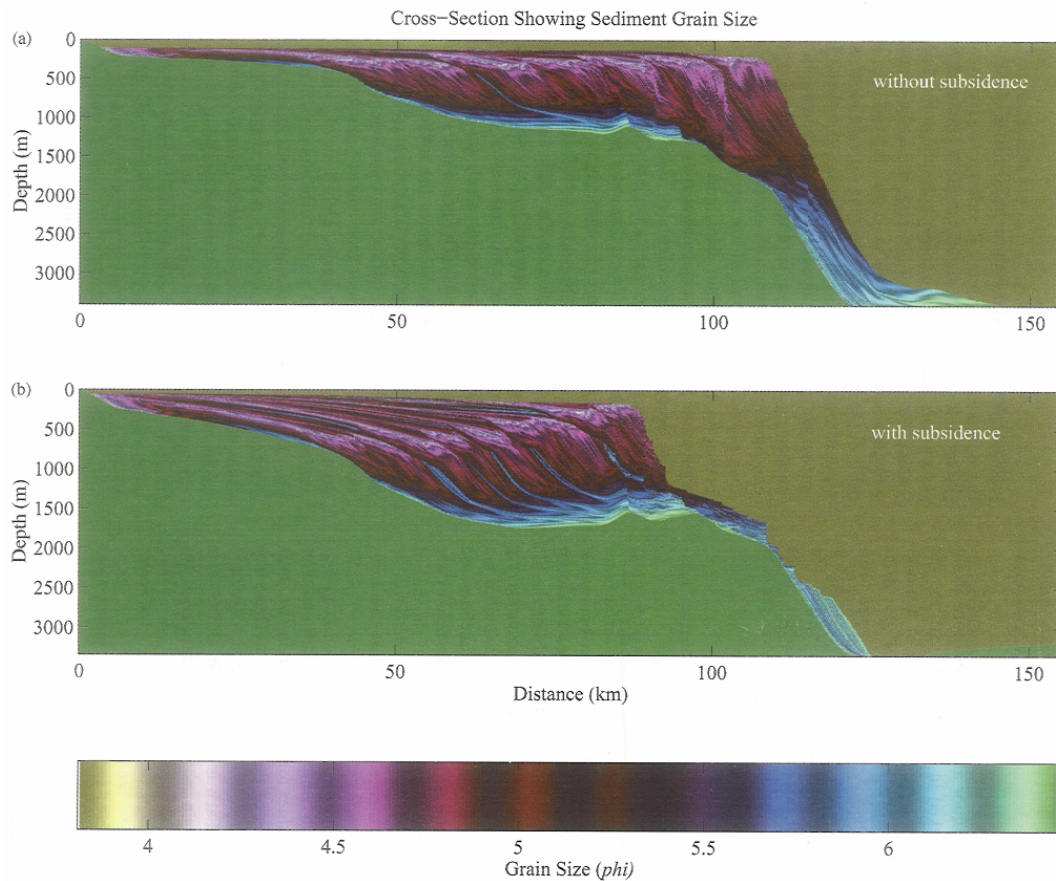


Figure III.6: Exemple d'une simulation stratigraphique avec le modèle *Sedflux 2D* montrant la distribution des sédiments en fonction de leur granulométrie sur une marge continentale passive. L'architecture sédimentaire résulte des processus intervenant sur la marge et sur le littoral: panache fluviatile, courants de turbidité et glissements sur le front de delta, remaniement par les vagues et finalement compaction. Le modèle correspond au remplissage d'un bassin pendant une période de 200.000 ans pendant lesquels le niveau de la mer a varié régulièrement d'une centaine de mètres (6 cycles). Dans le cas (a), il n'y a pas de subsidence alors que pour (b), le processus est pris en compte (Syvitski and Hutton, 2001).

III.2.1.C Modélisations stratigraphiques

Le modèle numérique de simulation stratigraphique incorpore des informations sur l'atmosphère, l'océan et la géologie régionale afin de reconstruire l'architecture sédimentaire des marges (Hutton *et al.*, 2004). Les processus interagissent avec des conditions aux limites sans cesse en évolution (bathymétrie, niveau de la mer, position de la ligne de rivage, etc...). Les dépôts modélisés peuvent être visualisés grâce à des sections 2D montrant les propriétés des sédiments (granulométrie, densité, porosité, perméabilité) ou des puits virtuels le long de ces sections (Figure III.6). Actuellement, la plupart des modules fonctionnent déjà en trois dimensions, mais la mise en œuvre d'une telle combinaison de programmes requiert un savoir informatique important.

III.2.2. Modèle *DIONISOS*

Le modèle *Dionisos* (*Diffusion Oriented - Normal and Inverse - Simulation Of Sedimentation*) a été conçu par l'IFP, à l'origine pour décrire la stratigraphie à une échelle "exploration pétrolière", afin de fournir aux modèles de bassin une description quantifiée de l'évolution au cours du temps de la stratigraphie (Granjeon, 1997). *Dionisos* est un modèle stratigraphique dynamique, dont le principe fondamental est d'utiliser des lois physiques déterministes afin de simuler l'évolution au cours du temps de la morphologie et du remplissage d'un bassin sédimentaire.

III.2.2.A Description et physique du modèle *DIONISOS*

Les simulations stratigraphiques de *Dionisos* permettent d'appréhender et de tester des hypothèses sur le flux et le transport sédimentaire mais également sur l'accommodation et la déformation au sein d'un bassin. Les apports de sédiments sont définis par la définition d'entrées ou de sorties de sédiments aux frontières du bassin. Le transport permanent à long-terme de sédiments est basé sur la diffusion (flux de sédiments proportionnel à la pente) et modulé par le flux d'eau et l'énergie des vagues. Le transport catastrophique à court-terme est également envisageable (avalanche et instabilités de bassin). Enfin la déformation du bassin peut être appréhendée en signifiant l'évolution des déformations tectoniques verticales du socle. La définition des variations du niveau de la mer, le calcul de la flexure élastique de la lithosphère induite par la charge sédimentaire, et/ou la compaction mécanique et hydrostatique des sédiments viennent se surimposer à ces déformations. Pour tous ces processus, le programme utilise des résolutions spatiales qui correspondent à des bassins ayant une dimension horizontale de plusieurs dizaines à centaines de kilomètres et des résolutions temporelles de l'ordre de quelques dizaines à centaines de milliers d'années, voir millions d'années.

- *Transport sédimentaire (long-terme)*

Les équations choisies pour représenter le transport des sédiments se basent sur des lois préalablement définies à de très petites échelles (quelques jours et quelques kilomètres) dans un environnement bien contraint (cours d'eau). Les paramètres de contrôle de ce

transport sédimentaire qui en ressortent, ont servi à établir de manière empirique une loi de transport (équation de diffusion) applicable sur de larges échelles et permettant de reproduire la moyenne de l'ensemble des processus de transport intégrée sur de grands pas de temps et d'espace.

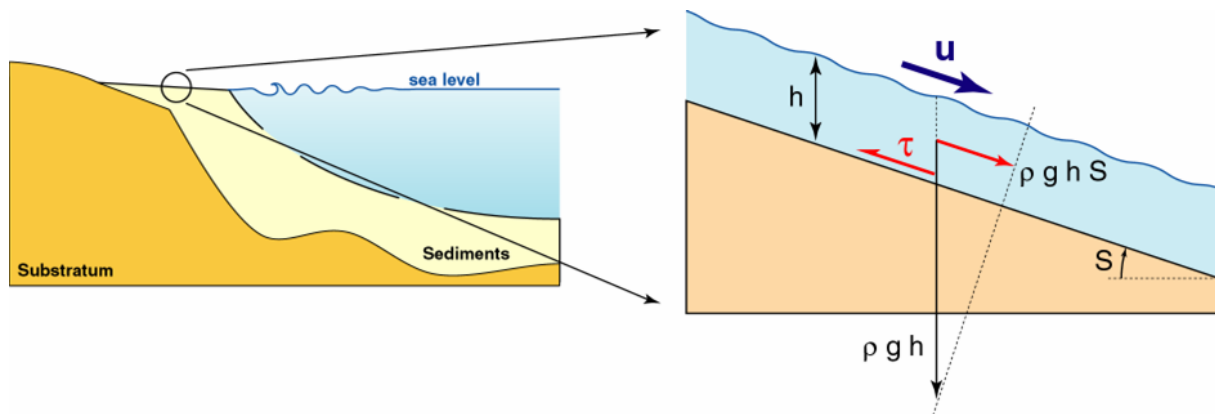


Figure III.7: Définition des paramètres contrôlant le transport fluvial des sédiments (Granjeon, 1997).

Dans le cas d'un écoulement de l'eau ayant atteint un régime d'équilibre permanent et uniforme, les forces motrices et résistantes agissant sur l'eau sont égales. Ainsi, l'énergie motrice apportée par la gravité est entièrement dissipée par le frottement de l'eau contre les parois d'un cours d'eau. La contrainte de cisaillement τ (Pa ou kg/m.s^2) induite par ce frottement est donc égale à la composante longitudinale de la gravité (Figure III.7).

Différentes équations permettent d'établir des relations entre ces forces de cisaillement et à la fois la vitesse du flux et la capacité du transport sédimentaire. Le couplage de ces équations va aboutir à une équation permettant d'établir la capacité de transport Q_s (m^2/s) dépendante essentiellement de la pente S et du flux d'eau Q_e (m^2/s) (Figure III.8):

$$Q_s = KQ_e S$$

K correspond à un coefficient de proportionnalité ou de diffusion (proche de 0,1). S est égal au gradient de la topographie h (pente).

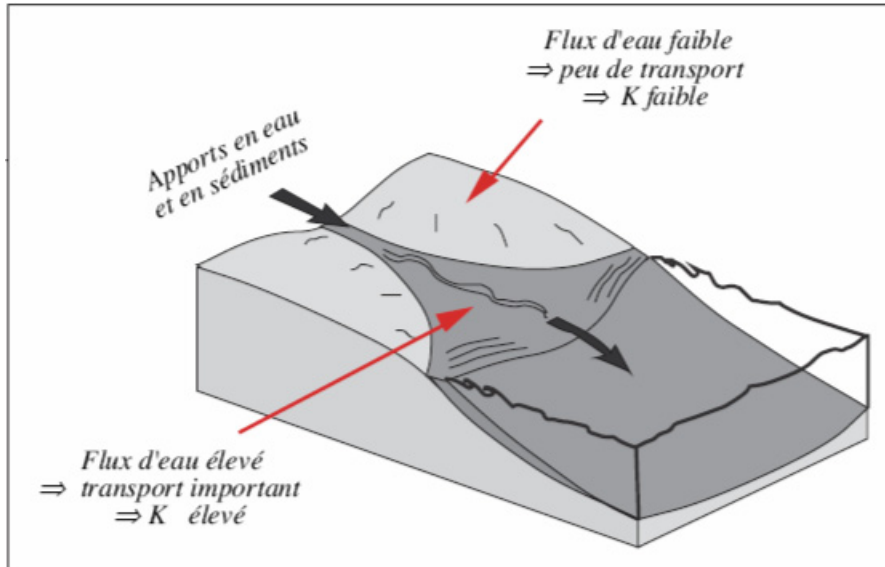


Figure III.8: Principe du flux d'eau utilisé dans le modèle **Dionisos** (Granjeon, 1997); relation entre les apports en eau, l'efficacité du transport et la diffusion (K).

Les quantités de sédiments déposées ou érodées en chaque point du bassin sont calculées en couplant cette loi de transport avec le principe de conservation des masses. Cela permet d'aboutir à l'équation d'évolution de la topographie (équation de diffusion):

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \text{div}(KQ_e \vec{\nabla} h) \quad \text{avec } \vec{S} = -\vec{\nabla} h$$

Cette équation ne permet pas de reconstituer en détail chacun des processus sédimentaires, mais elle restitue convenablement la moyenne de l'ensemble des processus. Dans **Dionisos**, cette équation est appliquée pour l'ensemble des environnements sédimentaires, continentaux et marins. L'équation générale est la suivante:

$$\vec{Q}_s = -(K_g + K_e q_e + K_v e_v) \vec{\nabla} h$$

avec K_g et K_e les coefficients respectivement de diffusion gravitaire (domaine continental) et de proportionnalité au flux d'eau (m^2/s). Ici, le flux d'eau q_e est sans dimension; il est relatif (paramètre en entrée $Q_e/Q_{e,0}$) à une référence de flux (paramètre fixe $Q_{e,0}$).

Dans ce modèle de diffusion, la description des différentes lithologies s'effectue par définition de plusieurs classes granulométriques qui sont la représentation de mélanges de plusieurs composantes granulométriques de base (sable, argile et calcaire). L'équation de

diffusion est appliquée indépendamment à chaque lithologie pour évaluer la capacité de transport du flux (fonction de la concentration c_i de chaque composante i) et pour répartir les sédiments dans le bassin.

Dans cette équation empirique, tous les transports de sédiments induits par une force non gravitaire (les vagues ou les courants océaniques), ou par un autre agent que l'eau (le vent), ou ayant duré trop peu de temps pour qu'un régime d'équilibre local puisse s'installer (avalanche de débris) ne sont pas simulés. Pour faire face à ces aléas, l'effet des vagues sur la diffusion des sédiments est pris en compte grâce au coefficient K_v et à l'énergie relative e_v de ces vagues. Le coefficient de diffusion lié aux vagues peut être soit positif, soit négatif afin de simuler ainsi une accélération ou un frein à l'action de la gravité. L'énergie est calculée à partir des caractéristiques de ces vagues (hauteur, longueur, vitesse) déduites principalement de la période, de la hauteur et de la bathymétrie locale. La résolution numérique de cette énergie à chaque pas de temps consiste au tracé 2D des rayons de propagation des vagues et aux calculs successifs 1D le long de ces tracés de l'énergie. Une carte de flux d'énergie est ainsi disponible en tout point du domaine marin.

L'équation de transport diffusif permet de définir la capacité maximale de transport en sédiments en chaque point du bassin. L'équation est ensuite couplée à un principe de disponibilité réduite afin de déterminer la quantité réelle de sédiments transportés. Il est indispensable d'évaluer la quantité disponible de sédiments, issue principalement des apports aux frontières du bassin et de l'érosion locale des sédiments déjà déposés. Un coefficient λ_i de réduction du flux diffusif, du fait de la disponibilité réduite, sera ainsi appliqué aux équations de transport de chaque lithologie afin d'aboutir à une équation générale de transport diffusif sous contrainte:

$$\overline{Q_{S,i}} = -\lambda_i c_i (K_{g,i} + K_{e,i} q_e + K_{v,i} e_v) \overline{\nabla h}$$

avec $Q_{S,i}$ la capacité de transport pour une lithologie i (m^2/s), λ_i le coefficient de réduction du flux diffusif lié à la disponibilité réduite, c_i la teneur en lithologie i .

En résumé, **Dionisos** utilise une équation de diffusion pour le transport et le dépôt des sédiments dans un bassin en 3D. Cette équation peut traiter le transport d'une seule ou de

plusieurs lithologies ayant des comportements physiques différents et peut être modulée par le flux d'eau et l'énergie des vagues et contrainte par une disponibilité de transport réduite.

- *La déformation du bassin sédimentaire*

La stratigraphie d'un bassin sédimentaire, ainsi que le transport des sédiments et leur dépôt au sein de celui-ci, sont pour partie contrôlés par sa topographie. **Dionisos** prend en compte les évolutions du bassin qui vont entraîner des changements importants dans les modes de sédimentation et influencer l'organisation stratigraphique. Dans le modèle, trois types de déformations sont distingués: (1) les variations du toit du socle induites par la tectonique locale ou régionale, (2) les variations du niveau de la mer et (3) les variations d'épaisseur de la tranche sédimentaire dues à la compaction. La modélisation des processus tectoniques dans **Dionisos** réside principalement dans l'application de mouvements verticaux, prédéfinis tout au long de la simulation. De la même façon, les variations du niveau de la mer sont compilées à partir d'une courbe définie pour l'ensemble de la simulation. Seules la flexure et la compaction sont réellement calculées par le programme.

La flexure induite par la variation du poids des sédiments et de l'eau dans le bassin est simulée par un modèle pseudo-élastique 3D qui repose sur la convolution de plusieurs composantes: (1) la réponse élastique d'une plaque rigide homogène à une charge ponctuelle décrite par le modèle élastique de Turcotte et Schubert (1982) à partir de la rigidité D et la flexure α , (2) la distribution 2D de la charge sédimentaire, via un coefficient de normalisation dans le but d'étendre radialement la réponse élastique 2D à un modèle pseudo 3D. Par contre, l'isostasie liée aux variations du poids de la tranche d'eau associées à l'eustasie, n'est pas encore prise en compte dans le modèle.

En résumé, **Dionisos** peut gérer plusieurs types de déformation du bassin ou des sédiments. La déformation tectonique verticale et les variations du niveau de la mer sont directement introduites dans le modèle par l'utilisateur; contrairement à la flexure et à la compaction des sédiments soumises aux conséquences physiques liées à la surcharge sédimentaire.

III.2.2.B Modélisations stratigraphiques

La préparation du modèle *Dionisos* consiste, tout d'abord, à définir la géométrie du bassin (taille et maillage), le temps simulé (durée et pas de temps) et les lithologies (nombre et caractéristiques). La bathymétrie initiale va servir de surface de base sur laquelle les sédiments vont venir se déposer. Dans *Dionisos*, le niveau de référence ou niveau de base est assimilé au niveau de la mer, suivant ainsi les principes énoncés par Jervey (1988) et Schumm (1993). L'espace disponible pour la sédimentation correspond donc à la distance entre le substratum et le niveau de la mer (Figure III.9), il peut être appréhendé à partir des mouvements eustatiques globaux et tectoniques ou alors à partir de la somme des épaisseurs sédimentaires avec la bathymétrie (Granjeon *et al.*, 1994).

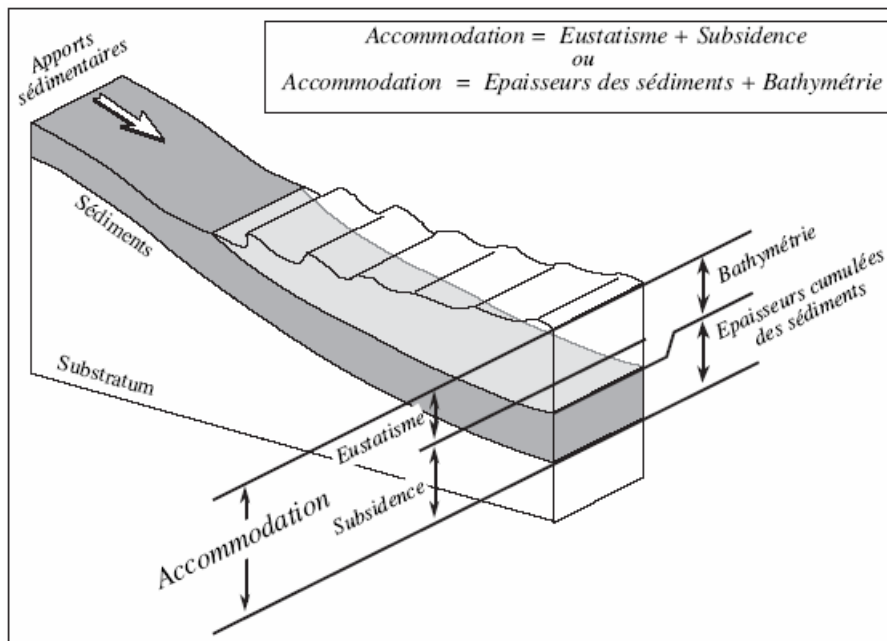


Figure III.9: Double définition de l'accommodation dans *Dionisos* (Granjeon *et al.*, 1994).

La paramétrage du programme consiste principalement dans la définition (1) de la déformation tectonique, des variations du niveau de la mer, (2) de la position des sources et leurs fluctuations en alimentation sédimentaire et (3) des paramètres de transport (coefficients de diffusion). Les premiers paramètres serviront à calculer l'accommodation, les seconds à estimer les apports sédimentaires entrants aux frontières du modèle et enfin les derniers à déterminer l'efficacité de leur transport et leur répartition suivant les lois déterministes et le

principe de conservation des masses. Ces informations sont souvent issues de l'analyse des données géophysiques de sismique ou de diagraphie.

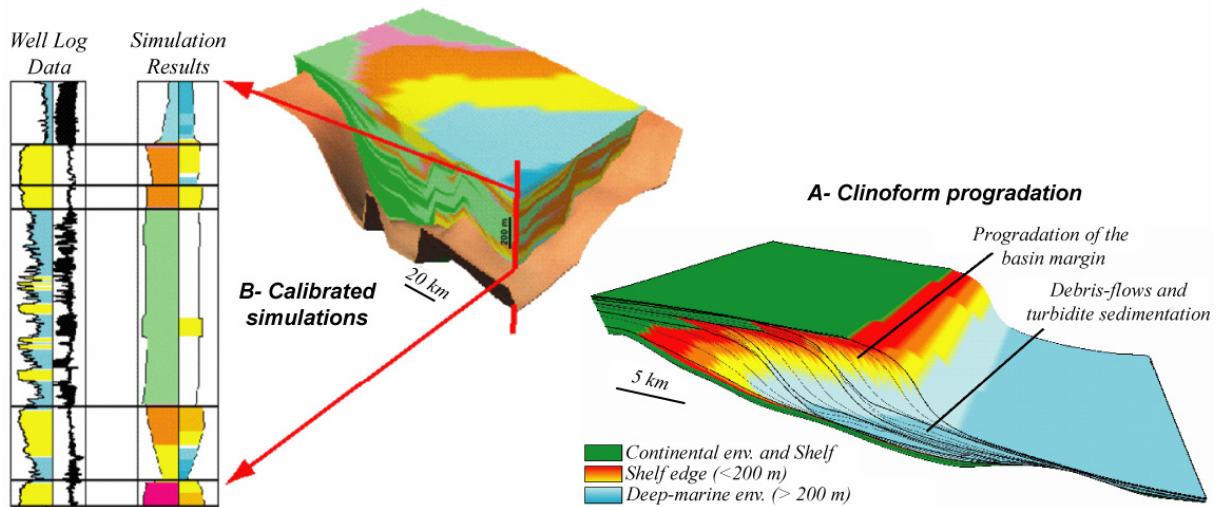


Figure III.10: Simulations stratigraphiques avec **Dionisos**: **A-** Exemple de progradation 3D d'un bassin (réalisé sur la marge Brésilienne par Petrobras, in <http://consortium.ifp.fr/Dionisos/>). **B-** Calibration d'une simulation par des données géophysiques; comparaison d'un log simulé (rapport argile/sable et bathymétrie) avec un profil de données de gamma-ray, résistivité et porosité ("3D Brent study" réalisée par TotalFinaElf et Imperial College, in <http://consortium.ifp.fr/Dionisos/>).

En sortie, le modèle **Dionisos** fournit, en tout point de la zone simulée, la paléobathymétrie de dépôt et la teneur lithologique moyenne du matériel déposé. Il permet donc de reconstruire la géométrie moyenne des unités sédimentaires en 3D et de prédire l'évolution des faciès à l'intérieur de ces unités (Figure III.10). A partir de ce modèle, la quantification des dépôts est possible, en particulier l'architecture (position des dépôt-centres, épaisseur, étendue ...) et les caractéristiques des sédiments déposés (nature, bathymétrie de dépôt, ...). Les paramètres physiques ayant servi à l'élaboration de ce remplissage de bassin pourront être étudiés en détail (subsidence et eustasie, évolution des sources, caractéristiques de l'hydrodynamisme, ...) et comparés à ces mêmes paramètres simulés (Figure III.10). L'analyse de ces paramètres permettra de faire de nouvelles hypothèses sur l'histoire géologique et sédimentaire du bassin, de mieux quantifier les facteurs principaux et d'obtenir une quantification des faciès et des géométries calibrés par les données acquises sur le terrain.

Les conditions d'application et d'interprétation du modèle permettent au modèle **Dionisos** de simuler efficacement le remplissage d'un bassin, les séquences progradation-rétrogradation des systèmes deltaïques sur de grandes échelles de temps et d'espace (Figure III.10).

CONCLUSION

Les modélisations stratigraphiques contribuent à l'étude stratigraphique d'une marge continentale. Elles permettent de tester et de valider les différentes hypothèses énoncées lors de l'élaboration du modèle géologique à partir des données géophysiques et sédimentaires (*cf* Chapitre II). Les deux principaux logiciels de modélisation stratigraphique (***Dionisos*** et ***Sedflux***) utilisés au cours de cette thèse, sont particulièrement adaptés pour reconstituer l'évolution et simuler le remplissage d'un bassin. L'histoire sédimentaire du bassin a ainsi pu être étudiée en prenant en compte, dans des modèles numériques 2D ou 3D, les trois acteurs principaux: la déformation du bassin, les apports et le transport des sédiments. Comme nous allons le voir dans les chapitres suivants (*cf* Chapitres V et VI), ces modélisations nous ont permis de mieux comprendre l'interaction entre les processus contrôlant l'espace disponible et les processus gouvernant les apports et le mode de répartition des sédiments. Cette interaction induit, en effet, la réponse stratigraphique du système sédimentaire.

CHAPITRE - IV

LA STRATIGRAPHIE DU PLEISTOCENE SUPERIEUR

(derniers 500 000 ans)

(du stade isotopique MIS-12 au stade MIS-1)



INTRODUCTION

Le climat de la Terre a subi des changements importants au cours du Quaternaire supérieur. Les continents et les océans ont constamment dû s'adapter aux variations de température, des volumes de glace et du niveau de la mer. L'impact de ces changements a largement été décrit à partir de l'étude des carottes de glace des pôles (Johnsen *et al.*, 1992). De la même manière, l'analyse du $\delta^{18}\text{O}$ des assemblages de foraminifères marins a permis de reconstituer l'histoire des changements climatiques de la Terre (Imbrie *et al.*, 1984; Shackleton *et al.*, 2000; Huybers and Wunch, 2004; Lisiecki and Raymo, 2005) (Figure IV.1).

A l'échelle géologique, ces changements climatiques ont induit le transfert de quantités importantes d'eau entre les calottes de glace et les océans provoquant de grandes fluctuations du niveau de la mer qui ont eu un impact important sur l'architecture et les environnements sédimentaires des marges continentales (Haq *et al.*, 1987, 1988). Des études récentes à travers le monde illustrent également l'effet de cet eustatisme sur l'enregistrement sédimentaire quaternaire (Austin *et al.*, 1998; Winn *et al.*, 1998; Trincardi *et al.*, 2000; Berné *et al.*, 2004; Rabineau *et al.*, 2005). Il apparaît que l'organisation stratigraphique des marges continentales répond directement aux oscillations glacio-eustatiques associées aux cycles quasi-périodiques des paramètres orbitaux terrestres (Milankovich, 1920; Berger and Loutre, 1992).

Dans le Golfe du Lion, le projet Promess-1 ("PROfiles across MEditerranean Sedimentary Systems") avait pour objectif de fournir à la communauté scientifique un enregistrement sédimentaire détaillé des changements climatiques rapides en Méditerranée occidentale à travers la réalisation de plusieurs forages sédimentaires et géotechniques. Ces puits avaient pour vocation de caler dans le temps et par rapport aux événements climatiques et environnementaux, les modèles sismo-stratigraphiques établis jusqu'à aujourd'hui sans véritables contraintes chrono-stratigraphiques.

Dans ce chapitre, nous relaterons les résultats majeurs obtenus grâce à ces forages. Ils ont permis notamment de réviser l'interprétation stratigraphique. Ces nouvelles avancées ont ensuite donné lieu à l'étude de l'ensemble de la plateforme grâce à un réseau dense de profils sismiques dans le but de comprendre l'agencement des dépôts tardi-pléistocènes et le rôle important joué par l'accommodation dans la préservation des séquences sédimentaires composant une marge continentale passive.

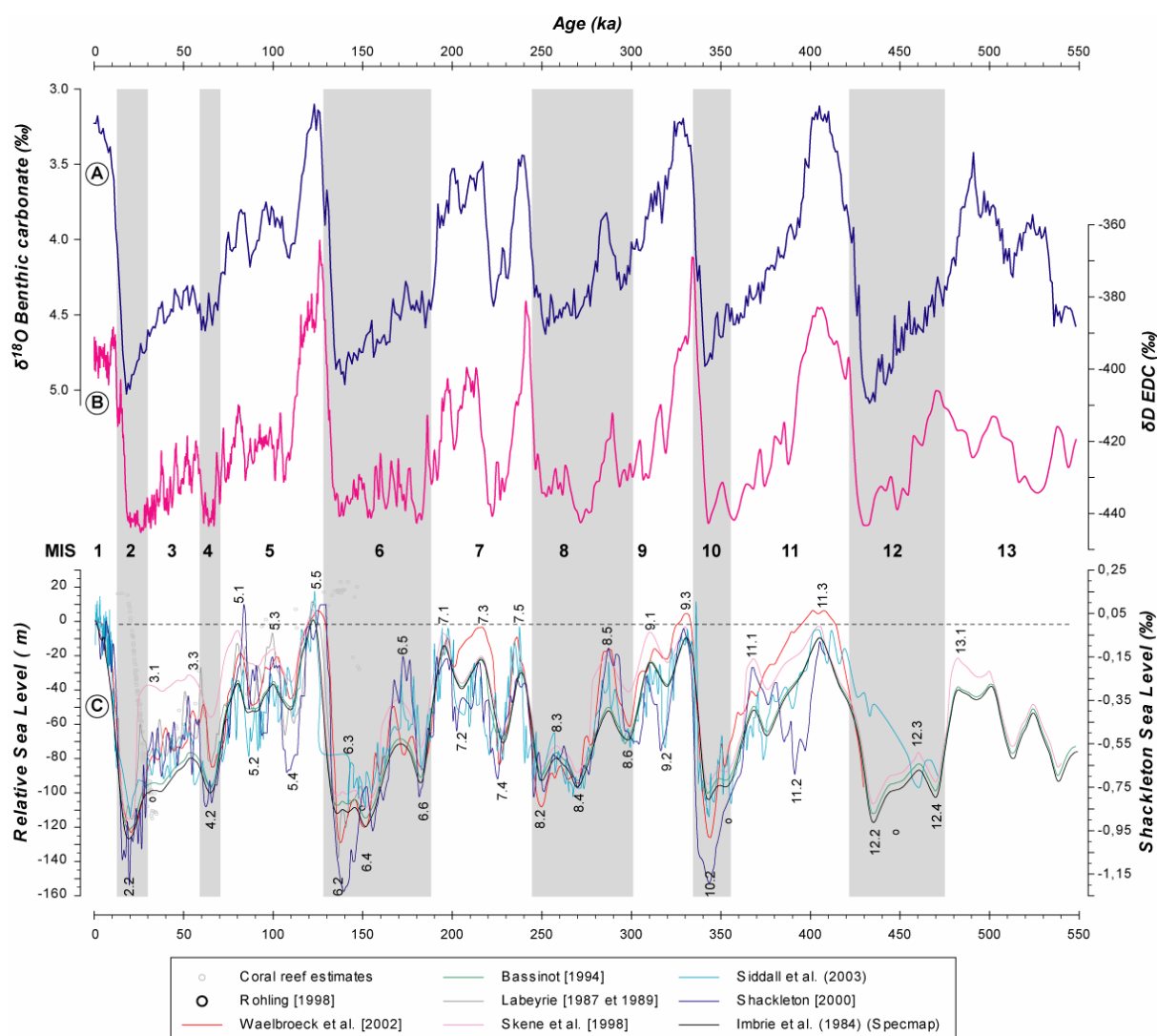


Figure IV.1: Variations du climat et du niveau de la mer pendant les dernières 550 000 années. Les fluctuations climatiques sont observables grâce aux données isotopiques marines (A- synthèse mondiale des enregistrements benthiques de $\delta^{18}\text{O}$, d'après Liesiecki and Raymo, 2005) et des glaces (B- δD Antarctique d'après EPICA, 2004). Ces changements climatiques sont à l'origine des variations globales du niveau marin mises en évidence par la compilation des courbes eustatiques (C). Les données sont issues des analyses isotopiques, des études sur les coraux ou encore de l'interprétation des fronts de paléo-deltas. Les cycles de 100 000 ans (excentricité) prédominent dans ces oscillations marines qui dépassent 100 m d'amplitude. Des cycles à 40 000 ans (obliquité) et à 20 000 ans (précession) se superposent à la période dominante avec des amplitudes de plusieurs dizaines de mètres. MIS: "Marine Isotopic Stage".

IV.1. SYNTHÈSE SUR L'ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE (PRÉ-PROMESS)

Le Golfe du Lion a été un site intensément étudié ces 20 dernières années, en particulier par les nombreuses explorations de sismique HR et THR. Les travaux antérieurs (Monaco, 1971; Aloïsi 1986; Tesson *et al.*, 1990a, 2000; Berné *et al.*, 1998, 2004; Rabineau,

2001; Baztan, 2004; Rabineau *et al.*, 2005) montrent qu'il s'agit d'une zone exceptionnelle pour l'étude de l'enregistrement sédimentaire des cycles glacio-eustatiques et du climat, en raison des apports sédimentaires importants (en provenance majoritaire du Rhône) et d'un taux de subsidence élevé (255 m/Myr, d'après Rabineau, 2001). La construction de la plateforme continentale est le résultat de l'empilement de séquences sédimentaires déposées suivant les fluctuations du niveau marin induites par les changements climatiques du Pléistocène supérieur. Sur la plateforme externe, la majeure partie des sédiments quaternaires se dépose en contexte de baisse et de bas niveau marin ("forced regressive system" d'après Hunt and Tucker, (1995) ou "falling stage system" d'après Plint and Nummedal, 2000).

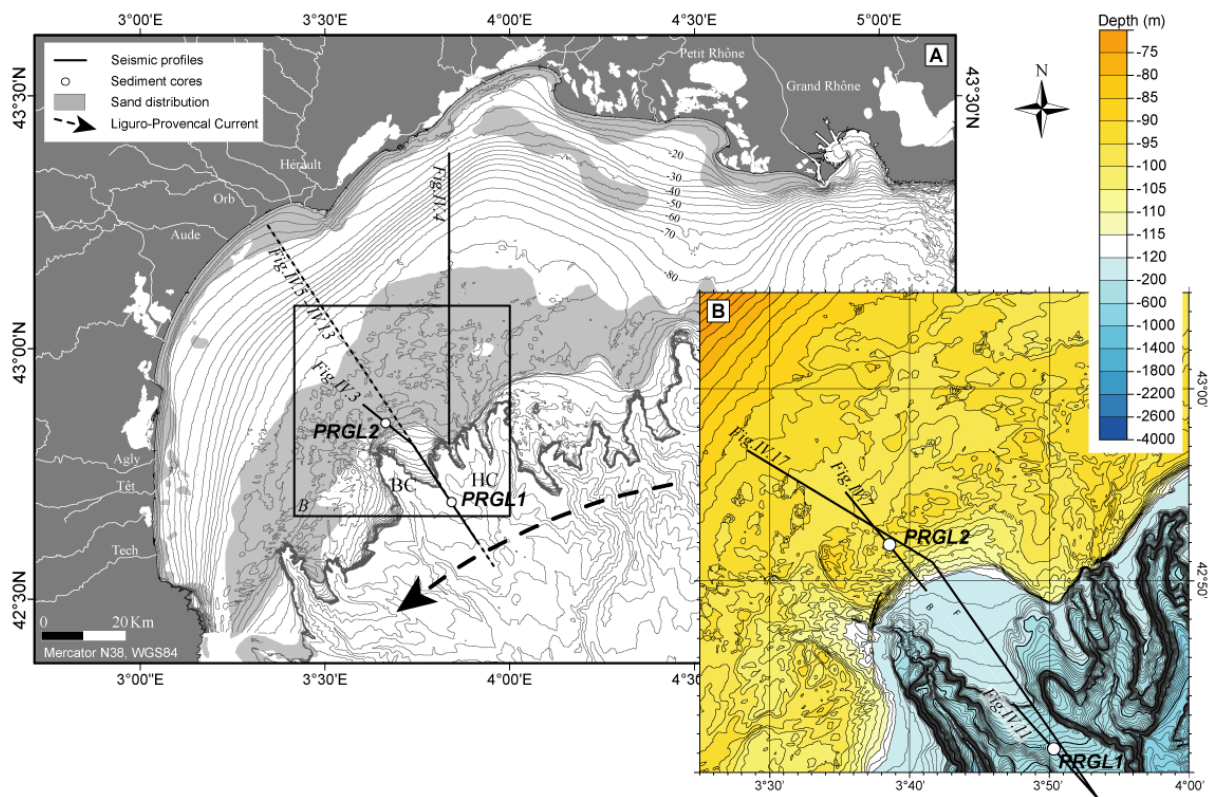


Figure IV.2: (A) Carte bathymétrique du Golfe du Lion (d'après Berné *et al.*, 2002a) avec la distribution des sables sur la plateforme continentale (en gris; d'après Aloïsi, 1986). (B) Zoom de l'interfluve Bourcart-Hérault sur la plateforme externe avec la position des forages Promess et des profils sismiques présentés dans ce chapitre. BC: Canyon Bourcart; HC: Canyon Hérault.

IV.1.1. Modèle stratigraphique de l'interfluve Bourcart-Hérault (B/H)

IV.1.1.A Un motif élémentaire de faciès sismiques

Les profils sismiques haute résolution sur la plateforme continentale externe et en particulier dans la zone Bourcart-Hérault (Figure IV.2) ont permis d'identifier les séquences

sédimentaires du Quaternaire supérieur comme la superposition de prismes progradants (Rotunno, 1998; Jouet, 2003; Rabineau *et al.*, 2005) (Figure IV.3). Elles présentent 2 types de faciès sismiques principaux: des prismes caractérisés par des clinofformes obliques faiblement pentés ($< 1^\circ$, type PI) et des prismes identifiables par des clinofformes internes sigmoïdes fortement pentés ($> 4^\circ$, type PII). Ces deux types de prismes s'organisent suivant un motif horizontal (PI/PII d'amont en aval) répétitif verticalement (Figure IV.4). Sur la base de prélèvements sédimentaires superficiels, ce motif élémentaire a été interprété comme le résultat de l'alternance des dépôts de forte (PII) et de faible énergie (PI). Les prismes PI ("shoreface" inférieur et "offshore" argileux) sont en fait les terminaisons distales des prismes littoraux PII ("shoreface" supérieur sableux). Lors de la baisse du niveau de la mer et sous l'action des vagues puis des agents érosifs aériens et fluviaux, les prismes PI ont été tronqués, alors que les prismes PII ont migré vers le large en même temps que la ligne de rivage; ce qui explique pourquoi les prismes PII sont situés entre 40 et 70 km de la côte actuelle sur les prismes PI (Figure IV.4). Ce schéma de mise en place, déjà proposé par Aloïsi (1986) a été repris et affiné par Rotunno (1998), Berné (1999) et Rabineau (2001). Il intègre le concept de cortège de dépôt régressif développé par Plint (1988), Posamentier *et al.* (1988), Hunt and Tucker (1992, 1995) et Plint and Nummedal (2000).

L'analyse de la succession verticale de ce motif élémentaire a permis à Rabineau (2001) de définir cinq séquences majeures (*S1* à *S5*), limitées par des discontinuités sismiques majeures (*D30*, *D40*, *D50*, *D60* et *D70*; Figure IV.3). Ces surfaces se biseautent vers le continent par environ 80 m de profondeur (Figure IV.4) et deviennent conformes vers l'aval au-delà du rebord de plateau. Elles sont néanmoins repérables sur la pente continentale grâce à un fort contraste d'impédance acoustique, et souvent aussi grâce à la présence de figures d'échappement de gaz ("pockmarks"). Le fait qu'elles se corrélaient également avec les phases d'incision et de remplissage dans les têtes de canyons (Baztan, 2004) démontre qu'il s'agit bien des limites de séquences stratigraphiques.

Figure IV.3: Profils sismiques THR2D multitraces (24tr) (A) et monotraces Sparker (B) sur la plateforme externe et l'interfluve Bourcart-Hérault (position sur la figure IV.2). Les surfaces rouges ont été interprétées comme des limites de séquences associées aux cycles glacio-eustatiques du Quaternaire terminal (Rabineau, 2001). ►

IV.1.1.B Séquences et Unités sismiques régionales

Les analyses successives des profils très haute résolution (*Sparker*) acquis sur la plateforme externe ont permis de définir 18 unités sismiques (*U50* à *U155*) qui ne seront présentées que sommairement en fonction de leur intérêt pour ce travail (Figures IV.3 et IV.4). Pour plus de précisions, on se reportera à la synthèse effectuée par Rabineau *et al.* (2005). En résumé, les cinq séquences ont ainsi été définies:

- Le couple PI/PII de la séquence *S1* (*U50/U55*) est délimité à son toit par une surface d'érosion importante nommée *D30*. Le prisme PII se situe dans la partie la plus externe de l'interfluve Bourcart-Hérault et son épaisseur atteint une quinzaine de mètres.

- Le couple *S2* (*U60/U65*) montre également une très forte érosion de son toit représenté par la discontinuité *D40*. Le prisme PII se situe principalement en amont de l'interfluve mais un reliquat, situé légèrement plus en aval que le couple *S1*, reste tout de même bien préservé à la limite plateforme/pente.

- Le couple *S3* (*U75-78/U80*) présente le prisme PII le plus épais (jusqu'à 40 mètres) et le mieux préservé en amont sur l'interfluve. La surface *D50* qui le couvre est très érosive.

- Le couple *S4* correspond en fait à une série complexe de prismes PI et PII très localisés dans l'espace (*U85-90-100/U95-110-129-130-140*). Les prismes PII s'emboîtent horizontalement en s'étalant progressivement vers le rebord de plateforme. Le passage au couple suivant s'effectue par l'intermédiaire d'une surface discordante *D60* légèrement moins érosive que les autres limites de séquence.

- Le couple *S5* (*U147/U150*) est similaire aux autres prismes avec un prisme PII atteignant jusqu'à 25 mètres d'épaisseur en bordure de plateforme légèrement en retrait des prismes PII les plus externes déjà rencontrés dans les autres couples. Le prisme PI a été très érodé et présente une partie amont sous le prisme PII peu préservée. La surface sommitale *D70* présente de nombreuses figures d'érosion.

IV.1.2. Cycles glacio-eustatiques

Pendant les derniers 500 000 ans, le niveau de la mer a oscillé entre sa position actuelle et plus de 100 m sous le niveau actuel (Figure IV.1). Dans le Golfe du Lion, le rebord de plateau se situant entre 105 et 200 m de profondeur (Figure IV.2), la partie de la

plateforme exondée pendant les bas niveaux marins glaciaires était relativement importante. L'enregistrement stratigraphique conserve les traces de ces périodes d'érosion continentale et marine (baisse et remontée de la mer). Les séquences sont par conséquent scellées sur la plateforme par ces surfaces d'érosions majeures (discontinuités *D70* à *D30*) associées à des bas niveaux marins. La cyclicité de ces séquences pléistocènes, reconnues par la sismique, a longtemps été sujet à débat au travers des nombreux modèles stratigraphiques proposés (Monaco, 1971; Aloïsi 1986; Tesson *et al.*, 1990a, 2000; Berné *et al.* 1998, 2004; Rabineau *et al.*, 2005; cf Chapitre I). Certains auteurs ont proposé que les surfaces majeures d'érosion correspondaient aux terminaisons glaciaires des cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans (Aloïsi, 1986; Tesson *et al.*, 2000; Rabineau, 2001; Lobo *et al.*, 2005), alors que d'autres avançaient qu'elles s'étaient formées en réponse aux cyclicités à plus haute fréquence de 20 000 ans (Tesson *et al.*, 1993; 2000).

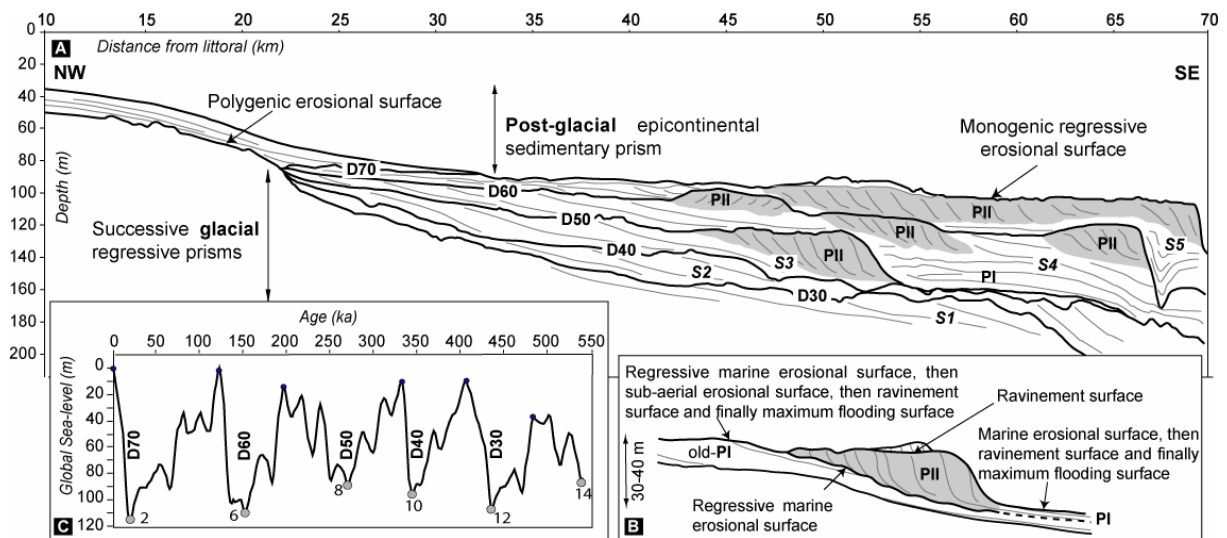


Figure IV.4: Interprétation stratigraphique synthétique basée sur l'observation de profils sismiques THR2D Sparker (Bas1-110; d'après Jouet *et al.*, 2006). (A) Le transect NO-SE à travers la plateforme illustre la superposition des cinq séquences sismiques (S1 à S5) bornées par des discontinuités majeures (D30 à D70), telles qu'elles ont été définies avant le projet européen Promess-1. (B) Schéma du motif de faciès sismiques ayant servi pour la détermination des séquences sismiques (modifié de Rabineau *et al.* (2005). Les prismes PI sont les terminaisons distales des prismes littoraux PII. (C) Corrélations entre ces limites de séquences et les maxima glaciaires des cinq derniers cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans (courbe Specmap d'après Imbrie *et al.*, 1984); hypothèses proposées après la simulation stratigraphique de la plateforme du Golfe du Lion par Rabineau *et al.* (2005). Localisation de cette section sur la figure IV.2.

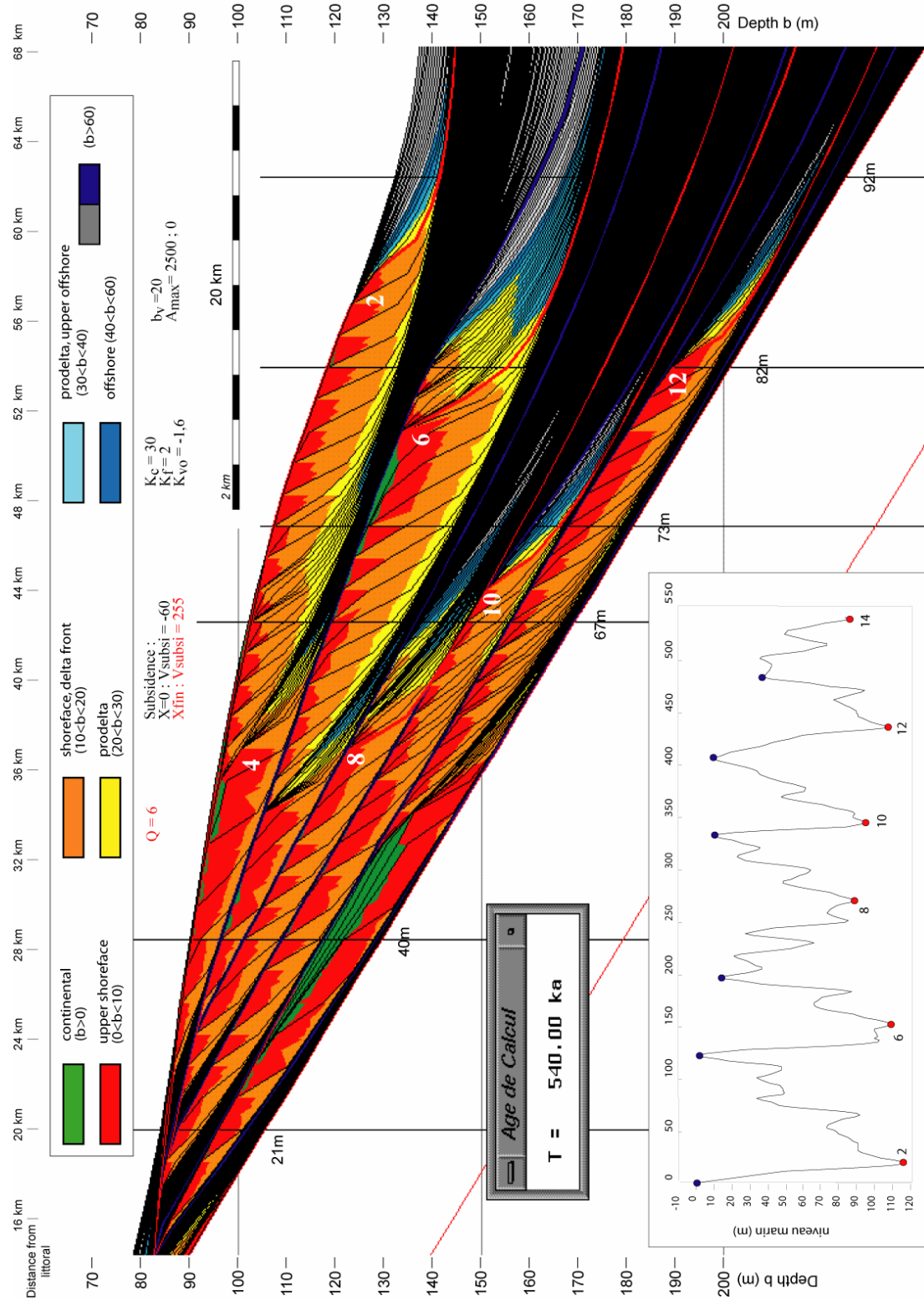


Figure IV.5: Modélisations stratigraphiques des géométries induites par les cycles de variations du niveau de la mer pendant les derniers 540 000 ans (réalisées par Rabineau, 2001 avec le logiciel Dionisos, IFP). Le taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 255 m/Ma en bordure du plateau (70 km de la côte actuelle). Le flux de sédiments est constant et égal à 6 km³/Ma. Ces simulations ont permis de confirmer que les séquences sédimentaires majeures correspondaient aux cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans. Localisation de cette section sur la figure IV.2.

Les simulations stratigraphiques menées par Rabineau (2001) appuient l'hypothèse de la cyclicité de 100 000 ans (Figure IV.5). En effet, la reconstitution par la modélisation de l'organisation stratigraphique avec une cyclicité plus haute fréquence impliquerait une subsidence de la marge trop élevée et irréaliste. Rabineau (2001) a ainsi montré que les séquences *S1* à *S5* correspondent à l'enregistrement des cinq derniers cycles climatiques (entre 540 000 et 18 000 ans). La limite des prismes PII correspondrait au maximum des bas niveaux successifs. Ces séquences sont enregistrées verticalement à la faveur du basculement de la plateforme qui atteint un taux de 255 m/Ma en bordure de plateforme; le point de basculement se situant vers 10 km en aval du rivage actuel. L'enregistrement exceptionnel des séquences dans le Golfe du Lion et l'utilisation des simulations stratigraphiques ont permis d'estimer l'âge des discontinuités sismique *D30*, *D40*, *D50*, *D60* et *D70*, supposé correspondrent respectivement aux stades isotopiques MIS-12 (434 ka), MIS-10 (343 ka), MIS-8 (270 ka), MIS-6 (150 ka) et MIS-2 (18 ka) (Figure IV.5).

Cette sismo- et chrono-stratigraphie "pré-Promess" a servi de point de départ à la préparation de la mission de forage Promess-1. L'objectif était d'échantillonner ces séquences jusqu'au stade isotopique MIS-12 (*D30*) à la fois sur la plateforme externe (PRGL2) et sur la pente continentale (PRGL1).

IV.2. RÉVISION DU MODÈLE STRATIGRAPHIQUE DE L'INTERFLUVE BOURCART-HÉRAULT

Le projet européen Promess-1 (5^{ème} PCRD) a permis de réaliser les premiers forages scientifiques réalisés sur une marge continentale française depuis 30 ans. L'opération s'est effectuée sur le navire foreur N/O Bavenit de la compagnie Fugro en Juillet 2004, et s'est poursuivie jusqu'à aujourd'hui par le traitement et l'analyse des données et des prélèvements (Figure IV.6). L'objectif de ces forages est de préciser les changements climatiques associés aux derniers 500 000 ans et leur impact sur les environnements de dépôt de la plateforme externe et de la partie supérieure de la pente continentale du Golfe du Lion (Figure IV.3). Ils devaient aussi fournir un accès à un enregistrement dilaté (à très haute résolution) des changements rapides du climat, et des mesures *in-situ* sur les instabilités sédimentaires à l'origine des canyons sous-marins. La stratigraphie, au préalable imagée et interprétée à partir de la sismique (*cf* section précédente) a montré que l'enregistrement sédimentaire était continu au niveau de PRGL1 (pente continentale) et au contraire discontinu au niveau de PRGL2 (plateforme externe).



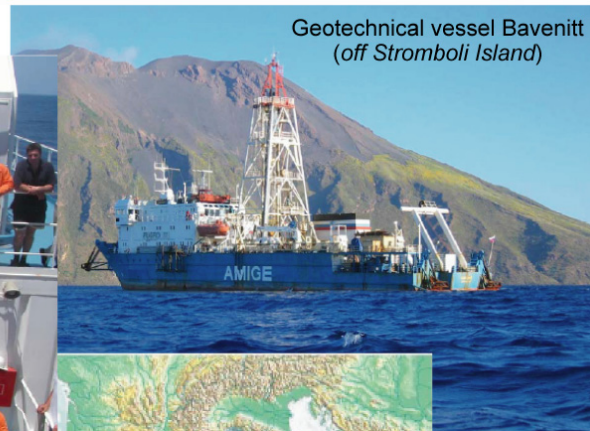
PROMESS 1

PROfiles across Mediterranean Sedimentary Systems

<http://www.pangea.de/Projects/PROMESS1/>



Shipboard party



Final meeting (Vienna)



Figure IV.6: Le projet européen Promess-1; des moyens techniques importants au service d'une équipe scientifique pluridisciplinaire et européenne.

Le traitement des données "multi-proxies" (3000 niveaux échantillonnés sur PRGL1) est très long et continue encore aujourd'hui. Mais les premiers résultats dont nous disposons sont extrêmement intéressants et ont permis d'effectuer, en particulier, un travail détaillé sur la chronologie des dépôts sédimentaires, qui a conduit à la révision du modèle stratigraphique du Golfe du Lion. La stratigraphie de PRGL1 et PRGL2 donne l'opportunité de confronter l'interprétation sismique aux analyses des faciès sédimentaires dans le but de préciser un modèle conceptuel d'évolution d'une marge continentale.

IV.2.1. Stratigraphie des environnements proximaux (prismes PII): Forage PRGL2

Les unités pléistocènes déposées par régression forcée sur la plateforme du Golfe du Lion ont enregistré les changements successifs du niveau de la mer. La préservation de cordons littoraux et/ou des deltas de bas niveau marin permet d'observer actuellement ces édifices sédimentaires sur la plateforme externe du Golfe du Lion (Figure IV.4).

Le forage PRGL2 avait pour objectif de forer ces environnements proximaux sur la plateforme externe successivement immergée et émergée suite aux changements du niveau de la mer (Figure IV.4). Il a été effectué par 103 m de profondeur et le forage de 100,2 m a une récupération de 84 %, ce qui est excellent pour des sédiments majoritairement sableux. Plusieurs tentatives de forage dans des dépôts sableux reliques, sur la plateforme du New-Jersey (leg ODP-174A, Austin *et al.*, 1998) ou en Mer du Nord (Davis and Balson, 1992) s'étaient en effet soldées par des échecs.

PRGL2 a principalement été étudié à travers la sismique, les faciès sédimentaires, les propriétés physiques et géotechniques. Le but était de déterminer et caractériser les faciès sédimentaires et les environnements de dépôt responsables des cliniformes imagés par la sismique (Figure IV.7). L'analyse "multi-proxies" a, par ailleurs, permis d'établir la chronostratigraphie de la section forée et de l'architecture sédimentaire de la plateforme continentale.

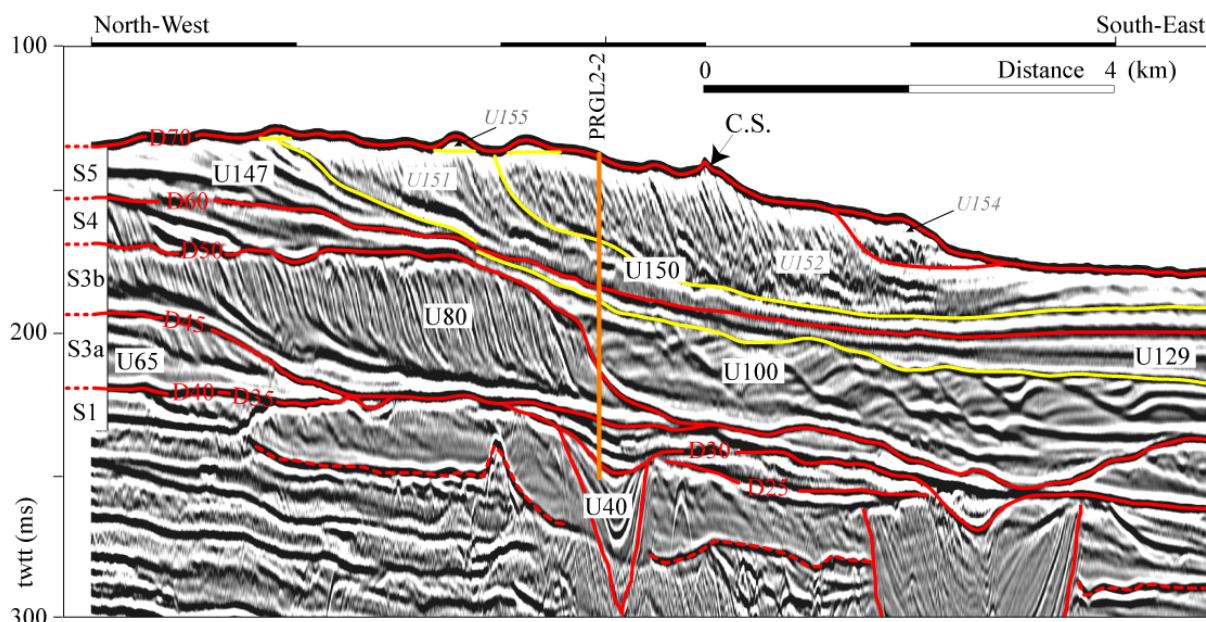


Figure IV.7: Profil sismique THR2D-72traces (Calim-08) en amont de l'interfluve Bourcart-Hérault (localisation sur la figure IV.2). Cette section illustre les séquences (Sx), les unités (Uxxx) et les discontinuités (Dxx) sismiques échantillonnées par le forage PRGL2.

Area Age	SHELF				UPPER SLOPE		
	Surfaces	Sequences	Units	Characteristics	Surfaces	Sequences	Characteristics
0	D70m	-----	-----	Sea-bottom	D70m	-----	Flooding surface (condensed layer)
		S6 (115 km ³)		Transgressive/High stand half-sequence		S6	
21 000	D70s	-----	-----	Major discontinuity (Erosional surface)	D70s	-----	Correlative conformity (Sequence boundary)
126 000	D60	S5 (170 km ³)	U150 (PII) U147 (PI)	Forced-regressive sequence	D60m	S5	Flooding surface (condensed layer)
135 000		-----	-----	Major discontinuity (Erosional surface)			D60s
236 000	D50	S4 (340 km ³)	U140/130 (PII) U129 (PI) U110 (PII) U100 (PI) U95 (PII) U85/90 (PI)	Forced-regressive sequence	D50m	S4	Flooding surface (condensed layer)
250 000		-----	-----	Major discontinuity (Erosional surface)			D50s
332 000	D45	S3b (245 km ³)	U80 (PII) U75/78 (PI)	Forced-regressive sequence	D45m	S3b	Flooding surface (condensed layer)
340 000		-----	-----	Major discontinuity (Erosional surface)			D45s
408 000	D40	S3a (~0 km ³)		Forced-regressive sequence	D40m	S3a	Flooding surface (condensed layer)
430 000		-----	-----	Major discontinuity (Erosional surface)			D40s
501 000	D35	S2b		Forced-regressive sequence	D35m	S2b	Flooding surface (condensed layer)
		-----	-----	Major discontinuity (Erosional surface)			D35s
	D30	S2a	U65 (PII) U60 (PI)	Forced-regressive sequence	D30m	S2a	Flooding surface (condensed layer)
		-----	-----	Major discontinuity (Erosional surface)			D30s
		S1	U55 (PII) U50 (PI)			S1	

Tableau IV.1: Synthèse des unités et discontinuités sismiques de la plateforme du Golfe du Lion. Les volumes des séquences sont calculés à partir des cartes d'isopaques réalisées sur la plateforme.

IV.2.1.A Séquences sismiques et sédimentaires

Pour le forage PRGL2, la correspondance entre les faciès sédimentaires et sismiques est aisée car la réponse acoustique est d'autant plus marquée que la variabilité lithologique est élevée. Les corrélations entre la sismique (en ms-twtt, "milliseconds two-way travel time") et les données (en mbsf, "meter below sea-floor") ont en particulier été validées par la réalisation d'un sismogramme synthétique au droit du forage PRGL2 (*cf* section II.3.3.B; Figures II.22 et II.23). Les différents niveaux lithologiques identifiés sur le log de PRGL2 ont ainsi pu être rattachés aux réflexions enregistrées par la sismique Sparker (Figure IV.8). La bonne reproduction des réflexions sismiques à partir des paramètres physiques du forage permet d'avancer que les discontinuités sismiques majeures (*D70*, *D60*, *D50*, *D45* et *D30*; Tableau IV.1) trouvent directement leur origine dans les caractéristiques des sédiments.

Quatorze unités lithologiques, identifiées sur la base des faciès sédimentaires par Bassetti *et al.* (soumis) permettent de caractériser les différents types de faciès sismiques (*cf* section IV.1), en particulier les prismes progradants PI et PII (Figures IV.7 et IV.8; Tableau IV.1).

La séquence sismique *S5* est représentée par la seule unité *U150* qui se positionne entre *D60* et *D70*. Elle est caractérisée par une épaisseur de l'ordre de 40 m et par un faciès sismique avec des "foresets" très inclinés ($> 5^\circ$) dont les "bottomsets" se biseautent vers le large. Les "topsets" de cette unité ne sont pas préservés et sont tronqués par la surface d'érosion et de ravinement *D70* (Bassetti *et al.*, 2006). Plusieurs discontinuités internes (*D65*, *D63* et *D64*) et sous-unités (*U147*, *U151a*, *U151b*, *U152*) ont également été repérées et font l'objet du chapitre V de cette thèse.

De manière générale, l'unité sismique *U150* est équivalente à deux faciès sédimentaires différents qui marquent un changement lithologique important à la frontière des sous-unités sismiques *U151* et *U152* (Figure IV.8). Ce changement de faciès correspond également à la transition entre les "foresets" et les "bottomsets" des clinofformes.

L'unité sédimentaire supérieure 1 (0 à 28,8 mbsf), équivalente de *U152* est principalement constituée de sables fins à très fins, bien triés et homogènes avec quelques graviers. Il est également possible de distinguer quelques lits argileux centimétriques, en particulier dans la partie basale de l'unité qui présente 80 cm d'argiles silteuses bioturbées. Des structures sédimentaires et des bioturbations ont pu être identifiées sur les radiographies

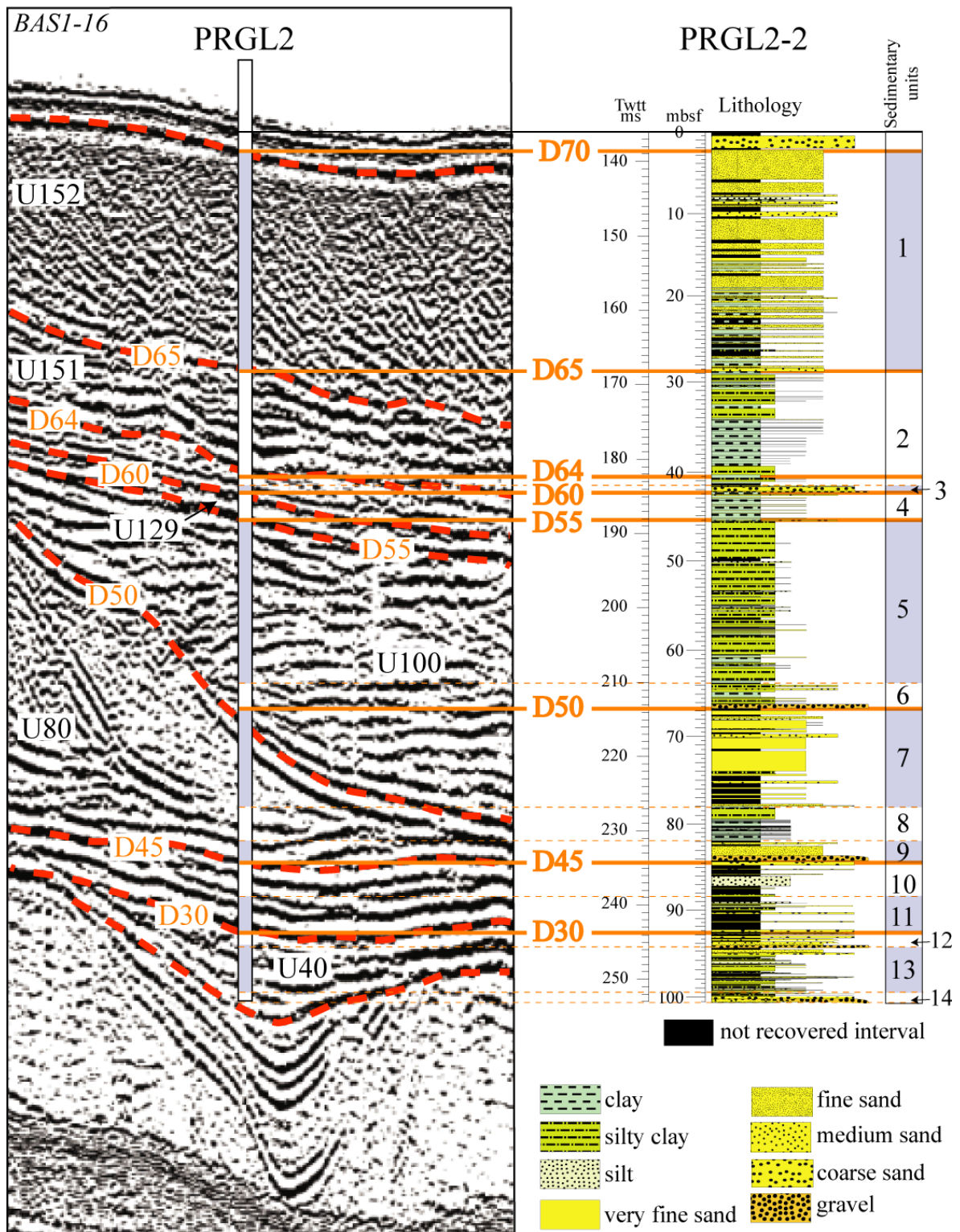


Figure IV.8: Corrélations entre la sismique (section sismique Sparker Bas1-16) et les lithologies traversées par le forage PRGL2. La conversion temps (ms-twt)-profondeur (mbsf) a été effectuée en se servant des vitesses V_p mesurées sur les carottes par le banc MSCL-Geotec. Il est possible d'observer sur cette figure le lien entre les unités sismiques et sédimentaires.

RX avec une stratification plane, ondulée ou ridée (Bassetti *et al.*, soumis). Elles suggèrent des stratifications de type SCS ("Swaley Cross Stratification"; Leckie and Walker, 1982) ou HCS ("Hummocky Cross Stratification"; Harms *et al.*, 1975).

L'unité sédimentaire 2 (28,8 à 41,5 mbsf), ou *U151* en sismique, correspond à des alternances de sables et d'argiles avec des lits sableux millimétriques et des couches argileuses centimétriques. Cette unité passe vers le bas (sous 39 mbsf) à des argiles très bioturbées et riches en matière organique.

Enfin, la séquence sismique *S5* est délimitée à son toit et à sa base par deux surfaces d'érosion majeures. Au sommet, *D70* représente 1,9 m d'épaisseur alors qu'à la base *D60* est associée à l'unité sédimentaire 3 (41,5 à 42,3 mbsf). Ces surfaces correspondent à des intervalles de sables moyens à grossiers avec de nombreux débris coquilliers.

La séquence *S4* comprend les unités *U100* et *U129* entre les discontinuités *D60* et *D50*. Ces unités sont séparées par la surface érosive *D55*. *U100* présente un faciès avec des réflexions ondulées qui peuvent être interprétées comme des vagues sédimentaires. Ces structures montrent un flanc raide vers l'amont suggérant une migration dans ce sens. Les réflexions alternent entre fortes et faibles amplitudes. PRGL2 n'a échantillonné que la terminaison vers le continent de *U129*; plus en aval, elle montre des réflexions sub-parallèles.

Sur le forage, l'unité sédimentaire 4 (42,3 à 45,4 mbsf) traverse *U129*. Elle consiste en des alternances de lits de sables fins avec des argiles ou des argiles silteuses bioturbées. La base de l'unité est scellée par un intervalle remanié grossier avec des galets de plus de 2 cm de diamètre (*D55*).

L'unité *U100* à "vagues sédimentaires" correspond à l'unité sédimentaire 5 (45,4 à 63,6 mbsf). Les sédiments se composent principalement d'argiles silteuses très bioturbées et de quelques rares lamines de sables fins ou de silts.

La base de la séquence sismique *S4* est marquée par un nouvel ensemble de deux dépôts grossiers de plus de 50 cm d'épaisseur, séparés par un intervalle fin. Cette unité est très similaire à l'unité 3 et correspond à la discontinuité sismique *D50*.

La séquences *S3* correspond sur PRGL2 à l'unité *U80*, délimitée par les discontinuités *D50* et *D45*. Le faciès de *U80* est très proche de celui de *U150*, à la différence que les "topsets" sont préservés. La forme sigmoïde des clinofformes est particulièrement visible (Figure IV.8).

Les deux faciès sédimentaires 7 et 8 définis entre 66,8 et 81,9 mbsf sont semblables à ceux trouvés respectivement dans les unités 1 et 2.

Sous ces unités, deux surfaces d'érosion majeures (*D45* et *D30*) peuvent être observées au niveau du forage. Il s'agit de surfaces amalgamées qui se séparent sur la pente continentale (Figure IV.3). La discontinuité supérieure correspond, en particulier, à l'association des surfaces *D45*, *D40* et *D35*. Les rares réflexions entre ces discontinuités sont sub-horizontales avec de fortes amplitudes. La base du forage atteint l'unité sismique *U40* qui correspond au remplissage d'une ancienne tête du canyon Bourcart.

Plusieurs unités sédimentaires ont été définies dans la partie basale de PRGL2 (unités sédimentaires 9 à 14 d'après Bassetti *et al.*, soumis). A noter que les surfaces sismiques majeures sont toujours représentées par des dépôts grossiers associés à des fragments de coquilles. L'unité sédimentaire 9 (81,9 à 84,4 mbsf) correspond à la surface polygénique *D45* (*D45*, *D40* et *D35*) et l'unité 12 (92,37 à 94,15 mbsf) à la surface *D30*.

L'analyse des faciès sédimentaires reflète le caractère proximal des paléo-environnements de la majorité des dépôts. Beaucoup d'entre eux ont été soumis à l'érosion et au remaniement par la dynamique littorale.

IV.2.1.B Propriétés physiques des sédiments

Sur PRGL2, les mesures des propriétés physiques sur le banc MSCL-Geotek ont donné de bons résultats (Figure IV.9). Elles nous ont permis de caractériser la réponse acoustique des changements de lithologie (Figures II.22 et II.23) et de convertir le log lithologique et les données du forage en ms-twt (Figure IV.8).

Mais c'est l'évolution du pourcentage de la fraction sableuse qui décrit le mieux les caractéristiques lithologiques de ce forage (Figure IV.9). La variabilité de la lithologie est importante le long du forage avec la présence de couches épaisses de sables. Les intervalles non prélevés ont été prédits à partir des mesures *in-situ* CPTU, non détaillées ici (Lafuerza *et al.*, soumis-b). Les unités sismiques *U150* et *U80* montrent des changements considérables entre des alternances silts-argiles à leur base et des sables massifs à leur sommet (Bassetti *et al.*, soumis). Cette évolution marque le passage d'aval en amont des "bottomsets" aux "foresets" des cliniformes. Il semble que les "foresets" très inclinés soient composés de plus de 90 % de sables sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (20 m dans le cas de *U152*).

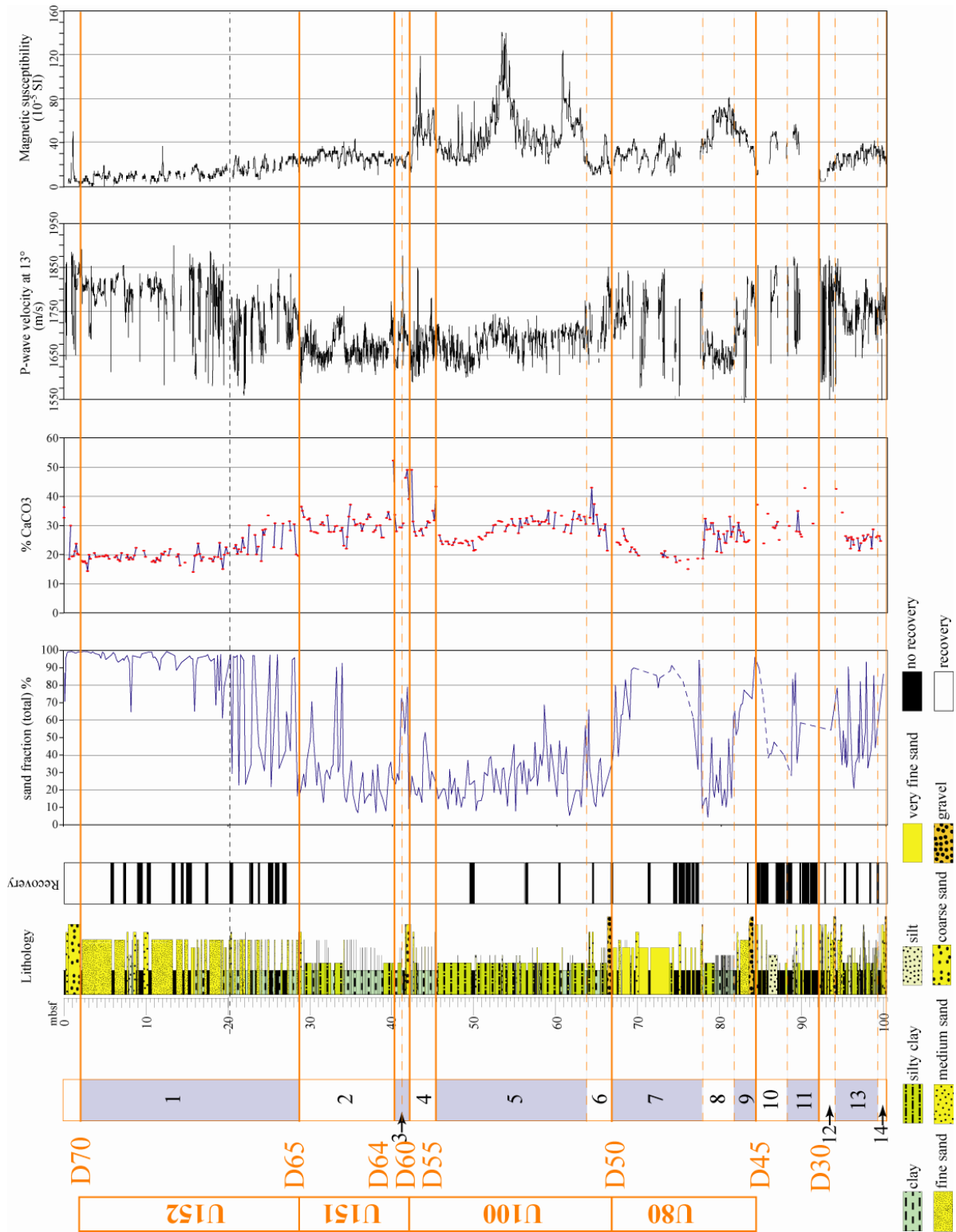


Figure IV.9: Lithologie et propriétés physiques (V_p et densité) mesurées sur les carottes sédimentaires du forage PRGL2. Les principales unités sédimentaires sont mises en relation avec la fraction sableuse totale (> 2 mm) et les teneurs en carbonates.

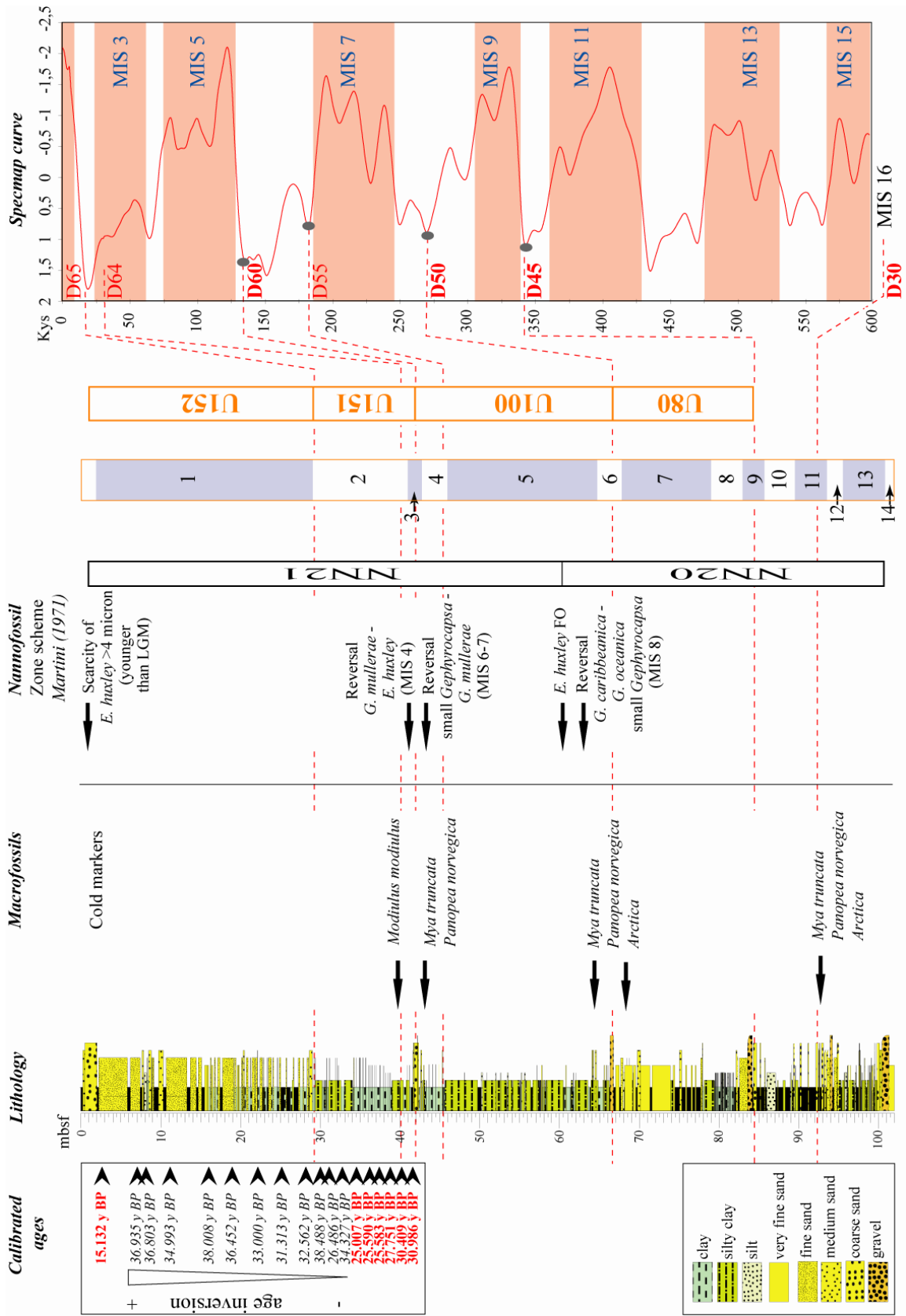
La teneur en carbonates est inversement corrélée avec la distribution du sable, avec au maximum 20 % de carbonates dans les intervalles sableux et environ 25-35 % dans les parties les plus fines (*e.g.* entre 20 et 66 mbsf). Les carbonates indiquent principalement la présence des éléments biogènes. Il semble que les intervalles de sables massifs constituaient des environnements de dépôt littoraux trop énergétiques pour la faune benthique. Celle-ci se trouve dans des environnements plus distaux, représentés sur PRGL2 par les alternances sables-silts et silts-argiles des "bottomsets". Enfin, les pics de carbonates en face des unités sédimentaires 3, 6 et 9, correspondant respectivement aux discontinuités sismiques *D60*, *D50* et *D45*, mettent en évidence la grande quantité de coquilles et débris coquilliers accumulée par ces niveaux condensés.

IV.2.1.C Bio- et chrono-stratigraphie

Des datations radiocarbone ont été effectuées dans les premiers 42 m du forage (*cf* Chapitre V). Elles confirment que la partie supérieure de la séquence *S5* (*UI52*) est constituée de matériel remanié, possiblement issu de l'érosion des sédiments déposés en amont entre 40 000 et 30 000 ans cal. BP (Figure IV.10). Par contre, les âges des "bottomsets" (*UI51*) semblent cohérents; ils indiquent la progradation de cette section du prisme sableux entre 30 000 et moins de 26 000 ans cal. BP, ce qui confirme que ce cortège sédimentaire s'est bien déposé en contexte régressif.

L'analyse des nannoplanctons calcaires a permis d'établir la chrono-stratigraphie de l'empilement sédimentaire échantillonné par PRGL2. Plusieurs événements majeurs ont été repérés comme la première apparition de *Emiliana huxleyi* à 60,6 mbsf qui indique un âge autour de 268 000 ans (Thierstein *et al.*, 1977). L'âge du sommet de PRGL2 a été également estimé plus récent que la dernière période glaciaire, grâce à la diminution de *E. huxleyi* et la forte abondance des assemblages de coccolithophoridés. D'autres événements marquant l'évolution de ces nannoplanctons (*e.g.* de *Gephyrocapsa* sp.) indiquent 260-245 000 ans à 62,9 mbsf (transition *U80-UI00* au MIS-8), 160-170 000 ans à 43,7 mbsf (*UI29* au MIS-6-7) et la position de MIS-4 à 41,3 mbsf (Base de *UI51*) (Bassetti *et al.*, soumis).

Figure IV.10: Chrono-stratigraphie et paléo-environnements du forage PRGL2 corrélés avec la courbe *Specmap* (Martinson *et al.*, 1987). Les événements bio-stratigraphiques (nannoplanctons calcaires) ont permis de dater certains niveaux sédimentaires. Dans la partie supérieure, des datations ¹⁴C ont pu être réalisées; elles sont détaillées au chapitre V de cette thèse. Une description systématique des assemblages de mollusques a également été réalisée au niveau des surfaces d'érosion majeures (Bassetti *et al.*, soumis). ►



D'un point de vue lithologique, les primes de régression forcée sont scellés par un faciès bien identifiable: matériel grossier associé à des coquilles ou des fragments de coquilles d'espèces vivant dans des environnements marins variés (Figure IV.10). L'étude de la macro-faune (mollusques, bivalves et coraux; Bassetti *et al.*, soumis) et les caractéristiques lithologiques prouvent que ces intervalles ont une origine polygénique (marine régressive, sub-aérienne et marine transgressive; *i.e.* ravinement). La nette prédominance d'espèces boréo-celtiques actuellement absentes de Méditerranée dans ces "lags" grossiers indique que la température de l'eau lors de leur formation était froide (*Modiolus modiolus*, *Arctica islandica*, cf *Mya truncata/panopea norvegica*, *Bittium* sp.). Cela confirme que ces surfaces d'érosion ont été formées lors de bas niveaux marins intervenant pendant les principales périodes froides du Pléistocène.

La discontinuité la plus basale du forage a été attribuée à D30 sur la base de l'interprétation sismique, mais la chrono-stratigraphie des nannoplanctons n'est pas précise à ce niveau (peu d'éléments préservés). Cependant, l'intervalle basal (unité 14) consiste principalement en un matériel hétérogène fait de galets (> 3 cm) mélangés à des fragments de coquilles dans une matrice sableuse. Les coquilles apparaissent comme fortement remaniées et les graviers sont colonisés par des algues encroûtantes (Rodophiles) se développant dans des environnements peu profonds soumis à l'action des vagues (zone photique). Ces dépôts à la base de PRGL2 ont pu être apportés par une rivière qui était connectée à la tête de canyon Bourcart en contexte de bas niveau marin (Bassetti *et al.*, soumis). C'est la première preuve d'une connexion entre une rivière et la tête du canyon Bourcart; elle interviendrait autour du stade isotopique MIS-16.

En résumé, les corps progradants reliques de la plateforme externe sont composés par une accumulation de sables massifs formant les "foresets" des cliniformes fortement pentés imagés par la sismique (prisme PII). Les "bottomsets" de ces cliniformes correspondent à des alternances de silts et d'argiles silteuses (prismes PI). L'association de ces deux types de faciès sédimentologiques et sismiques forme des séquences grano-croissantes répétitives le long de la section.

Ces séquences sont délimitées par des surfaces d'érosion formées par des accumulations de coquilles et de débris coquilliers dans une matrice de sables grossiers. Ces intervalles sédimentaires correspondent bien aux surfaces sismiques majeures cartographiées sur la plateforme. La chrono-stratigraphie et l'étude paléo-environnementale des sédiments de

PRGL2 confirment sans ambiguïté que ces surfaces d'érosion sont les limites des séquences associées aux cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans.

L'échantillonnage des séquences au niveau de PRGL2 fournit un analogue sédimentaire bien contraint qui calibre et apporte des informations importantes pour la compréhension des systèmes régressifs de "shoreface" souvent décrits dans les enregistrements stratigraphiques.

IV.2.2. Stratigraphie des environnements distaux (prismes PI): Forage PRGL1

Le forage PRGL1 est situé sur l'interfluve entre les canyons Bourcart et Hérault par 300 m de profondeur. Sur 300 m de long, il échantillonne, au niveau de la partie supérieure de la pente continentale, les équivalents distaux (domaine "offshore") des unités décrites au niveau de PRGL2 (Figure IV.3). Les principales réflexions sont conformes (Figure IV.11) et rejoignent sur la plateforme externe les surfaces d'érosion traversées par PRGL2.

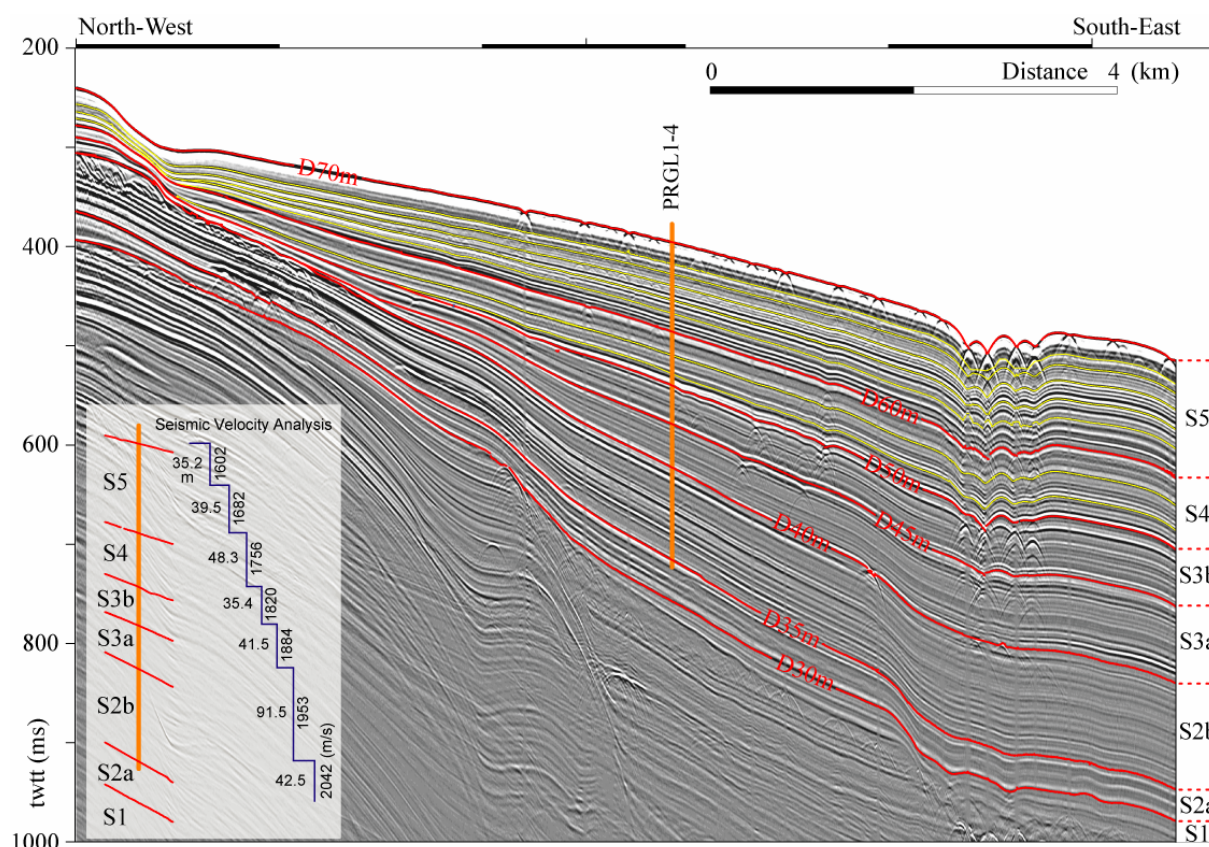


Figure IV.11: Profil de sismique THR2D-72traces (calimero-20) (localisation sur la figure IV.2). Pointé de 8 discontinuités sismiques majeures ayant servi de base à l'analyse de vitesses NMO. Les vitesses d'intervalle et les épaisseurs correspondantes sont indiquées pour chaque séquence sismique au niveau du forage PRGL1.

La situation "offshore" de PRGL1 en fait un site idéal pour obtenir un enregistrement continu des indicateurs paléo-environnementaux et une chrono-stratigraphie détaillée. La stratigraphie de PRGL1 intègre les résultats issus des études menées en collaboration avec les différents partenaires du projet européen Promess-1, mais également du travail réalisé dans le cadre du projet SHOM-Ifremer Calimero et du projet ANR-Sesame.

IV.2.2.A Lithologies, propriétés physiques et géotechniques

Les faciès sédimentaires de PRGL1 sont relativement monotones et présentent une prédominance d'argiles silteuses avec une composante carbonatée fluctuant entre 15 et 42 % (Figure IV.12). Seules quelques lamines de sable viennent perturber cette accumulation d'argiles prodeltaïques, et nous verrons ci-après qu'elles ont une signification importante.

- *Paramètres physiques et vitesses sismiques*

Pendant la réalisation du forage PRGL1, le système de mesure de la vitesse sismique *in situ* n'était malheureusement plus opérationnel. De plus, la qualité des données de vitesses mesurées directement sur les carottes sédimentaires par le banc MSCL-Geotek s'est révélée insuffisante principalement à cause de l'exsolution des gaz contenus dans les sédiments. En conséquence, nous avons décidé d'adopter une autre stratégie pour recomposer une courbe de vitesse des ondes P nécessaire pour corréliser les données du forage PRGL1 avec la sismique.

L'acquisition récente de nouvelles données sismiques multitraces THR2D-72traces (mission Calimero-2) a permis de faire des analyses de vitesse très précise à l'aplomb et à proximité du forage PRGL1 (*cf* section II.2.2.B). Le développement de plusieurs méthodes d'analyse (Théreau, 2006; Gaillot, 2006) a contribué à estimer avec plus de précision les vitesses d'intervalle pour sept différentes tranches du forage (i.e. pointé de 8 discontinuités sismiques majeures). Les résultats principaux de ces analyses de vitesses sismiques fournissent des estimations précises des épaisseurs de chaque séquence sismique majeure et de la profondeur (en mètres) de leurs limites inférieures et supérieures (Figure IV.11).

Ces vitesses d'intervalle issues de l'analyse des données sismiques sont nettement supérieures à celles mesurées avec le banc MSCL-Geotek sur les carottes prélevées

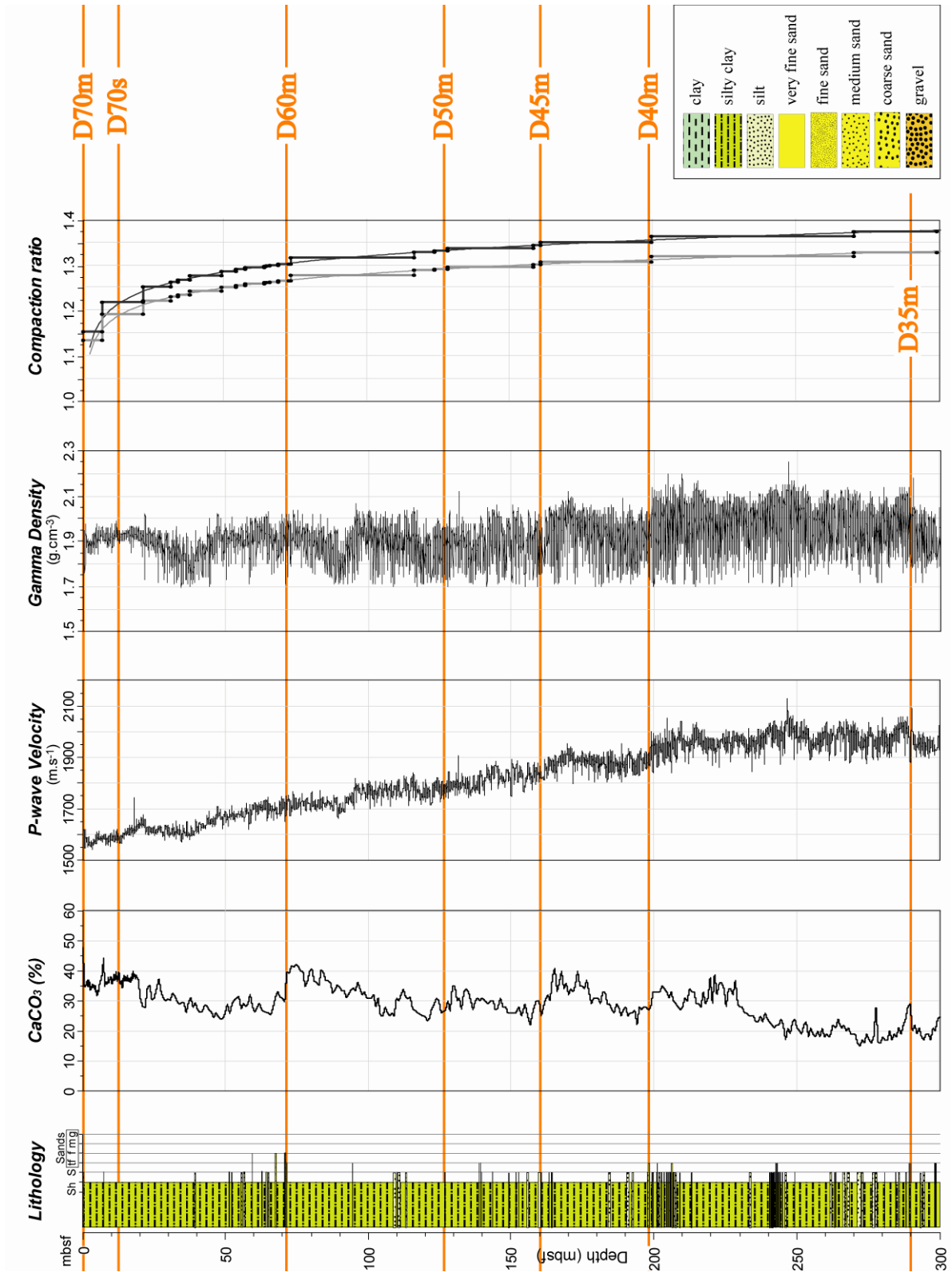


Figure IV.12: Lithologie et paramètres physiques (V_p et densité) des sédiments du forage PRGL1. La compaction des sédiments est issue de l'analyse des mesures géotechniques (méthode résumée dans Dennielou et al., 2006b).

en raison de la présence de gaz dans les sédiments. Par contre, la variabilité des mesures MSCL n'est pas reproduite par les vitesses sismiques car, par définition, elles moyennent les vitesses de tout un intervalle sédimentaire. Pour conserver cette variabilité, nous avons ajusté l'enveloppe des valeurs des vitesses V_p mesurées sur l'enveloppe des vitesses d'intervalle. La méthode est détaillée à la section II.3.3.A de cette thèse (Figures II.20 et II.21). Le résultat final de cette analyse des vitesses de propagation V_p dans les sédiments est l'élaboration d'une courbe V_p synthétique pour PRGL1 qui nous a permis de convertir les profondeurs mbsf des données du forage en ms-twt (Figure IV.12).

- *Propriétés géotechniques*

L'acquisition de données géotechniques CPTU (*in situ* "Cone Penetration Testing") et de laboratoire a servi à l'étude des caractéristiques des sédiments de la pente continentale et des différentes contraintes qu'ils ont subies. Les différentes mesures (Sultan, Ifremer) ont mis en évidence des sources de surpression interstitielle correspondant à certains niveaux de sédiments plus grossiers qui permettent de mesurer l'influence des modifications des conditions hydrostatiques au cours du temps (Lafuerza *et al.*, soumis-a et -b). Les tests oedométriques ont également permis de déterminer des lois de compaction (Figure IV.12) ainsi que les changements relatifs de porosité qui sont liés à la lithologie. Ces connaissances seront utiles pour réaliser le "backstripping" du forage PRGL1. Le coefficient de compaction défini varie seulement de 1,15 à 1,38 à la base du forage PRGL1. La plus forte augmentation de la compaction intervient naturellement au sommet de la colonne lithologique dans les premiers 50 m (Denniellou *et al.*, 2006b).

IV.2.2.B Surfaces condensées

L'un des principaux résultats de Promess-1 a été d'adapter et de réviser l'interprétation de l'organisation stratigraphique du Golfe du Lion à partir des forages. Cette révision s'appuie essentiellement sur l'observation de lamines sableuses de plusieurs dizaines de centimètres, récurrentes le long de la section de PRGL1 qui ont été interprétées comme des couches sédimentaires condensées (Sierro *et al.*, soumis).

Si l'on observe les courbes de variations climatiques, il est possible de mettre en évidence la rapidité des réchauffements intervenant aux Terminaisons glaciaires (Figure IV.1). Ces réchauffements sont accompagnés de transgressions marines aussi rapides

qu'importantes. L'augmentation de ~120 m du niveau marin inonde les plateformes continentales en moins de 20 000 ans. La forte accommodation créée pendant ces périodes de réchauffement entraîne le dépôt des sédiments sur la plateforme interne et la nette diminution de la sédimentation dans les environnements devenus distaux (*i.e.* plateforme externe et pente). Cette faible sédimentation, décrite dans les principes de la stratigraphie séquentielle (Loutit *et al.*, 1988) induit la formation d'un intervalle sédimentaire condensé riche en squelettes pélagiques associé à une faible concentration d'argiles prodeltaïques (Sierro *et al.*, 1999; Bassetti *et al.*, 2006).

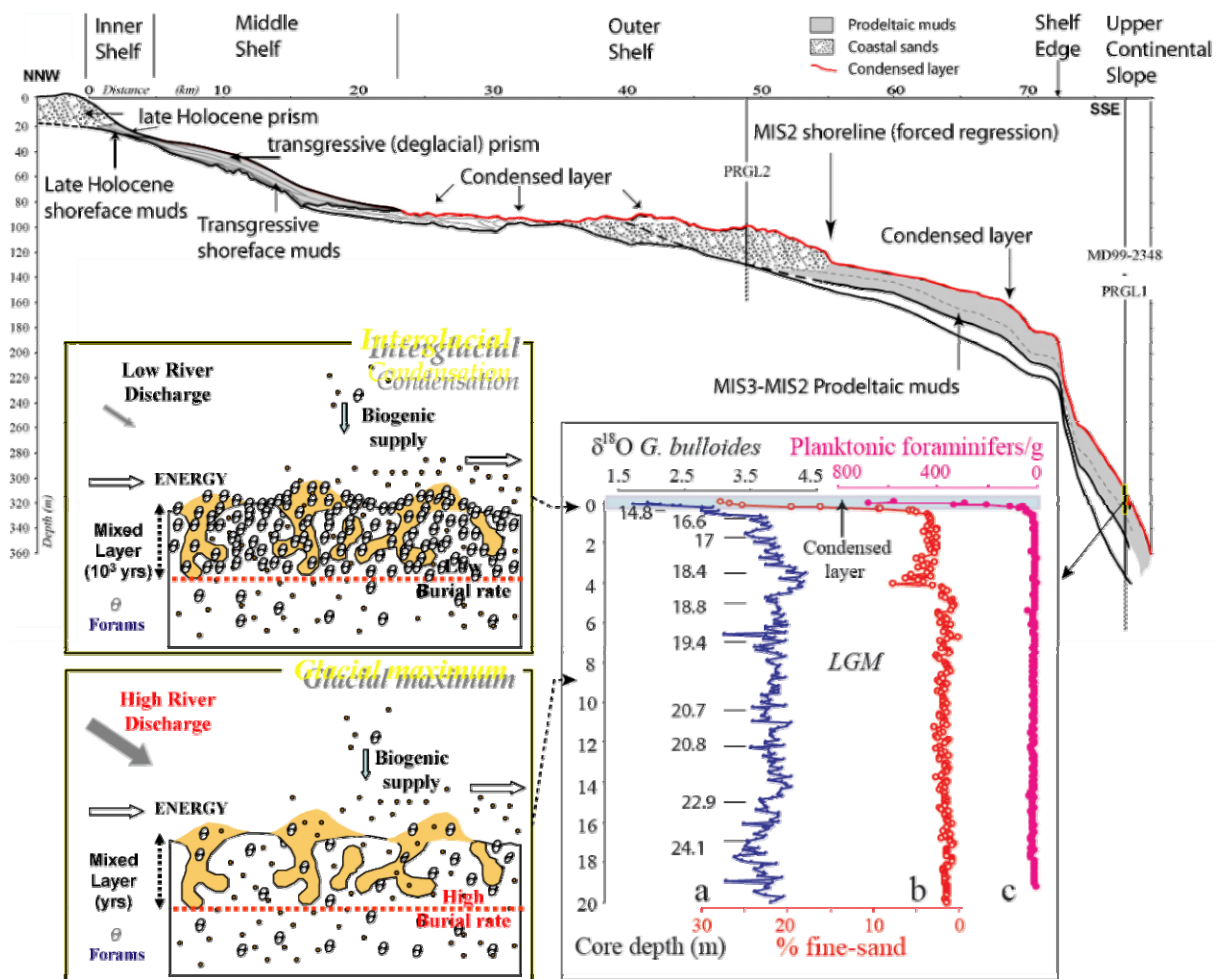
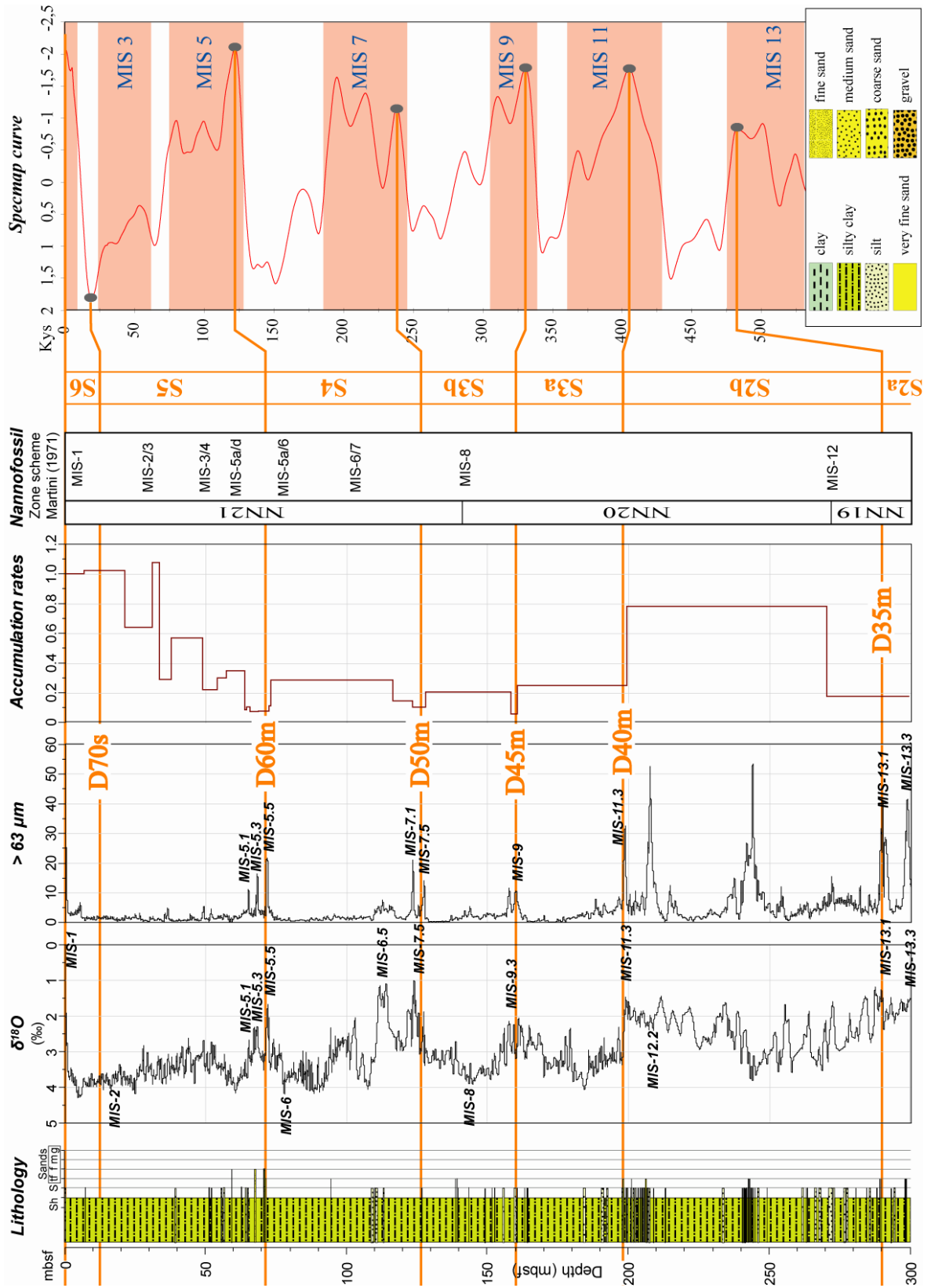


Figure IV.13: Surface de condensation formée pendant la dernière Terminaison glaciaire. Section synthétique à travers le Golfe du Lion (localisation sur la figure IV.2). Distribution des édifices sédimentaires et de l'intervalle condensé les plus récents. Les cortèges transgressif et de haut niveau marin sont confinés sur la plateforme interne et médiane. Seule une fine couche de sédiments grossiers recouvre la plateforme externe et la pente continentale. Le forage PRGL1 montre la relation qu'il existe entre le pourcentage de la fraction sableuse ($> 63 \mu\text{m}$), les foraminifères planctoniques et la courbe de $\delta^{18}O$ au niveau de l'intervalle condensé de surface (Sierro *et al.*, soumis). Les âges ^{14}C corrigés et calibrés sont également indiqués.

La meilleure illustration de ce concept de surfaces condensées est le dépôt qui constitue le fond actuel de la mer sur la plateforme externe et la pente continentale (Figure IV.13). Il se présente dans les premiers 50 cm de la carotte MD99-2348 (équivalent de la partie supérieure de PRGL1) sous la forme d'une couche de sables fins essentiellement constitués de foraminifères planctoniques (Sierro *et al.*, soumis), alors que les argiles sous-jacentes possèdent une faible concentration en foraminifères (Figure IV.13). Cet intervalle représente la sédimentation des derniers 15 000 ans dans un contexte général transgressif et de haut niveau marin (Jouet *et al.*, 2006). Pendant cette période, la majorité des sédiments en provenance du Rhône a été piégée sur la plateforme médiane et interne. Ils ont successivement formés l'édifice prodeltaïque tardi-glaciaire et holocène entre 0 et 80-90 m de profondeur (Berné *et al.*, sous presse; cf Chapitre VI). A l'exception de quelques bancs sableux isolés, l'intervalle transgressif et de haut niveau marin se réduit à un intervalle peu épais (1-2 m) sur la plateforme externe et la pente continentale, qui concentre la sédimentation des 15 000 dernières années (Figure IV.13; cf Chapitres V et VI). Pendant toute cette période de faible sédimentation, les particules ont également été exposées à l'action érosive des courants de fond. Le vannage a délesté les sédiments des grains les plus fins, aboutissant à une accumulation relative de particules grossières (Sierro *et al.*, 1999). En plus de ce lessivage des particules fines, un autre processus, d'origine biologique cette fois, est intervenu dans la formation de cet intervalle condensé. La production de foraminifères d'eau chaude et par conséquent, l'accumulation de squelettes sur le fond ont augmenté en même temps que le réchauffement s'est intensifié.

L'étude de PRGL1 a révélé la présence de plusieurs intervalles condensés correspondant de manière assez systématique aux pics de sables le long de cette section dominée par des argiles. Les surfaces condensées ainsi identifiées se positionnent à environ 0, 72, 125, 165, 200 et 290-300 mbsf et ont été corrélées avec les principales remontées

Figure IV.14: Calages chrono-stratigraphiques des données du forage PRGL1 avec les interprétations des données sismiques. Les réflexions sismiques majeures correspondent à des surfaces condensées identifiables sur PRGL1 par des pics de la fraction sableuse (> 63 µm). L'augmentation de la quantité des foraminifères d'eau chaude (Sierro *et al.*, soumis) et la diminution relative de la fraction fine forment une couche condensée (faible taux d'accumulation) qui est à mettre en relation avec les périodes de transgression et de haut niveau marin pendant les Terminaisons glaciaires (cf relations avec la courbe eustatique Specmap d'après Imbrie *et al.*, 1984). Ce concept est conforté par l'enregistrement des isotopes $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur les foraminifères planctoniques (Sierro *et al.*, soumis), appuyé par les évidences bio-stratigraphiques. ►

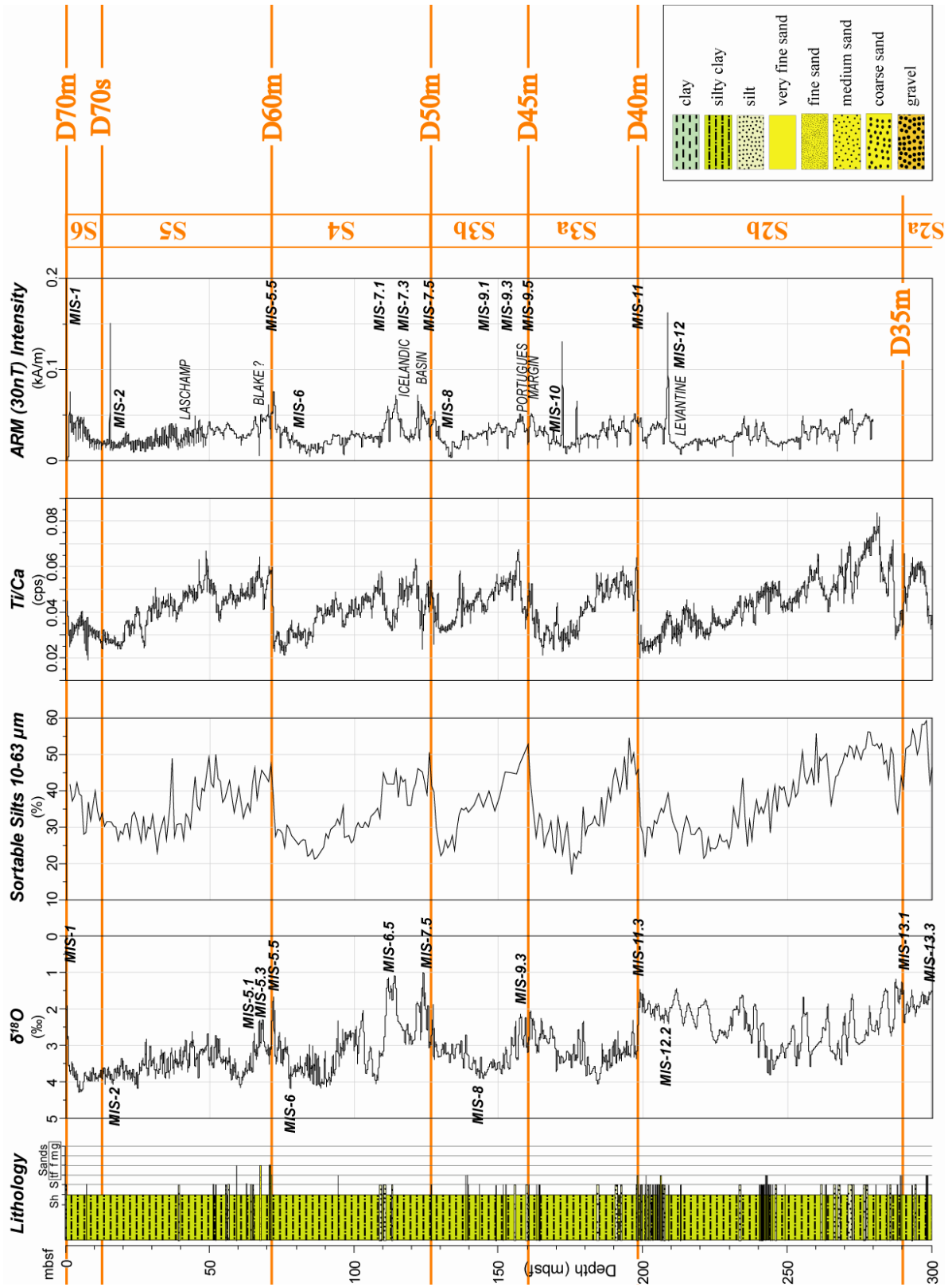


du niveau de la mer qui interviennent aux interglaciaires MIS-1, MIS-5, MIS-7, MIS-9, MIS-11 et MIS-13 (Figure IV.14). Ces surfaces condensées se trouvent à la base de séquences grano-décroissantes, observables sur la courbe de la fraction supérieure à 63 μm . Les 5 séquences détectées présentent un pic de granulométrie (sables) à leur base qui correspond à l'interglaciaire et se terminent vers le haut par un maximum de particules fines en phase avec le rapprochement des sources sédimentaires pendant le maximum de glaciation (Figure IV.14). L'augmentation de la fraction sableuse sert ainsi d'outil chrono-stratigraphique pour repérer les différentes Terminaisons glaciaires. L'enregistrement des périodes glaciaires (MIS-2, MIS-4, MIS-6, MIS-8, etc...) correspond à d'épaisses accumulations d'argiles terrigènes. Pour conforter cette interprétation, le taux d'accumulation sédimentaire reflète l'éloignement du site de PRGL1 par rapport aux sources sédimentaires qui est la conséquence des variations globales du niveau marin (Figure IV.14). L'augmentation du taux d'accumulation pendant les périodes glaciaires traduit la proximité du rivage, au contraire de la diminution de la sédimentation (condensation) pendant les périodes interglaciaires.

IV.2.2.C Chrono-stratigraphie, paléo-environnements et paléo-climats

La granulométrie et l'analyse en continu des éléments majeurs sur demi-carottes (réalisée avec le "XRF core scanner" du centre IODP de Brême) montrent le formidable potentiel du site PRGL1 pour corrélérer les événements climatiques, les propriétés physiques des sédiments et les mesures sismiques (Figure IV.15). En première approximation, les courbes de la fraction silteuse décarbonatée (Frigola, Université de Barcelone) et du rapport Ti/Ca ressemblent à la courbe eustatique Specmap (Imbrie *et al.*, 1984), où il est possible de discriminer, non seulement les grands cycles glaciaires, mais aussi des événements de durée beaucoup plus courte. L'augmentation de la granularité est en phase avec les surfaces condensées des Terminaisons glaciaires et le rapport Ti/Ca est un indicateur des apports terrigènes. De manière surprenante, ce dernier "proxy" atteint ses maxima lors des interglaciaires; le mécanisme de ce "Ca paradoxe" n'a pas encore été expliqué. Le fait que

Figure IV.15: *Corrélations entre différents proxies acquis sur PRGL1 (données acquises dans le cadre de Promess-1; Berné et al., 2006). La médiane de la fraction silteuse décarbonatée, le rapport Ti/Ca (données XRF), la paléo-intensité du champ magnétique terrestre (ARM ou magnétisation rémanente anysteretique) et les isotopes $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques apportent des contraintes chrono-stratigraphiques et paléo-environnementales de dépôts. Noter l'analogie entre ces courbes et la courbe Specmap (Imbrie et al, 1984). La stratigraphie sismique a pu être reportée grâce à la conversion profondeur/temps des données du forage (utilisation de la courbe de vitesse V_p). ►*



l'évolution tardi-pléistocène de ces éléments montre des oscillations en phase avec les cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans reflète l'impact important des variations du niveau de la mer sur l'évolution des apports sédimentaires dans le domaine offshore.

En complément, une analyse micro-paléontologique quantitative à haute-résolution (1 échantillon/10 cm) a été menée sur PRGL1 (Sierro et Flores, Université de Salamanque); en particulier sur les foraminifères planctoniques, les nannofossiles calcaires et les isotopes stables de l'oxygène et du carbone (*Globigerina bulloides*). En plus de ces différents proxies, des datations absolues ont également été effectuées (^{14}C) pour la partie supérieure du forage (*cf* Chapitre V) afin de constituer un modèle d'âge relativement robuste (Figures IV.14 et IV.15).

L'étude préliminaire des pollens (Suc et Beaudouin, Université de Lyon) révèle des changements importants de la végétation dans les bassins versants du Rhône entre les interglaciaires caractérisés par la prédominance des forêts et les périodes glaciaires où les conditions sèches et froides ont favorisé l'augmentation des éléments steppiques et une diminution relative de la flore mésotherme (Beaudouin *et al.*, 2007).

Enfin, les mesures des propriétés magnétiques (Thouveny, Cerege) ont servi à contraindre la chronologie par détection d'anomalies de paleo-intensité et de directions du champ associées à des excursions, datées dans des séquences types (Williams *et al.* 1998; Guyodo and Valet 1999; Thouveny *et al.* 2004). Les excursions Laschamp, Blake, Icelandic basin, Portuguese margin et Levantine en constituent les principaux exemples répartis entre 40 000 et 380 000 ans BP (Figure IV.15).

Ces différentes études multi-proxies menées par les partenaires européens du projet Promess-1, ont permis de préciser les conditions paléo-environnementales et d'établir la chrono-stratigraphie de PRGL1. La base du forage correspond au stade isotopique MIS-13; PRGL1 a donc atteint environ 501 000 ans.

IV.2.2.D Calibrations des données sismiques

La calibration des données sismiques a ensuite été réalisée à partir de cette stratigraphie de PRGL1. Les principales réflexions observées en sismique (Figure IV.14) correspondent à des surfaces d'inondation maximum. Les anomalies d'amplitude reflètent l'existence de niveaux plus grossiers. Ces intervalles composés de "gros" foraminifères d'eau chaude à tempérée ont été interprétés sur PRGL1 comme des surfaces condensées formées

pendant les Terminaisons glaciaires et les hauts niveaux marins des périodes interglaciaires. A noter qu'il existe également une très bonne correspondance entre les réflexions sismiques majeures et les variations principales des différents "proxies" (Figure IV.15). Ces surfaces ont été nommées *D70m*, *D60m*, *D50m*, *D45m*, *D40m* et *D35m* (Tableau IV.1). Elles correspondent respectivement aux stades isotopiques MIS-1, MIS-5, MIS-7, MIS-9, MIS-11 et MIS-13.

Par conséquent, sur la pente continentale, les limites des séquences (au sens de Hunt and Tucker, 1992 et nommées *D70s*, *D60s*, *D50s*, *D45s*, *D40s* et *D35s*) ne correspondent pas aux réflexions sismiques majeures. Cela peut s'expliquer par le fait qu'en période glaciaire et de bas niveau marin, la proximité des sources sédimentaires a favorisé des taux de sédimentation élevés sur la pente (Figure IV.14); ces accumulations sédimentaires régulières et importantes pendant le bas niveau marin ne produisent pas de contraste d'impédance distinct. Les limites de séquences délimitent cinq séquences stratigraphiques majeures (*S1*, *S2A*, *S2B*, *S3A*, *S3B*, *S4* et *S5*) (Figure IV.16). Elles rejoignent vers le haut de la pente les surfaces d'inondation maximum.

A l'intérieur des séquences stratigraphiques majeures, des événements climatiques à plus haute fréquence ont également une expression sismique. Ainsi, il est possible de repérer les trois sous-stades du MIS-5 (MIS-5.1, 5.2 et 5.3) dans la colonne lithologique et dans la section sismique (respectivement aux profondeurs 365, 368 et 372 mbsl et 480, 482 et 488 ms-twtt; Figure IV.14). Les 60 000 ans du MIS-5 représentent environ 7 m sur le forage PRGL1, alors que les 60 000 ans entre le MIS-4 et le MIS-2 sont enregistrés par au minimum 65 m de sédiments. Nous détaillerons dans le Chapitre V ces variations à plus haute fréquence de l'enregistrement sédimentaire.

Il faut noter que certains intervalles sableux dans la partie basale du forage PRGL1 ne sont pas liés à des épisodes climatiques chauds. C'est le cas, en particulier, pour des intervalles situés entre 230 et 245 mbsf et entre 270 et 290 mbsf. Le premier est contemporain du stade isotopique MIS-10 et le second de MIS-12. Ces intervalles sableux ne se distinguent des surfaces condensées que par la nature de la fraction grossière, qui consiste en une accumulation de quartz et non de foraminifères (*in* Berné et al. 2006). D'après ces indications, les stades isotopiques MIS-10 et MIS-12 semblent être des phases majeures

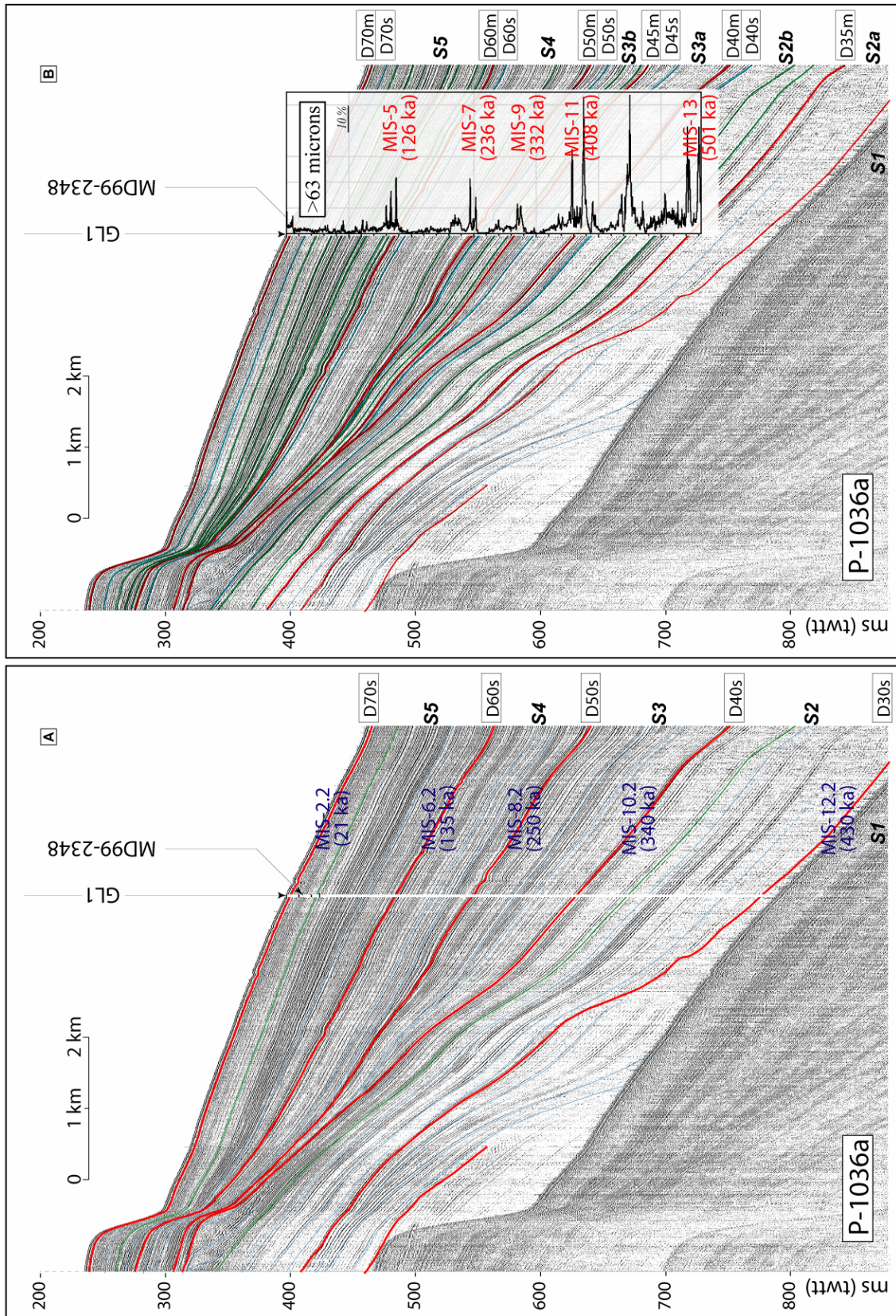


Figure IV.16: Stratigraphie sismique révisée grâce au niveau du forage PRGL1 sur la pente continentale (position identique à la figure IV.11). La figure compare l'interprétation avant (A) et après (B) l'étude du forage. La reconnaissance des surfaces condensées sur PRGL1 associées aux surfaces d'inondation maximum des cycles de 100 000 ans a conduit à définir deux séquences majeures supplémentaires sur la pente continentale.

de bas niveau marin, en comparaison des maximums glaciaires suivants. La présence de sable à ce niveau est le résultat de l'érosion des littoraux associés à ces périodes glaciaires et en partie préservés en rebord de plateau; les terminaisons basales des cliniformes peuvent être reliées à PRGL1 grâce à la sismique (Figure IV.14). Dans la terminologie stratigraphique, le toit de ce prisme de bas niveau marin représente une limite de séquence de type-1 (Vail *et al.*, 1987).

Enfin, des "pockmarks" ont été repérés le long de chaque surface d'inondation maximum. Plus précisément, ils s'enracinent au-dessus de la limite de séquence et montrent un fonctionnement jusqu'à la "mfs", cette dernière scellant la fin de l'activité de leur activité. Ils requièrent des conditions hydrostatiques spécifiques pour être actifs (Lafuerza *et al.*, soumis-a).

En résumé, le forage PRGL1 fournit une archive détaillée des stades isotopiques marins du MIS-1 au MIS-13 (Figure IV.14) et permet ainsi de préciser la signature stratigraphique des cycles de 100 000 ans. Il montre des intervalles de condensation de la sédimentation, représentant les surfaces d'inondation maximum alors que les limites de séquence sont au contraire difficiles à distinguer.

IV.2.3. Nouveau schéma stratigraphique de l'interfluve Bourcart-Hérault

Les études menées sur les deux forages de Promess-1 nous ont conduit à réviser l'interprétation stratigraphique que nous faisons à partir de l'imagerie sismique. Les principaux changements interviennent sur la pente continentale. Sur la base des données récoltées sur PRGL1, les réflexions sismiques majeures conformes se sont avérées être des surfaces d'inondation maximum et non des limites de séquence. Elles correspondent aux Terminaisons glaciaires et aux interglaciaires. Or 2 "mfs" supplémentaires ont été identifiées dans la partie inférieure du forage (*D45m* et *D35m*). L'analyse des intervalles condensés de PRGL1 a permis d'identifier 7 séquences stratigraphiques (*S1*, *S2A*, *S2B*, *S3A*, *S3B*, *S4* et *S5*) au lieu des 5 initialement définies (*S1*, *S2*, *S3*, *S4* et *S5* d'après Rabineau *et al.*, 2005) à partir de l'interprétation des données sismiques avant le projet Promess-1 (Figure IV.16).

Figure IV.17: Profil sismique général le long de l'interfluve Bourcart-Hérault (A- THR2D-24traces et B- Sparker) montrant la stratigraphie révisée à partir des données des forages Promess PRGL1 et PRGL2 (localisation sur la figure IV.2). Les surfaces d'inondation maximum sont en rouge et les limites de séquences en marron. Elles se rejoignent au niveau de la plateforme externe pour former des surfaces polygéniques. ◀

Sur la plateforme externe, les intervalles grossiers et coquilliers, à l'origine des réflexions sismiques correspondent aux épisodes d'érosion marine ou continentale pendant des périodes glaciaires. Ils viennent sceller des corps sédimentaires, déposés en contexte de régression marine. Ces surfaces peuvent être assimilées à des limites de séquences formées pendant les périodes glaciaires.

Régionalement, les troncatures d'érosion sur la plateforme externe se combinent vers le large avec des réflexions parallèles et conformes sur la sismique. D'un point de vue stratigraphique, les limites de séquences rejoignent vers l'aval les surfaces d'inondation maximum décrites sur PRGL1. A noter que la corrélation des surfaces majeures et des unités stratigraphiques entre la pente (PRGL1) et la plateforme externe (PRGL2) n'est pas toujours évidente. Une organisation complexe de géométrie en "onlap/offlap" (Figure IV.17) reflète la combinaison des variations du niveau de la mer et de la quantité des apports, sous l'influence du courant liguro-provençal qui affecte le rebord du plateau et la pente continentale.

Outre la mise en évidence de deux séquences supplémentaires, un résultat important de Promess-1 est de confirmer avec certitude que les cycles de 100 000 ans sont bien le principal facteur de contrôle de l'architecture des séquences de dépôt.

IV.3. STRATIGRAPHIE DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR SUR LA PLATEFORME DU GDL

A partir de l'étude de la répartition des séquences stratigraphiques majeures sur la plateforme nous allons tenter ici de comprendre par quels moyens les variations climatiques affectent la dynamique sédimentaire de façon à imposer la géométrie de dépôt des unités stratigraphiques décrite sur les profils sismiques et de déterminer la nature des surfaces aux limites.

IV.3.1. Expression stratigraphique des cycles de 100 000 ans

Sur la plateforme, chaque séquence sédimentaire est séparée par des surfaces d'érosion majeures. Au niveau du forage PRGL2, ces discontinuités sismiques (troncatures d'érosion) correspondent à des intervalles grossiers avec des nombreux débris coquilliers. La majorité des espèces répertoriées dans les assemblages faunistiques est caractéristique des périodes glaciaires (Bassetti *et al.*, 2006) mais il faut tout de même noter que des espèces tempérées sont également présentes. Chaque discontinuité sismique (Dxx dans la figure IV.18) est une surface d'érosion polygénique qui correspond à la limite de séquence scellant le toit des prismes sableux régressifs de type PII. Ces prismes se sont effectivement formés pendant les phases de régression forcée mais nous pourrions argumenter plus aisément cette hypothèse en considérant l'évolution de la dernière séquence sédimentaire (*cf* Chapitre V).

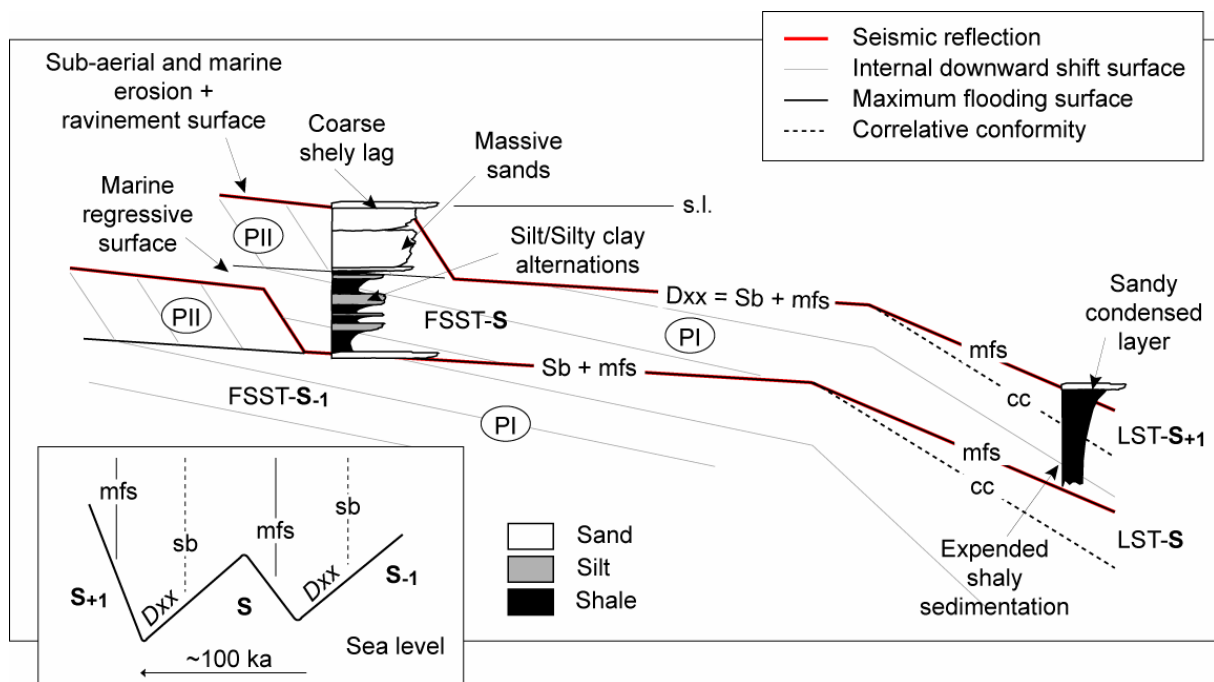


Figure IV.18: Expression stratigraphique des cycles de 100 000 ans tels qu'ils sont enregistrés par les séquences sédimentaires majeures décrites dans le Golfe du Lion. L'expertise sédimentologique apportée par les forages Promess a permis de calibrer les différentes surfaces stratigraphiques plus ou moins observables par la sismique (limite de séquence, mfs ...).

La surface d'érosion se forme d'abord pendant la phase de baisse du niveau marin en contexte marin et sub-aérien. Cette surface se combine vers le large avec une surface de dépôt qui se situe au niveau de la limite érosive d'action des vagues (*e.g.* surface régressive d'érosion marine) et apparaît sous la forme d'un réflecteur sismique à forte amplitude et/ou

d'une surface de "downlap" sur les profils sismiques (Figure IV.18). La discontinuité représentant la limite de séquence est ensuite reprise par le ravinement marin lors de la transgression suivante. L'intervalle transgressif est quasi-absent sur la plateforme externe. Il constitue avec le cortège de haut niveau marin un intervalle condensé où l'on retrouve à la fois des faunes "froides" remaniées et des faunes "chaudes".

Au-delà de la limite d'action des vagues de tempête, cette surface polygénique se sépare en une limite de séquence ("cc" dans la figure IV.18), peu reconnaissable, et une surface d'inondation maximum (mfs). Cette dernière représente un niveau de condensation formé pendant les Terminaisons glaciaires et les interglaciaires des cycles de 100 000 ans. La teneur en sable plus élevée est liée au vannage des sédiments riches en foraminifères "chauds" et tempérés".

En résumé, l'enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans s'exprime différemment sur la plateforme externe et sur la pente continentale (Figure IV.18). Ces deux zones recueillent toutes les deux les apports terrigènes et le produit de l'érosion de la plateforme pendant les phases de glaciation et de baisse du niveau de la mer. L'intervalle transgressif et le cortège de haut niveau marin sont particulièrement réduits donnant lieu à la condensation d'intervalles sédimentaires. Par contre, la plateforme externe subit une intense érosion sub-aérienne et marine conduisant à la mise en place des "shorefaces" de bas niveau marin, tandis que la pente enregistre une sédimentation argileuse distale continue. Cette différence le long du profil de dépôt permet également de séparer les limites de séquences et les "mfs" sur la pente alors qu'elles sont confondues sur la plateforme externe. Ce schéma stratigraphique est difficilement reconnaissable sur la sismique car les réflexions majeures correspondent sur la plateforme aux limites de séquence alors qu'elles sont équivalentes des "mfs" sur la pente continentale.

IV.3.2. Organisation stratigraphique de la plateforme

Nous avons propagé à l'échelle du Golfe du Lion, les principales séquences et les discontinuités sismiques identifiées au niveau des forages afin de comprendre en trois dimensions, l'organisation stratigraphique de la marge (Figures IV.19 et IV.20).

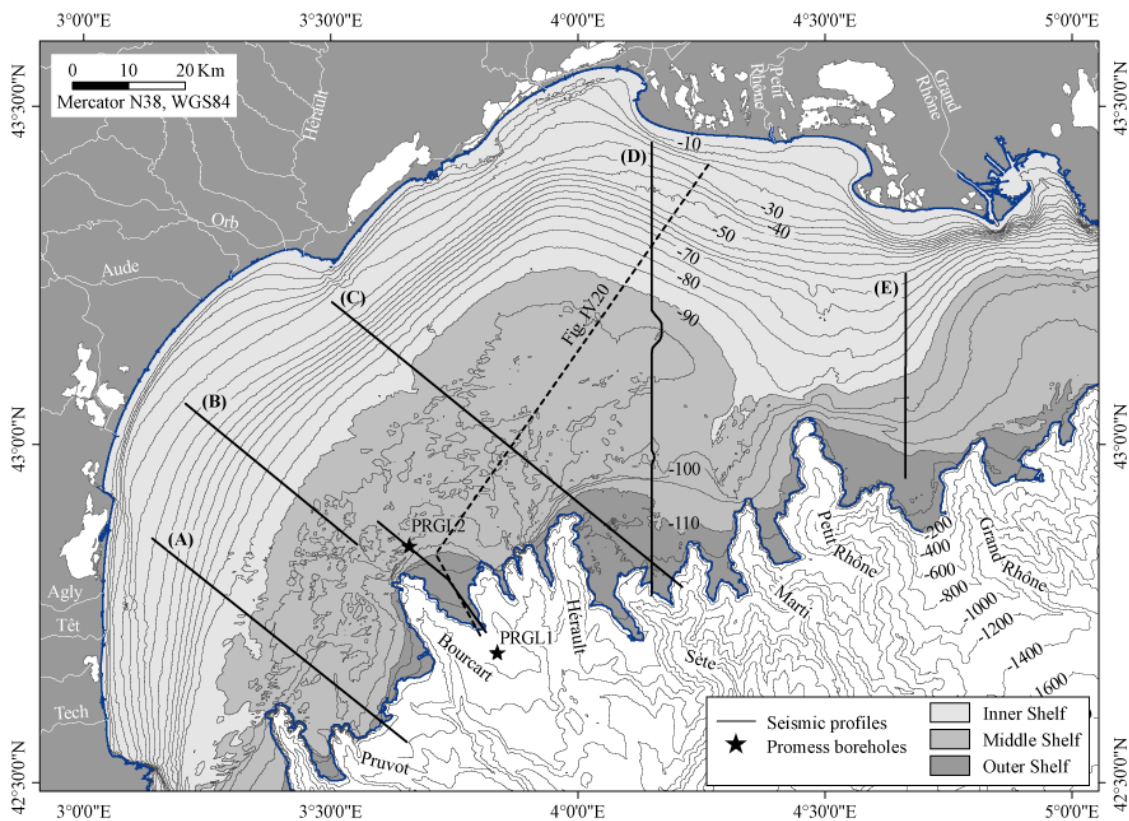


Figure IV.19: Etude de la répartition de séquences sédimentaires sur la plateforme du Golfe du Lion. Carte de positionnement des différents profils synthétiques présentés sur les figures IV.20 et IV.21.

IV.3.2.A Variabilité de l'enregistrement et de la préservation des sédiments

La description de cinq sections sismiques interprétées (THR2D-Sparker), réparties régionalement sur la plateforme permet de synthétiser l'organisation stratigraphique de la marge (Figure IV.21). Le pointé numérique d'environ 5 000 km de sismique réflexion (*cf* Chapitre II) a permis d'élaborer des cartes d'isohypses ou morpho-bathymétriques des surfaces d'érosion et d'isopaques des séquences sédimentaires majeures (Figures IV.22 et IV.23). Ce travail a été réalisé en collaboration avec Vincent Riboulot, pour partie lors de son stage de Master-2 (Riboulot, 2006).

- *Géométrie des surfaces d'érosion*

Globalement, les différentes surfaces d'érosion glaciaires enregistrées sur la plateforme continentale présentent des morphologies de pénéplaines qui résultent d'une

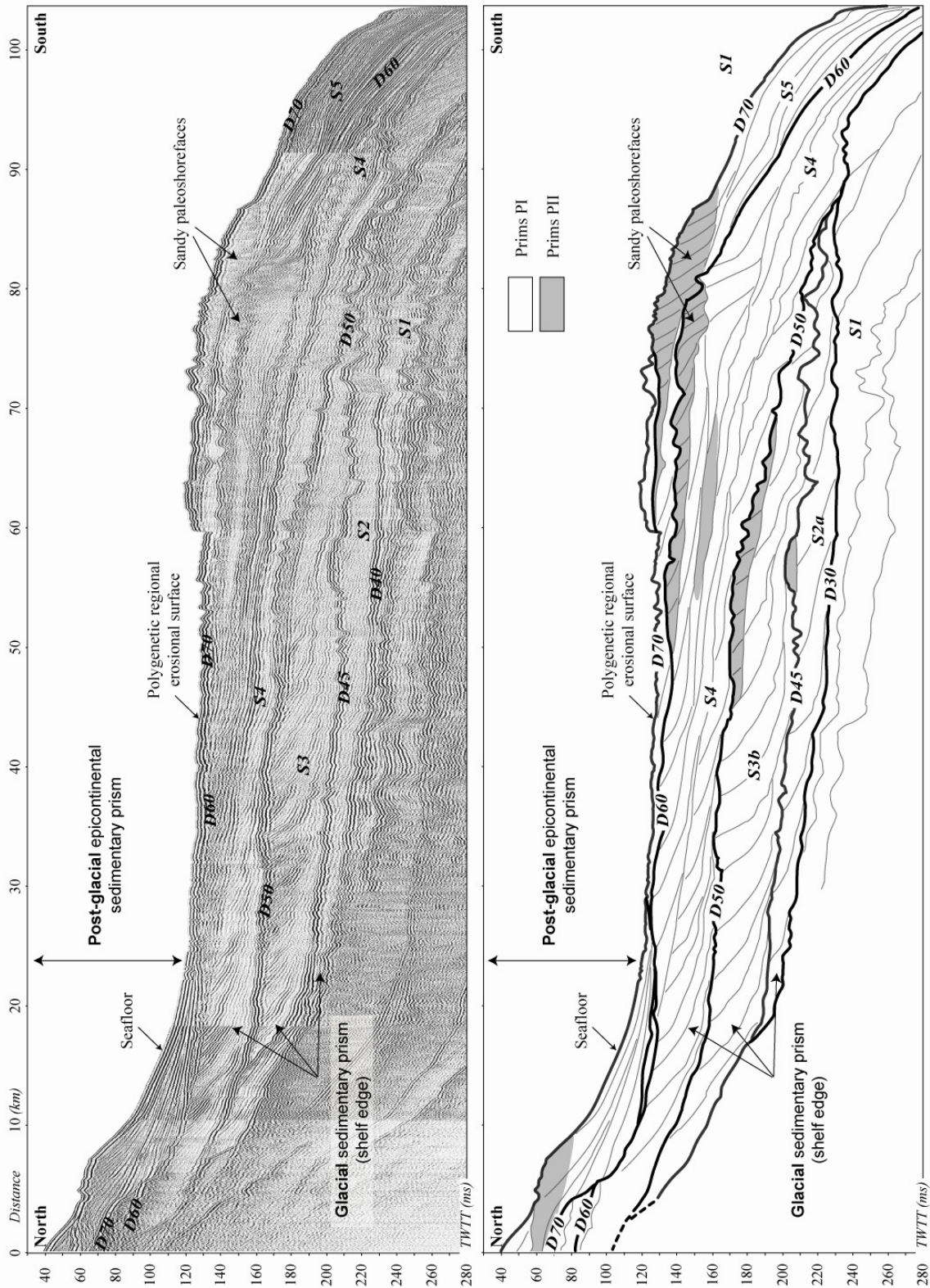


Figure IV.20: *Interprétation stratigraphique d'un profil sismique composite de THR2D-Sparker traversant toute la plateforme du Golfe du Lion (Jouet et al., sous presse). Il illustre l'accumulation des dernières séquences sédimentaires majeures enregistrant les derniers cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans pendant le Pléistocène supérieur (localisation sur la figure IV.19).*

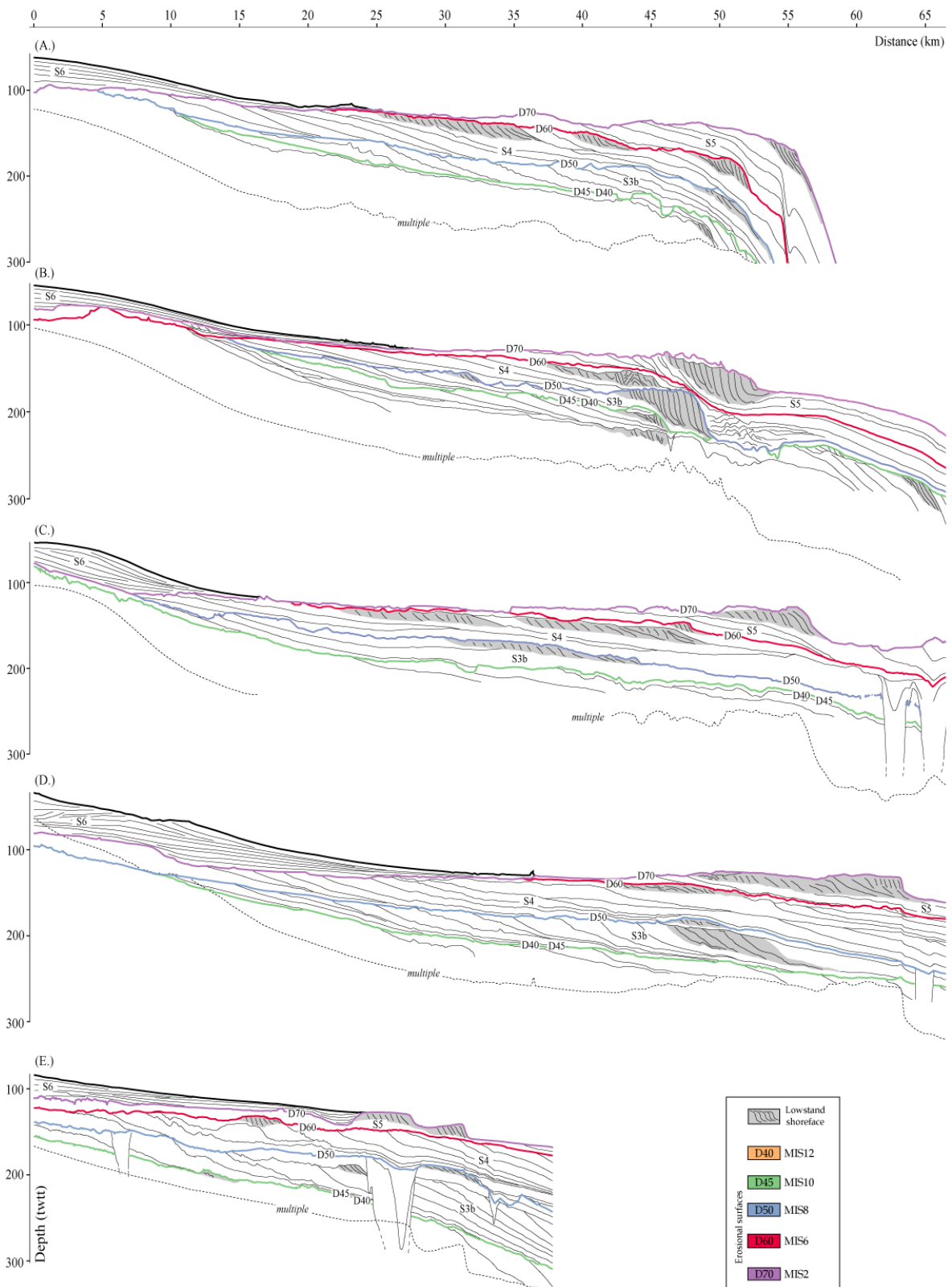


Figure IV.21: Evolution latérale des séquences sédimentaires sur la plateforme du Golfe du Lion, à partir de cinq sections régulièrement réparties sur la plateforme (localisation sur la figure IV.19). Ces interprétations ont été effectuées sur des compositions de profils sismiques de THR2D-Sparker (synthèse réalisée d'après Riboulot, 2006).

longue érosion continentale et fluviale due à la coalescence des bassins hydrographiques pendant les périodes de bas niveaux marins. D'ailleurs, dans la partie orientale de la plateforme, le relief indiquant le chemin de retrait des paléo-Rhône est bien visible sur la bathymétrie actuelle (Figure IV.19). Il l'est également sur l'isohypse de la dernière surface glaciaire *D70s* mais son volume semble s'atténuer progressivement sur les cartes des surfaces d'érosion les plus anciennes (Figure IV.22).

L'analyse morphologique de ces surfaces montre des caractéristiques communes. En premier lieu, les plateformes interne et externe ont une pente plus forte que la plateforme médiane qui est relativement horizontale. Leurs morphologies dans la partie interne de la plateforme sont identiques dans la mesure où elles se rejoignent en une surface polygénique identifiée sur les profils sismiques sous le prisme tardi-glaciaire et holocène (Figure IV.21). Il faut également signaler l'approfondissement normal des surfaces les plus anciennes au niveau de la plateforme externe.

Les rares reliefs identifiables sur ces surfaces correspondent à des ruptures de pente régionales marquant souvent la position des prismes littoraux sableux de bas niveau marin (*i.e.* faciès à cliniformes pentés de type PII; Figure IV.21). Depuis la surface la plus ancienne *D45* à la plus récente *D70s*, ces marches topographiques ont migré successivement du plateau médian jusqu'au rebord de la plateforme externe (Figure IV.22). L'évolution de cette morphologie marquerait la migration des lignes de rivage glaciaires successives (du moins en fonction de l'état de préservation de ces littoraux).

Enfin, l'isohypse de la surface *D40* n'a pas été représentée dans ce travail car elle correspond, à quelques exceptions près, à celle de la surface *D45*. En effet, les surfaces d'érosion *D45* et *D40* restent confondues sur la quasi-totalité de la plateforme (Figure IV.21).

- *Variabilité latérale de l'enregistrement des séquences*

Dans cette étude, nous avons également cartographié la séquence *S6* qui correspond en fait à un demi-cycle glaciaire puisqu'elle ne représente que les sédiments transgressifs de la dernière Terminaison glaciaire et de haut niveau marin de l'interglaciaire actuel. Les dépôts de cette séquence sont localisés sur la plateforme interne et permettent d'estimer le volume sédimentaire érodé à chaque baisse du niveau marin pendant les périodes glaciaires. Les dépôts sédimentaires tardi-glaciaires et holocènes du Golfe du Lion seront abordés plus précisément au chapitre VI de cette thèse.

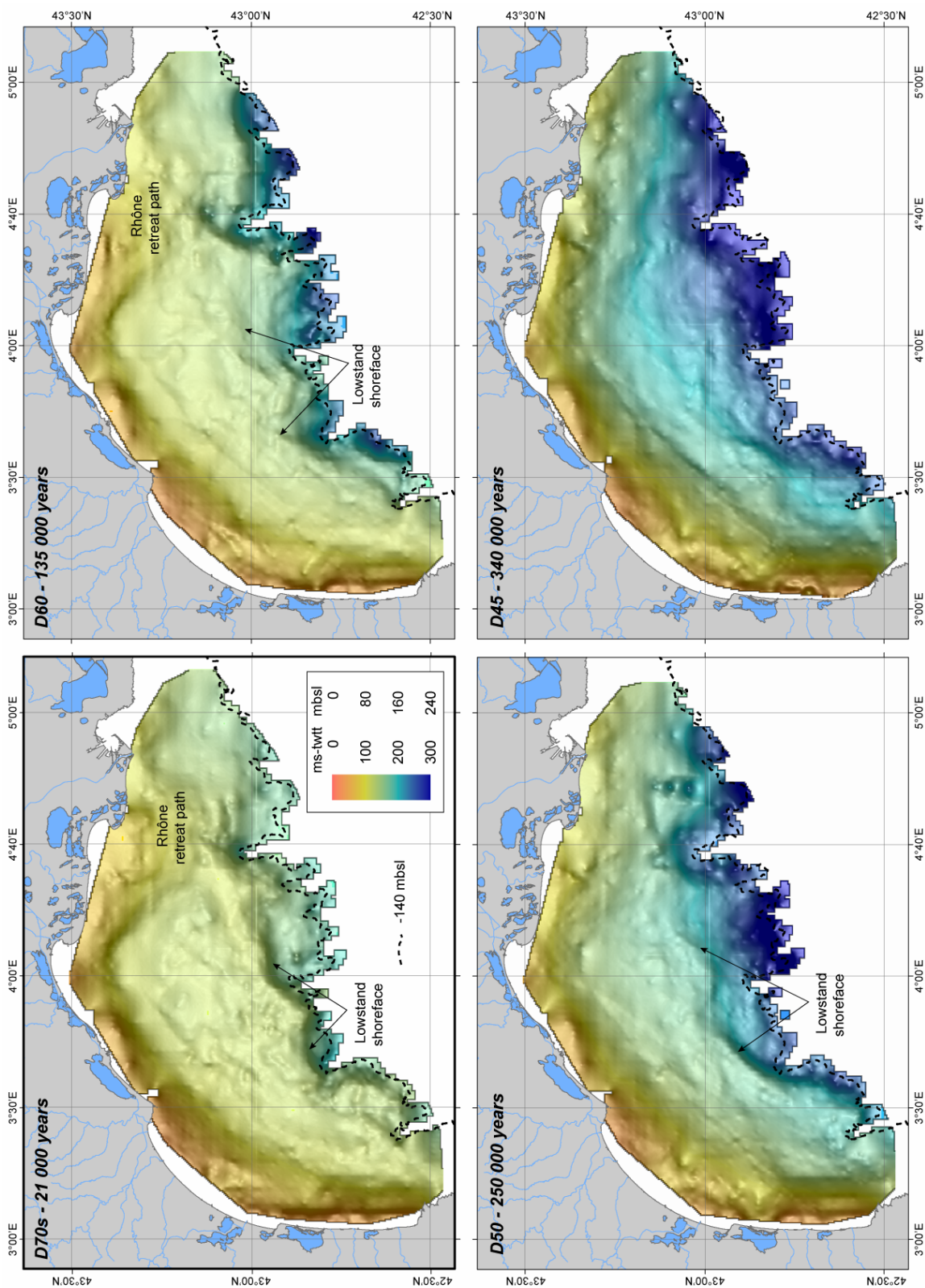


Figure IV.22: Cartes des isohypses des principales surfaces d'érosion formées lors de régressions marines des cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans. Cette cartographie a été réalisée sur la base de l'interprétation numérique des discontinuités sismiques majeures sur environ 5 000 km de profils sismiques THR2D-Sparker répartis sur la plateforme du Golfe du Lion (logiciels Kindom Suite et SonarScope). Les profondeurs sont en ms-twt; la conversion en mètres est approximative et se base sur une vitesse V_p de 1600 m/s.

Dans la partie occidentale de la plateforme interne du Golfe du Lion, les séquences se biseautent en une seule surface polygénique qui représente au moins 500 000 ans. A l'inverse, dans la partie orientale, la séquence *S4* est en partie préservée sous le prodelta actuel du Rhône (Figure IV.21).

Sur la plateforme externe, les séquences sédimentaires (*S5* à *S3b*) sont composées de la succession verticale et latérale des prismes de type PI et PII. Chacune des séquences préservées conserve le témoignage des littoraux des périodes glaciaires sous la forme de prismes sableux plus ou moins développés (type PII). La position et l'amplitude de ces prismes relatent également la proximité des sources sédimentaires. Dans la partie occidentale du Golfe du Lion, les prismes PII structurent la bordure de la plateforme externe mais sont beaucoup moins développés que dans la partie centrale. Ils sont en effet assez éloignés des apports en sédiments du Rhône, seules les sources secondaires pyrénéo-languedociennes ont pu alimenter ces "shorefaces" sableux. La partie orientale de la plateforme est affectée par les nombreuses incisions liées aux passages successifs des cours du Rhône qui perturbent énormément l'enregistrement des séquences. Il faut également noter la présence, au sein des séquences les plus développées, de plusieurs prismes sableux, en particulier dans la partie centrale de la plateforme. L'enregistrement remarquable de la séquence *S4* (Figure IV.23 et Tableau IV.1) permet d'observer ce type de phénomène. Ces prismes PII marqueraient l'enregistrement d'événements eustatiques plus haute fréquence que les cycles de 100 000 ans.

Enfin, la comparaison de la répartition des épaisseurs sédimentaires de chaque cycle eustatique de 100 000 ans met en évidence l'importance de l'accommodation dans le dépôt des séquences successives. Les variations latérales des épaisseurs sédimentaires indiquent la migration des sources en sédiments au cours de cette période. Autant les épaisseurs de *S5* sont globalement homogènes sur la plateforme externe, autant la distribution des sédiments est hétérogène pour les séquences plus anciennes. La séquence *S4* par exemple, se concentre principalement entre les têtes de canyons Hérault et Petit-Rhône, alors que *S3b* s'est déposée principalement à l'Est du canyon Petit-Rhône, à l'Ouest du canyon Bourcart et sur la plateforme médiane en face du canyon Sète.

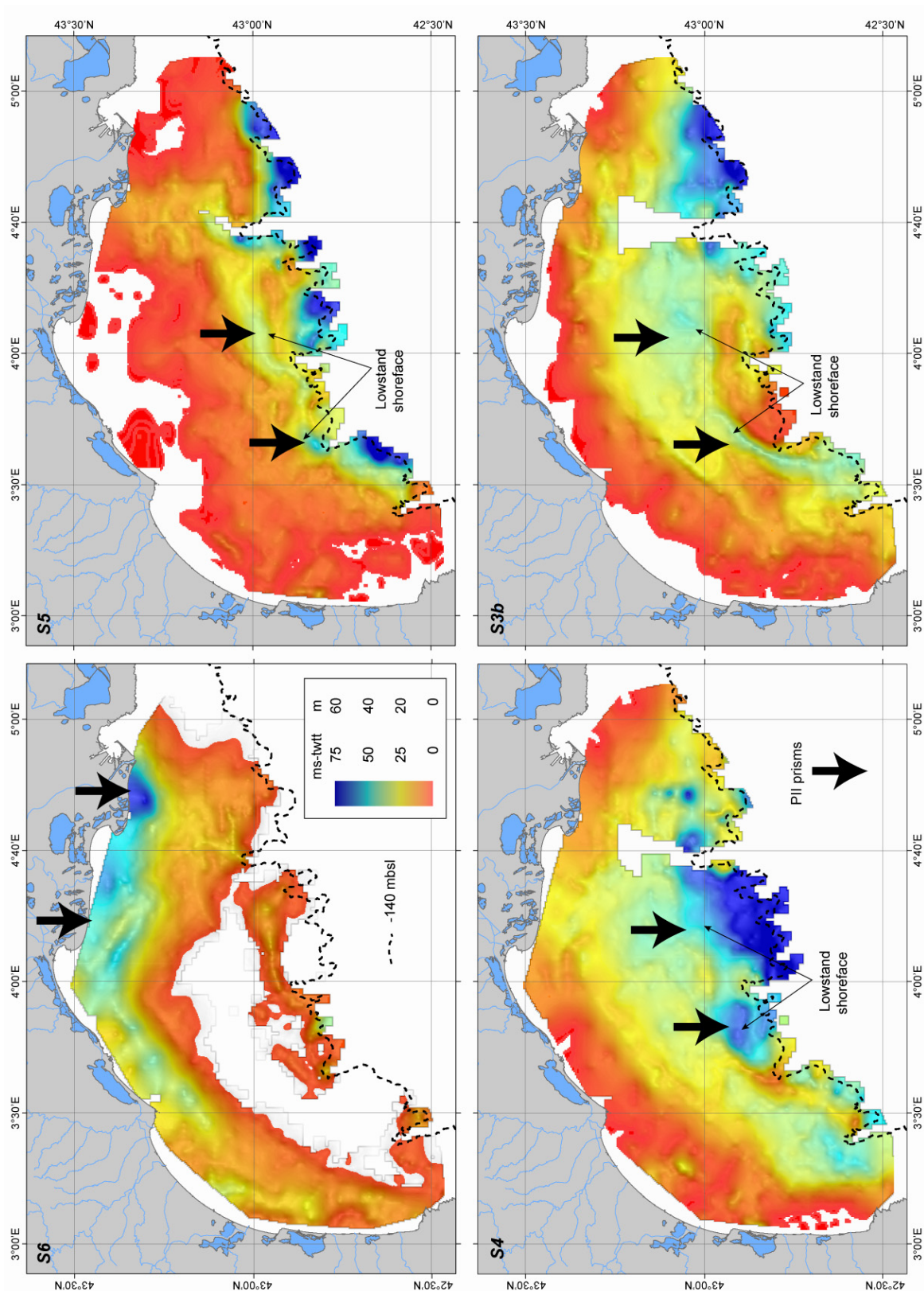


Figure IV.23: Cartes des isopaques des principales séquences sédimentaires associées aux cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans. Cette cartographie a été réalisée sur la base de l'interprétation numérique d'environ 5 000 km de profils sismiques THR2D-Sparker répartis sur la plateforme du Golfe du Lion (logiciels Kindom Suite et SonarScope). Les épaisseurs sont en ms-twft; la conversion en mètres est approximative et se base sur une vitesse V_p de 1600 m/s.

On observe ainsi un déplacement des dépôt-centres vers la plateforme externe et la pente depuis la séquence *S3b* jusqu'à *S5* en parallèle d'une réduction de la préservation des dépôts sur la plateforme interne et médiane. Cette progradation générale de la plateforme durant les derniers 350 000 ans est contrainte par la diminution progressive de l'accommodation sur le plateau continental. Cette réduction d'accommodation peut être attribuée au remplissage sédimentaire de la plateforme et/ou aux variations des maxima d'amplitudes des niveaux eustatiques.

De même, la séquence *S3a* n'a pas été préservée sur la plateforme (*D40* et *D45* sont confondues). Il en est de même pour les séquences *S2a* et *S2b* mais nous n'avons pas assez de contraintes chrono-stratigraphiques pour l'affirmer. Ces séquences érodées sur la plateforme ont tout de même une expression sur la pente où elles ont été échantillonnées par le forage PRGL1. Sur l'interfluve Bourcart-Hérault, il est possible d'observer une accumulation de plusieurs prismes sableux en rebord de plateau (Figure IV.17) qui pourraient être associés à l'enregistrement de ces séquences non-déposées sur la plateforme. Malgré une interprétation sismique rendue difficile par le resserrement des réflecteurs dans cette zone à forte pente, l'hypothèse la plus probable est d'attribuer ces dépôts littoraux à la séquence *S3a*, c'est-à-dire au bas niveau marin du stade isotopique MIS-12. Plusieurs intervalles sableux détritiques repérés plus bas au niveau de PRGL1, sont corrélés avec ces prismes littoraux de rebord de plateforme. Ceci conforte l'hypothèse d'un niveau marin extrêmement bas au MIS-12. Cette progradation maximum des "shorefaces" sableux a favorisé le transfert de matériel détritique grossier sur le haut de la pente et sans doute dans le glaciais, via les canyons.

IV.3.2.B Cycles eustatiques à l'origine de l'accommodation

La répartition et l'enregistrement des séquences en fonction du temps nous renseigne principalement sur l'espace disponible qui a permis le dépôt des sédiments et par la suite, leur préservation. Nous pouvons nous demander quelle est l'influence de l'eustatisme sur cette accommodation, en particulier au regard de la subsidence et des apports sédimentaires, d'autant plus que l'organisation stratigraphique des 4 dernières séquences de 100 000 ans semble répondre également à une évolution progressive des niveaux liée aux cyclicités de 400 000 ans dues à l'excentricité de la Terre.

• *Evolution de l'accommodation*

La subsidence, dans notre zone, a été étudiée par Rabineau (2001), puis récemment par Riboulot (2006). Les estimations se basent sur la mesure du basculement progressif de la marge vers le large (angle de rotation) à partir de surfaces majeures d'érosion de la plateforme. Le postulat de base est que chaque surface a été érodée de la même façon et suivant la même pente. L'angle entre ces surfaces représente donc la subsidence totale de la marge. Nous conviendrons qu'elle comprend à la fois la subsidence tectonique/thermique de la marge mais également l'effet du poids des sédiments déposés.

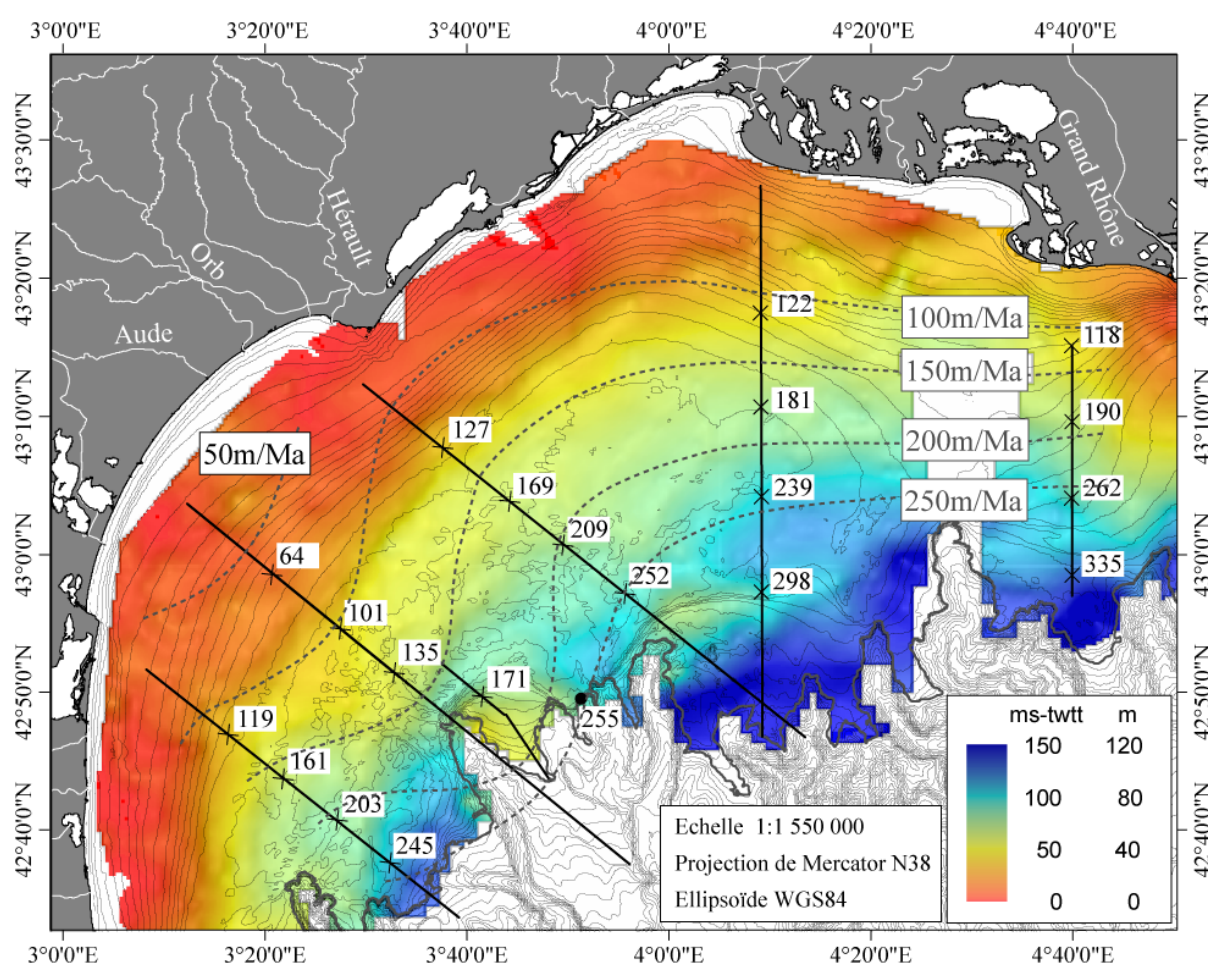


Figure IV.24: Carte de l'épaisseur sédimentaire des quatre dernières séquences associées aux cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans (entre les discontinuités D40 et D70s). A noter que l'une de ces séquences (S3a) n'est pas enregistrée sur la plateforme et se résume à une surface d'érosion polygénique (D45). Les épaisseurs sont en ms-twt; la conversion en mètres est indicative et se base sur une vitesse V_p de 1600 m/s. La comparaison de ces épaisseurs sédimentaires avec les estimations de subsidence déduites de l'analyse du basculement des surfaces d'érosion majeures au cours du même intervalle de temps (Rabineau, 2001; Riboulot, 2006), permet de mettre en relation la position des dépôts-centres avec les maxima de subsidence sur la plateforme externe.

Une première estimation faisait état de 255 m/Ma au niveau du rebord de plateau juste en amont de la tête de canyon Hérault (Rabineau, 2001). L'application de la méthode au cinq transects décrits précédemment sur la plateforme confirme cette tendance sur toute la plateforme (Riboulot, 2006). Les résultats montrent que cette subsidence, mesurée sur les quatre derniers cycles de 100 000 ans, est influencée par l'épaisseur sédimentaire (Figure IV.24). En effet, le déplacement des séquences vers le rebord du plateau en réponse à une diminution de l'accommodation sur la plateforme interne va contribuer à accentuer le basculement de la plateforme externe. Cette observation est confirmée par les résultats de la modélisation stratigraphique qui montrent que la subsidence de la marge est induite par 2/3 de subsidence thermique et 1/3 attribué à la surcharge sédimentaire (Bessis and Burrus, 1986; Jouet *et al.*, sous presse).

La marge du Golfe du Lion est assez mature pour faire l'hypothèse que le refroidissement thermique de la marge est constant à l'échelle des derniers 500 000 ans et par conséquent que la subsidence thermique l'est également. La variation de l'accommodation de la plateforme serait donc majoritairement le résultat des variations du niveau marin; l'accentuation de la subsidence par la surcharge sédimentaire et la position des sources sédimentaires à l'origine des variations latérales n'interviendraient que de manière secondaire.

- *Cycles glacio-eustatiques (100 000 et 400 000 ans)*

Pour les séquences *S4* et *S5*, les paléo-rivages des périodes glaciaires MIS-6 et MIS-2 sont très proches du rebord de plateau, au contraire du littoral de la séquence *S3b* (MIS-8) qui se trouve plus en retrait. Si l'on considère à la fois un flux et une subsidence constants à chaque cycle de 100 000 ans, l'espace disponible est principalement dépendant de l'eustatisme. L'estimation de la position des lignes de rivages glaciaires à partir de la morphologie des surfaces et des isopaques des séquences sédimentaires est donc bien l'illustration de la position des niveaux marins relatifs les plus bas. L'évolution spatiale de ces niveaux sur la plateforme externe (Figure IV.25) est cohérent avec la succession des minima des différents cycles eustatiques décrits par la courbe Specmap (Imbrie *et al.*, 1984) (Figure IV.1) avec en particulier un bas niveau marin moins important au stade isotopique MIS-8 (équivalent de *D50*). De même, l'absence des *S3a* et *S2b* peut s'expliquer par la répétition de deux bas niveaux marins extrêmes aux stades isotopiques MIS-10 et MIS-12 représentés par la préservation d'un prisme littoral en rebord de plateau sur l'interfluve

Bourcart-Hérault (Figure IV.17). Ces bas niveaux marins expliqueraient cette quasi-absence d'enregistrement sédimentaire sur la plateforme (*S3a* absente).

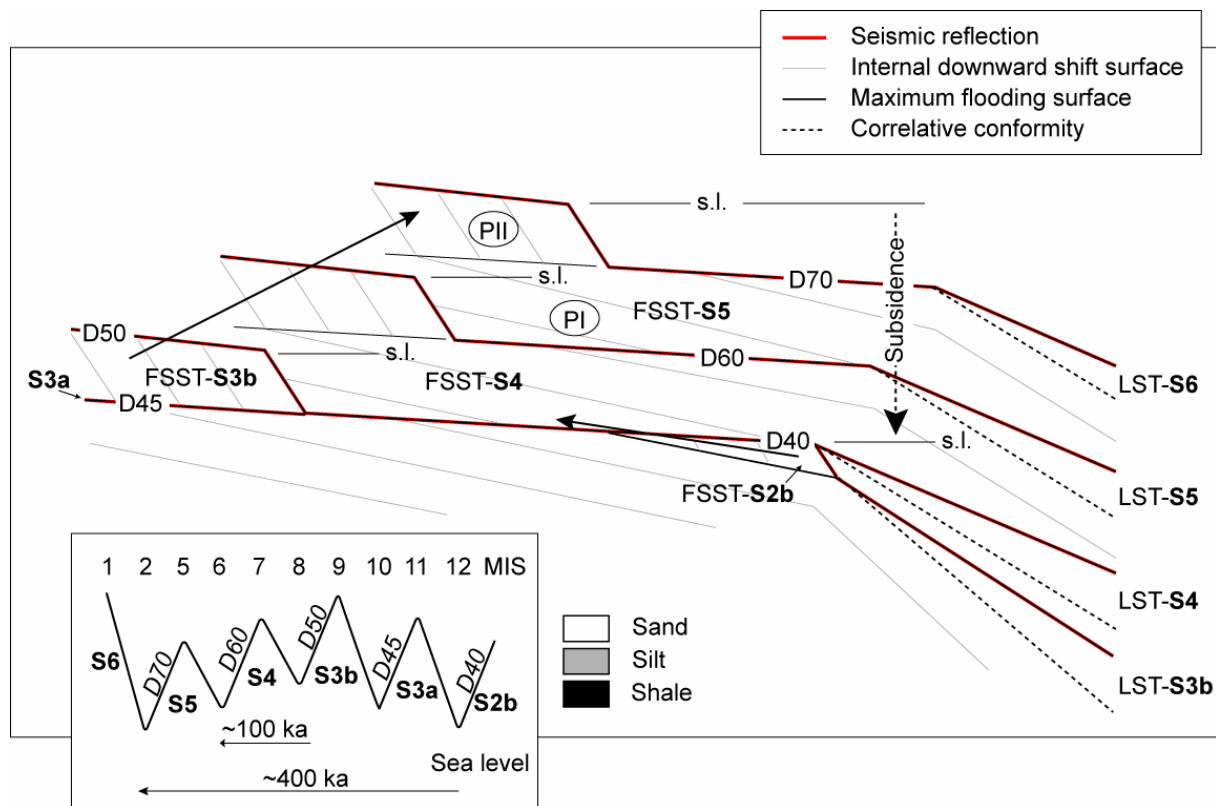


Figure IV.25: Expression stratigraphique du dernier cycle de 400 000 ans enregistré dans l'organisation des séquences sédimentaires du Golfe du Lion.

Depuis le stade isotopique MIS-12 en rebord de plateau (*S2b*), et la lacune de sédimentation au stade MIS-10 (*S3a*), le dépôt successif des séquences de 100 000 ans a conduit les séquences à prograder depuis la plateforme médiane (*S3b*) vers la plateforme externe (*S4* et *S5*). L'ensemble répond ainsi à un cycle de rétrogradation/progradation d'une durée équivalente au dernier cycle de 400 000 ans de l'excentricité terrestre (Figure IV.25).

CONCLUSION

Les forages du projet Promess-1 ont permis de calibrer et réviser le modèle stratigraphique du Golfe du Lion. L'étude de la colonne stratigraphique sur la pente a en particulier mis en évidence des séquences sédimentaires qui n'ont pas ou très peu été enregistrées sur la plateforme continentale. Un des principaux résultats est la confirmation

que le premier ordre de contrôle des séquences de dépôt correspond à la périodicité des cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans. Les calages litho-stratigraphiques des réflexions sismiques montrent que les surfaces d'érosion sur la plateforme correspondent à des limites de séquences formées pendant les régressions marines, confondues (à l'échelle de la sismique) aux surfaces de ravinement et d'inondation maximum, qui forment des niveaux condensés très grossiers. Au-delà de la limite d'action des vagues, ces surfaces se séparent sur la pente pour définir un intervalle transgressif et de haut niveau, près de dix fois moins épais que les dépôts glaciaires. A ce niveau, c'est la "mfs" qui présente les caractéristiques lithologiques les plus distinctes (granularité plus forte), la limite de séquence n'ayant pas d'expression sismique. La cartographie régionale des principales séquences sédimentaires indique également qu'à plus long terme, l'agencement et la préservation de ces séquences seraient également contrôlés par les cycles de l'excentricité de 400 000 ans.



CHAPITRE - V

LE DERNIER CYCLE GLACIAIRE

(derniers 130 000 ans)

(du stade isotopique MIS-6 au stade MIS-2)



INTRODUCTION

Sur la plateforme du Golfe du Lion, les cycles glaciaires-interglaciaires du Pléistocène supérieur ont une expression stratigraphique remarquable. Nous venons de voir dans le chapitre IV que l'analyse de cette organisation des dépôts par l'intermédiaire de la sismique HR et THR, calibrée par des forages et des carottes sédimentaires, permet d'explorer l'histoire climatique et eustatique récente et de concevoir des théories sur les différentes étapes géologiques de construction d'une marge continentale.

Pendant le dernier cycle climatique, le climat à la surface de la Terre a également subi des modifications drastiques de durées variables, parfois cycliques (*cf* Chapitre I). Ces variations climatiques à l'échelle des centaines de milliers d'années ont eu une influence sur l'évolution environnementale et la stratigraphie des marges. Or, les récentes avancées technologiques en géosciences ont permis d'explorer les enregistrements sédimentaires avec de plus en plus de précision. La bonne préservation des archives sédimentaires dans le Golfe du Lion a ainsi permis d'établir une chronologie relativement précise des événements sédimentaires marquant les derniers 130 000 ans.

Cette étude vise à comprendre comment, en Méditerranée, le système sédimentaire a réagi à ces modifications importantes et rapides des conditions de sédimentation. L'exploration détaillée de l'enregistrement sédimentaire du dernier cycle climatique va nous permettre de relater dans ce chapitre l'historique de construction de la marge du Golfe du Lion pendant la dernière phase de glaciation. Nous verrons successivement comment la morphologie et la stratigraphie ont conservé en particulier sur la plateforme externe, les témoignages de la période couvrant le Dernier Maximum Glaciaire.

V.1. EMPREINTES MORPHOLOGIQUES DES ÉVÉNEMENTS GLACIAIRES*

La morphologie de la plateforme médiane et externe et de la pente continentale du Golfe du Lion conserve les traces de la dernière glaciation et des bas niveaux marins associés. Entre 90 et 350 m de profondeur, les différentes structures morfo-sédimentaires, en partie ou complètement préservées, fournissent des indications précises sur les conditions de sédimentation pendant cette dernière phase glaciaire du Pléistocène (Figure V.1).

* "Glaciaire" est utilisé dans cette thèse au sens de "période glaciaire" (différent des processus d'érosion liés aux glaciers).

Le domaine médian de la plateforme entre 90 et 110-120 m de profondeur est caractérisé par une morphologie rugueuse traduisant l'intensité de l'érosion des sédiments en domaine continental pendant le dernier bas niveau marin. Cette rugosité peut en partie s'expliquer par la nature sableuse des fonds (Berné *et al.*, 2002a). Cette paléo-surface a été ensuite reprise par le ravinement lors de la remontée du niveau de la mer pendant la déglaciation, effaçant de ce fait une partie des structures glaciaires (Bassetti *et al.*, 2006). La plateforme externe, entre 110-120 m de profondeur et le rebord du plateau (150-180 m) présentent une morphologie lisse, interrompue par des reliefs isolés ou des chapelets de reliefs de sables cimentés. L'acquisition de données sismiques et multifaisceaux très haute résolution sur cette zone externe révèle que la surface sous-marine a également été érodée (Jouet *et al.*, 2006).

L'étude morphologique de la plateforme externe livre des informations particulièrement précises sur la dernière période glaciaire. En particulier, elle nous permet de mettre en évidence de bons marqueurs géo-morphologiques et paléo-environnementaux. Nous allons les décrire, tout d'abord, dans la zone de l'interfluve Bourcart-Hérault et étendre ensuite l'investigation pour chaque indicateur à l'ensemble de la plateforme.

V.1.1. Interfluve Bourcart-Hérault

L'interfluve Bourcart-Hérault sépare les deux canyons Bourcart (Aude) et Hérault. Il présente la même disposition générale que celui du Petit-Rhône-Grand-Rhône décrit par Torres (1995); ces interfluves possèdent un profil généralement concave vers le haut, avec une pente moyenne de 2-3°. La rupture de pente entre le domaine de plateforme et la pente intervient autour de 180 m de profondeur, alors que les têtes des canyons Bourcart et Hérault avoisinantes se positionnent autour de 105-135 m.

Les flancs de ces canyons sont affectés par des cicatrices de glissement dont les produits glissés se sont accumulés en pied de pente (Berné *et al.*, 1998). Des escarpements (jusqu'à 100 m de hauteur) peuvent ainsi être décrits à partir de 340 m de profondeur (Figure V.2). Plus profondément, la surface du fond de l'eau est perturbée par de nombreuses dépressions circulaires visibles entre 200 et 400 m de profondeur. Ces "pockmarks", souvent alignés dans des directions préférentielles, pourraient être liés à des sorties de fluides ou de gaz actives pendant les bas niveaux marins (Berné *et al.*, 2002a; Lafuerza *et al.*, soumis-a).

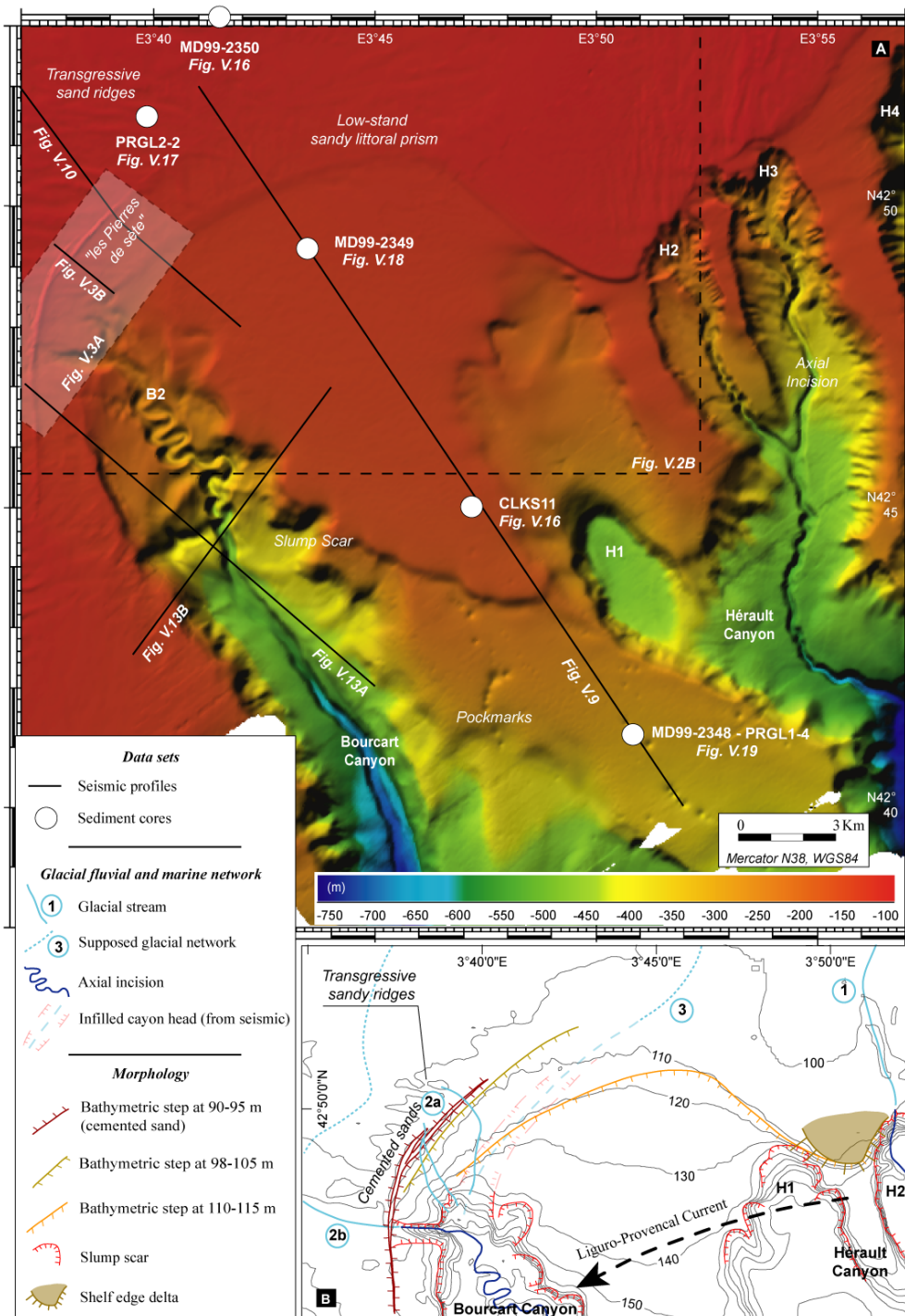


Figure V.2: **A-** Carte bathymétrique de l'interfluve Bourcart-Hérault basée sur les données multifaisceaux de l'EM1000 et l'EM300. La zone d'étude est comprise entre 90 et 350 m de profondeur, entre les canyons Bourcart (Aude) et Hérault (position sur la figure V.1). Les données de sismique Sparker et de sondeur de sédiments (Chirp), ainsi que les carottes sédimentaires, sont positionnées selon un transect NO-SE le long de l'interfluve. **B-** Interprétation morphologique de la carte bathymétrique. Le canyon Hérault-2 a été connecté au Rhône pendant le DMG (1). De même, un autre cours d'eau (Aude, Agly et/ou Hérault) coulait du Nord (2a) et de l'Ouest (2b) pour atteindre le flanc Ouest du canyon Bourcart. Les données sismiques indiquent également qu'une rivière (3) alimentait l'interfluve et venait se connecter à une branche orientale de la tête du canyon Bourcart. Enfin des escarpements mineurs sont identifiés à proximité du rebord de plateforme à des profondeurs de 98-105 m et 110-115 m (modifiée de Jouet et al., 2006).

V.1.1.A Escarpements sédimentaires

Juste au-dessus de la rupture de pente entre les domaines de plateforme et de pente continentale, des escarpements peuvent être identifiés à partir de la bathymétrie (Figure V.2B). Leur association forme une marche d'environ une dizaine de mètres. La pente moyenne de ce ressaut bathymétrique est d'environ 4° , ce qui est relativement important en comparaison des $0,13^\circ$ que l'on mesure sur la partie externe de la plateforme (Berné *et al.*, 2002a). Le sommet de cette rupture de pente se situe à des profondeurs comprises entre 110 et 115 m. Son prolongement dans les têtes des canyons peut être plus profond; par exemple dans la tête du canyon Bourcart, elle se trouve autour de 120 m. Un autre escarpement, plus local cette fois, peut s'observer entre 98 et 105 m au-dessus de l'interfluve Bourcart-Hérault. Il est encore plus évident sur les enregistrements sismiques (Figure V.3).

Cette marche bathymétrique correspond à la transition entre deux unités lithologiques et sédimentaires majeures (Aloïsi 1986; Rabineau *et al.*, 1998; Berné, 1999):

- les "sables reliques du Large" qui sont assimilés à des "shorefaces";
- Les argiles prodeltaïques qui représentent la partie distale des "shorefaces".

V.1.1.B Sables cimentés

Sur la plateforme externe, des reliefs allongés, parallèles aux isobathes, de plus de 20 m au-dessus des fonds marins environnants, culminent à $90 \pm 0,5$ m (Figure V.3). Ces hauts fonds s'étendent latéralement sur plus de 7 km avec une épaisseur de plus de 30 m au-dessus de l'interfluve Bourcart-Hérault. Les profils sismiques montrent qu'ils reposent directement au toit des cliniformes pentés qui marquent la position du "shoreface" supérieur sableux (Figure V.3). L'érosion a été particulièrement intense aux pieds de ces reliefs, en particulier du côté amont. Un échantillon, dragué au sommet de ce relief, est venu confirmer qu'il s'agissait de sables grossiers silicoclastiques cimentés par des petits cristaux de calcite fortement magnésienne lors d'un stade précoce du processus de diagenèse. La nature des grains, la pétrographie et la géochimie du ciment indiquent que la cimentation est intervenue dans une zone phréatique, avec une légère influence d'eau saumâtre (Bernier *et al.*, 2000). Ceci implique que la formation sableuse indurée était proche de la ligne de rivage au moment de la cimentation. Ces observations viennent définitivement écarter l'hypothèse d'une consolidation de sables provenant de dunes éoliennes comme ils sont décrits en Méditerranée orientale (Almagor, 1979) et dans le Sud de la marge de Floride (Locker *et al.*, 1996). Une

datation au radiocarbone sur le ciment, qui a été auparavant extrait et séparé des carbonates par densité, nous donne l'âge de la cimentation à $17\,785 \pm 240$ ans ^{14}C BP (soit 21 000 ans cal. BP). La présence de ces reliefs, à 90 m sous le niveau actuel des mers, ne peut s'expliquer que par une érosion importante qui aurait dégagé une épaisseur d'environ 20 m de sédiments de part et d'autre de ces sables cimentés. Leur préservation ne serait due qu'à la consolidation de ces sables par une matrice calcaïque.

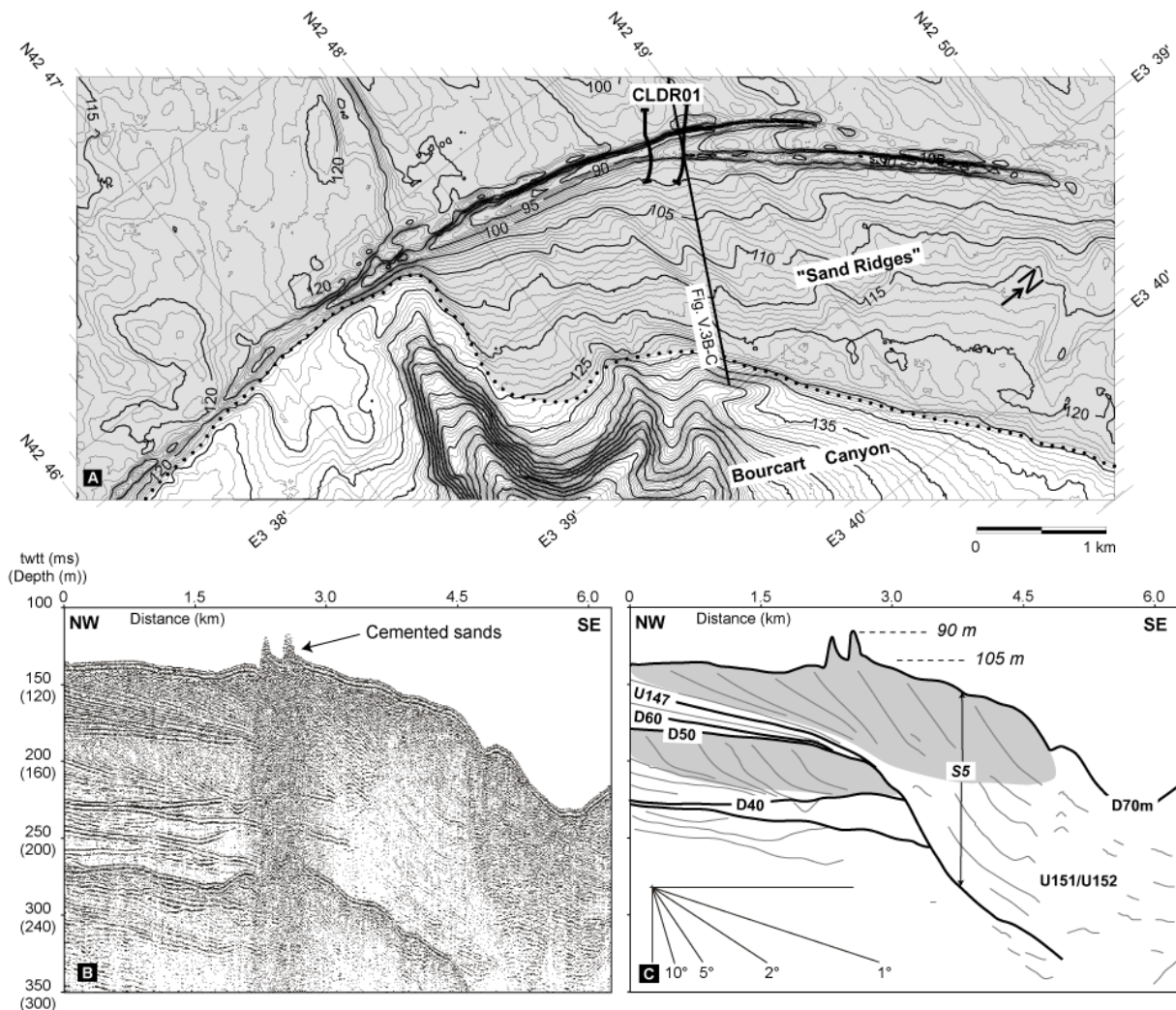


Figure V.3: *A-* Carte bathymétrique détaillée (EM1000) de la zone des "Pierres de Sète" (position sur la figure V.2). Ce relief allongé (7 km de long et 300 m de large) et parallèle aux isobathes culmine à $90 \pm 0,5$ m de profondeur (20 m au-dessus du fond environnant). *B-* Le profil sismique P-1005 et *C-* son interprétation montrent que les sables cimentés surmontent les clinofformes appartenant aux faciès sableux du "shoreface" supérieur; l'érosion différentielle est intervenue principalement au pied du flanc amont du relief. L'échantillon dragué au sommet de cette ride (CLDR01) indique que le massif est composé de sables silicoclastiques grossiers (Jouet et al., 2006).

V.1.1.C Paléo-fleuves et connexions avec les canyons

Des paléo-reliefs positifs attribués aux sédiments déposés à l'embouchure des fleuves pendant la transgression, ont déjà été décrits au niveau l'interfluve Bourcart-Hérault (Rabineau, 2001). Leur cartographie nous indique que les canyons Hérault-2 et -3 étaient en fait connectés avec le fleuve Rhône autour du Dernier Maximum Glaciaire (1 sur la Figure V.2), alors que le fleuve Hérault aurait été un affluent du Rhône (Berné *et al.*, 2004). Proche de ces connexions, les dépôts d'un édifice prodeltaïque ont été en partie préservés et restent visibles sur la carte bathymétrique détaillée à l'Ouest de l'interfluve Bourcart-Hérault (Figure V.2). De la même façon, d'autres cours d'eau plus occidentaux, tels que l'Aude et/ou l'Agly, montrent les traces d'une connexion avec le flanc occidental du canyon Bourcart. Ils seraient à l'origine de l'incision axiale dans la tête du canyon (2b sur la Figure V.2). Les données sismiques, quant à elles, révèlent que le canyon Bourcart a été connecté avec un cours d'eau arrivant par le Nord-Est. Les traces de cet émissaire sont pratiquement effacées par l'érosion, mais il est tout de même possible de définir le trajet de ce fleuve qui a coulé à travers l'interfluve Bourcart-Hérault (3 sur la Figure V.2).

Plus récemment, l'étude couplée du canyon Bourcart et de l'interfluve adjacent, ainsi que les observations précises faites sur les "Pierres de Sète", ont permis d'établir une chronologie encore plus précise des connexions des différents cours d'eau avec les multiples têtes du canyon Bourcart (Gaudin, 2006). Les encoches (hauteur de 5 à 10 m) incisant les sables cimentés (Figure V.4), ainsi que leur remplissage, montrent que ces reliefs indurés ont été traversés et contournés par un réseau fluvial (2a sur la Figure V.2). Ces cours d'eau étaient directement connectés aux chenaux actuellement comblés décrits par Gaudin (2006) dans les têtes du canyon Bourcart. Cet apport d'eau douce pourrait d'ailleurs être à l'origine de la cimentation calcique des sables.

V.1.1.D Dunes et rides sédimentaires

La plateforme continentale externe du Golfe du Lion est couverte par des dépôts sableux relativement importants (les "sables du Large", Bourcart, 1945). Dans la partie supérieure de l'interfluve Bourcart-Hérault, ils sont surmontés et remaniés par des rides et des dunes sédimentaires localisées entre 95 et 110 m de profondeur (Figure V.4). La surface bathymétrique irrégulière des rides sableuses décrit des hauteurs variables (supérieures à 9 m)

et des formes linéaires et allongées suivant une orientation plus ou moins ONO-ESE. Ces structures sédimentaires sont clairement remaniées par d'autres alignements qui ont été mis en évidence grâce à la bathymétrie multifaisceaux très haute résolution (EM1000 et EM1002S; cf section II.I). En effet, des dunes transverses avec un espacement moyen de l'ordre de 130 m et une hauteur maximum d'environ 2 m, recoupent les rides suivant un grand axe NNO-SSE à NO-SE dans la partie la plus SO de la zone (Bassetti *et al.*, 2006).

L'étude de la dynamique et la mise en place de ces dépôts sédimentaires sera plus amplement abordée dans le chapitre suivant dédié aux derniers 20 000 ans; les unités stratigraphiques U155 et U160 associées sont, en effet, issues du remaniement des sédiments glaciaires pendant la dernière déglaciation (cf Chapitre VI).

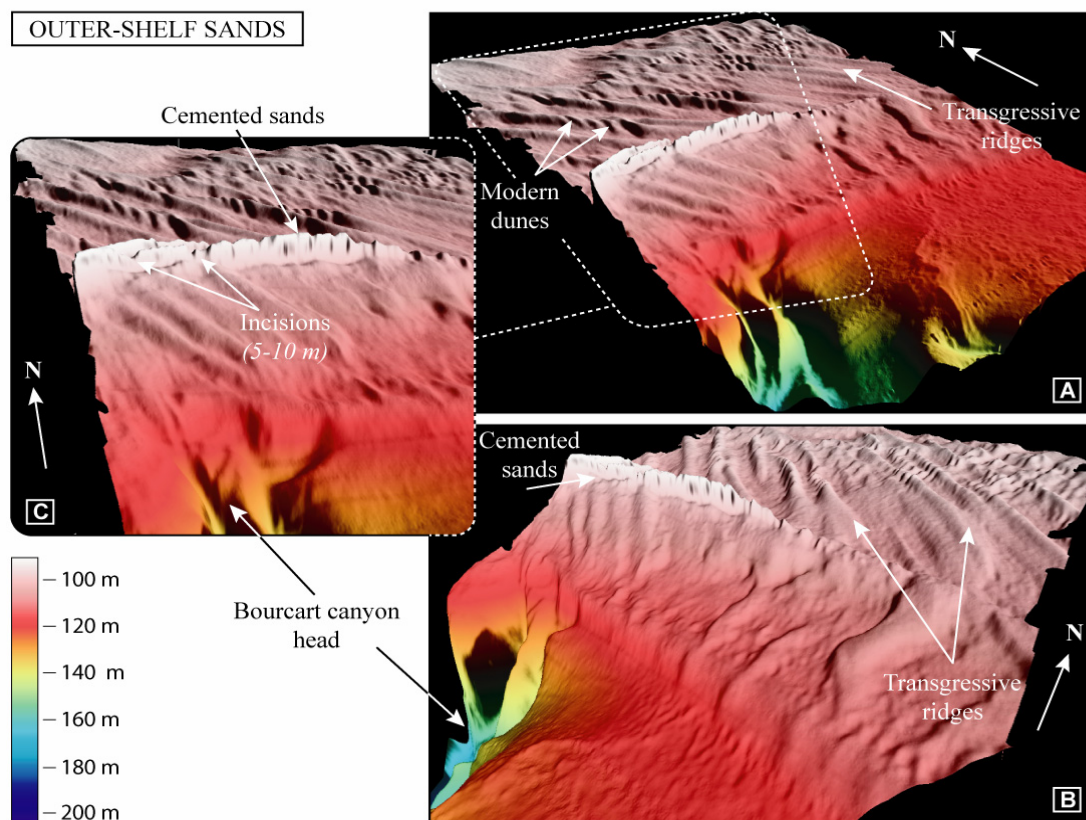


Figure V.4: Représentation 3D de la bathymétrie des fonds au Nord de la tête du canyon Bourcart (position sur la figure V.1); depuis **A-** le SO et **B-** le SE. Le zoom sur les sables cimentés (**C**), présents au-dessus de la tête du canyon Bourcart, montre des encoches (hauteur 5 à 10 m) incisant ces reliefs. Ces encoches indiquent la présence d'un paléo-réseau fluvial juste en amont du canyon. Cette figure montre également la superposition des dunes sableuses sur les rides fossiles. Ces dunes sont associées à des processus hydrodynamiques sédimentaires récents modifiant l'organisation des dépôts glaciaires, ayant déjà subi un remaniement lors de la transgression.

V.1.2. Configuration actuelle/glaciaire de la plateforme externe du Golfe du Lion

Tous ces objets sédimentaires décrits sur l'interfluve Bourcart-Hérault, sont autant d'indicateurs fournissant des informations sur la dernière période glaciaire pour la zone médiane du Golfe du Lion. Des morphologies identiques sont observables et ont été cartographiées à l'échelle de toute la plateforme externe du Golfe du Lion (Berné *et al.*, 2002a); la multiplication des observations à des profondeurs d'eau équivalentes sur l'ensemble de la marge permet d'émettre des hypothèses sur l'origine et la formation de ces structures. En particulier, l'étude morphologique globale du rebord de plateau révèle l'impact des différents stationnements du niveau marin sur l'enregistrement sédimentaire pendant la dernière glaciation.

V.1.2.A Prismes sableux de la plateforme externe

La carte des pentes de la plateforme du Golfe du Lion (Figure V.5) montre l'extension régionale des escarpements sédimentaires décrits sur l'interfluve Bourcart-Hérault en rebord de plateau. Cette rupture de pente d'environ 20 m, plus ou moins continue tout au long de la plateforme (120 km d'après Berné *et al.*, 1998), scelle la frontière entre les interfluves et la plateforme externe. Excepté pour les canyons Sète (-1 et -2), cette limite est proche, voire adjacente aux têtes des canyons (Lacaze-Duthier, Pruvot, Bourcart, Hérault, Marty, Petit-Rhône, Grand-Rhône, Estaque). En aval des escarpements sédimentaires et jusqu'à des profondeurs d'environ 140 m, la plateforme externe expose principalement une surface d'érosion régulièrement incisée de petites dépressions qui se dirigent vers le large et rejoignent les têtes des canyons.

La morphologie et la structure interne de cette marche bathymétrique évoluent d'Est en Ouest. Les données de sismique monotrace Sparker ont permis d'imager des sections régulièrement échantillonnées le long de la plateforme externe; elles sont présentées à la même échelle sur la figure V.5. Cette diversité de forme des prismes sableux révèle des processus et des conditions différentes dans l'accumulation et le modelage des édifices rassemblés sous le terme des "sables du Large" et décrits par Bourcart (1945). La rupture de pente est plus ou moins accentuée et il semble que les escarpements les mieux préservés correspondent à ceux qui possèdent les plus fortes pentes (de l'ordre de 9°). De même, plusieurs unités composent un même prisme sableux. Même si les faciès sismiques possèdent

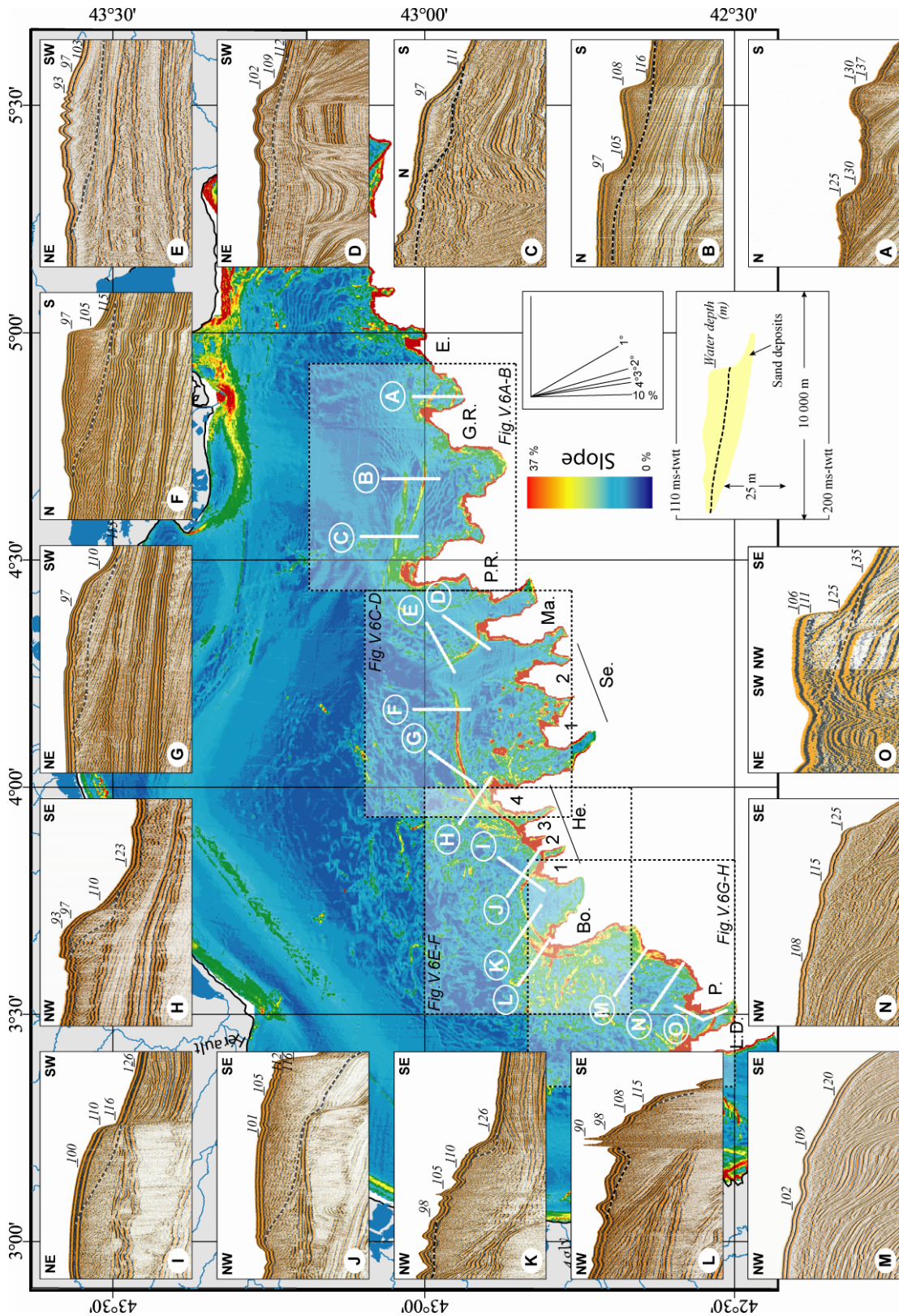


Figure V.5: Carte des pentes (d'après Berné et al. 2002a) et coupes sismiques des "shorefaces" sableux sur le rebord de la plateforme du Golfe du Lion. La compilation de données sismiques mono-trace très haute résolution au niveau des différents escarpements du plateau externe montre une grande diversité de formes et de l'organisation interne des prismes sableux. Canyons: Lacaze-Duthiers (L.D.), Pruvot (P.), Bourcart (Bo.), Hérault (He.), Sète (Se), Marti (Ma.), Petit-Rhône (P.R.), Grand-Rhône (G.R.), Estaque (E.).

tous des réflexions internes qui décrivent des cliniformes à forts pendages, des variations sont identifiables à partir des discordances stratigraphiques (différences de pendage, surface mineure d'érosion, etc ...). La morphologie des fonds marins est indissociable de la structure interne de ces prismes; on notera en particulier, la différence de forme et de structure entre les prismes présents au Nord du canyon Petit-Rhône et ceux situés au Nord du canyon Bourcart. La chronologie de mise en place de ces dépôts sera discuter plus tard dans ce chapitre.

Les rides et dunes sédimentaires décrites au Nord de l'interfluve Bourcart-Hérault, sont également présentes dans plusieurs autres secteurs; en particulier la fréquence de ces structures augmente vers l'Ouest. Elles apparaissent au Nord du canyon Marti, mais la bathymétrie montre des concentrations au Nord et à l'Ouest du canyon Bourcart et surtout à l'Ouest du canyon Lacaze-Duthiers et au Nord-Ouest du canyon Cap de Creus (Figures V.1 et V.5). Si l'on considère que ces formations sédimentaires sont directement liées au régime hydrodynamique de ces zones (Bassetti *et al.*, 2006), elles reflètent donc la disparité de l'énergie des vagues et des courants pendant leur formation post-glaciaire sur la plateforme du Golfe du Lion.

V.1.2.B Reliefs indurés

Plusieurs reliefs ont été identifiés sur la plateforme du Golfe du Lion (Aloïsi, 1986; Duplaix et Olivet, 1970; Forget, 1974; L'homer, 1993; Laubier, 1966; Méar *et al.*, 1992; Monaco, 1971) sans que leur nature ou leur origine ne soient vraiment connues. Les "Pierres de Sète" ont été les premières à être échantillonnées au Nord de la tête du canyon Bourcart (Duplaix et Olivet, 1970) (Figure V.3). D'autres reliefs ont ainsi été cartographiés au Nord du canyon Sète dans la zone entre les canyons Hérault et Marti. Un des plus importants, nommé "Domes" par Tesson *et al.* (1998), "Mammouth" par les pêcheurs locaux ou "banc de l'Ichthys" sur la carte de Berné *et al.* (2002a), culmine à environ 20 m au-dessus d'une surface érosive (Figures V.1 et V.6). D'autres encore ont été observés à l'Ouest du canyon Cassidaigne, autour du canyon Lacaze-Duthiers et également au niveau de la plateforme interne, toujours au Nord du canyon Sète. La sismique et l'imagerie acoustique révèlent qu'il s'agit de formes indurées (Berné *et al.*, 2002a).

Tous ces reliefs ont en commun leur profondeur sous le niveau actuel des mers; les profondeurs de leur sommet s'étalent entre 90 et 95 m pour les plus profonds. L'hypothèse avancée dans le cas des "Pierres de Sète" est une érosion différentielle importante des sables

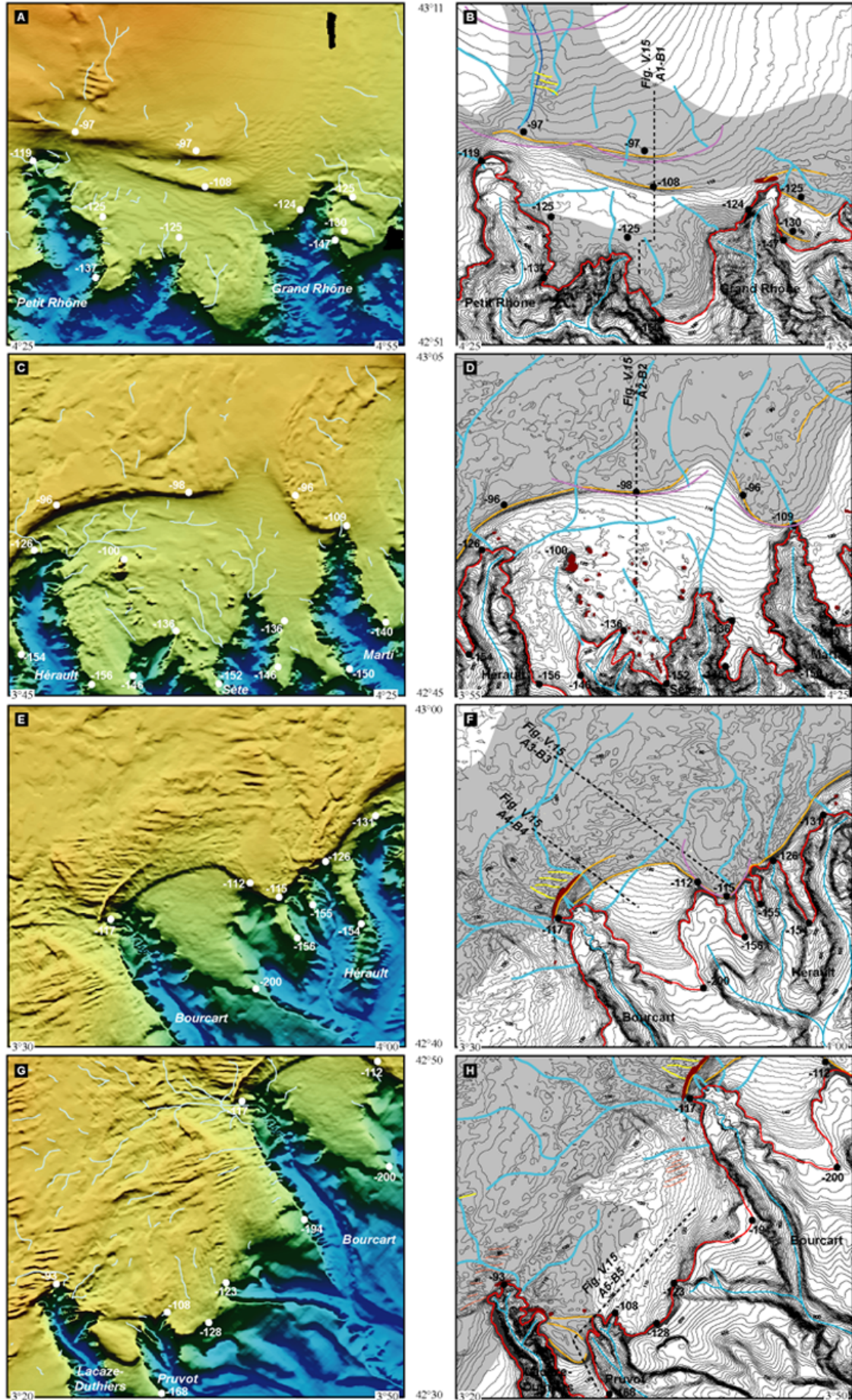
autour du volume induré. Cette érosion a été estimée à une vingtaine de mètres au niveau de l'interfluve Bourcart-Hérault (Figure V.3). Le phénomène pourrait être reproductible à divers endroits de la plateforme, en particulier sur des interfluves présentant un fond marin avec une morphologie particulièrement érosive. Des mesures géotechniques sur l'interfluve Hérault-Sète démontrent qu'autour des reliefs indurés, les dépôts argileux présentent un maximum de sur-consolidation, indiquant qu'ils étaient recouverts par une couche sédimentaire épaisse d'au minimum 30 m (Baztan *et al.*, *in prep*). Ces résultats viennent appuyer l'hypothèse d'une érosion majeure intervenue après dépôts de ce cortège sableux en rebord de plateau.

V.1.2.C Réseaux fluviaux et incisions

Des paleo-reliefs positifs formant un réseau plus ou moins organisé ont déjà été décrits sur l'ensemble de la plateforme continentale (Berné *et al.*, 2002a) et plus localement sur l'interfluve Bourcart-Hérault (Rabineau, 2001; Jouet *et al.*, 2006). Dans le logiciel Isatis, un algorithme permet de rechercher et de tracer de manière numérique les réseaux de drainage présents sur un modèle numérique de terrain. Cette méthode a été appliquée au MNT de la plateforme du Golfe du Lion et ainsi, un paléo-réseau fluvial a pu être mis en évidence (Figure V.1). Les incisions cartographiées viennent le plus souvent se placer au sein des paléo-reliefs positifs précédemment décrits comme des traces fossiles de la migration post-glaciaire des embouchures des fleuves.

La particularité de ce réseau est qu'il n'est pas continu et que sur la plateforme interne et dans la partie médiane du Golfe du Lion, les traces des émissaires n'ont pas ou très peu été préservées. La partie interne du plateau est, de son côté, recouverte par des dépôts déglaciaires et interglaciaires qui ont enfoui le tracé des cours d'eau glaciaires. Ceux qui sont le mieux préservés peuvent être attribués au retrait des fleuves lors de la remontée du niveau de la mer lors de la déglaciation. De ce fait, les tracés de ces paléo-rivières glaciaires et leurs connexions avec les canyons sont à chercher sur la plateforme externe.

Figure V.6: Cartes bathymétriques ombrées (à gauche) et contourées (à droite) de différents secteurs de la plateforme externe et du haut de la pente continentale du Golfe du Lion (position sur la figure V.5 et légende sur la figure V.1). Identification des structures sédimentaires (modifiée de Berné *et al.*, 2002a) et tracé des paléo-réseaux fluviaux sur le plateau (logiciel Isatis) dans les zones situées entre les canyons Petit-Rhône et Grand-Rhône (A et B), les canyons Hérault et Petit-Rhône (C et D), les canyons Bourcart et Hérault (E et F) et les canyons Lacaze-Duthiers et Bourcart (G et H). ►



De nombreuses têtes de canyon sont rattachées à des réseaux organisés de paléochenaux. Les réseaux les plus denses relient, en particulier, les têtes des canyons Bourcart, Hérault et Petit-Rhône (Figure V.1). Par conséquent, l'érosion régressive des têtes de canyon par élargissement au niveau de la ligne de rivage pendant qu'ils étaient connectés, a créé des différences de profondeur du rebord de plateforme. Le "shelf break" (au sens de Vanney et Stanley, 1983) est ainsi compris à des profondeurs variant de 90 m au niveau de certaines têtes de canyon et jusqu'à 180 m de profondeur sur les interfluves (Baztan, 2004).

Les connexions entre les cours d'eau et les têtes de canyons pendant la dernière glaciation peuvent également être mises en évidence grâce aux incisions axiales, qui seraient l'empreinte d'écoulements de haute densité générés dans les fleuves et incisant le thalweg des canyons (Baztan *et al.*, 2005). Ainsi, les incisions axiales dans Bourcart, Hérault-2, Hérault-3 et Marti suggèrent que ces canyons ont été connectés récemment (dernière période glaciaire ou début de déglaciation) à de grands fleuves. La cartographie des paleo-réseaux fluviatiles nous indique ainsi que le canyon de l'Hérault était sans doute connecté avec le fleuve Rhône au Dernier Maximum Glaciaire. La préservation quasiment en l'état, des incisions axiales suggère un arrêt brutal de fonctionnement du canyon, soit par migration du fleuve l'alimentant (avulsion du cours d'eau, migration du lobe prodeltaïque en amont) soit par une remontée rapide du niveau marin.

Cette hypothèse implique également que les têtes de canyon, remplies à l'heure actuelle, ont pu également être connectées pendant le bas niveau et ultérieurement comblées par progradation de la partie distale d'un édifice prodeltaïque juste en amont. L'exemple le plus marquant concerne la tête du canyon Petit-Rhône qui est en partie comblée; juste au-dessus de ce canyon, la morphologie actuelle conserve les traces des levées d'un fleuve se terminant par un lobe sédimentaire venant couvrir la tête de canyon (Figure V.6A-B). Or, l'étude des édifices sédimentaires profonds révèle que le canyon Petit-Rhône était connecté au fleuve Rhône pendant le Dernier Maximum Glaciaire et qu'il est à l'origine de la formation du Néofan du Rhône (Bonnell *et al.*, 2005, Dennielou *et al.* soumis). En résumé, le remplissage tardif des dernières têtes de canyons connectées ou proches des sources sédimentaires rend difficile la lecture de la chronologie des connexions. L'incision axiale préservée d'un canyon ne révèle pas forcément de connexion tardive mais reflète plutôt son mode et sa vitesse de déconnexion avec le fleuve l'alimentant.

Toutes les figures sédimentaires plus ou moins affectées par le ravinement lors de la dernière transgression, confirment que la plateforme externe du Golfe du Lion a été le lieu de

construction des systèmes deltaïques/prodeltaïques et des "shorefaces" pendant la dernière période glaciaire. La combinaison de toutes ces informations morphologiques avec la stratigraphie du rebord de la plateforme va permettre de discuter, par la suite, des niveaux sédimentaires identifiés, de leur signification en terme d'eustatisme et les conséquences sur la chronologie de connexion des paléo-rivières rhodaniennes et pyrénéo-languedociennes avec les têtes de canyons incisant le haut de la pente continentale.

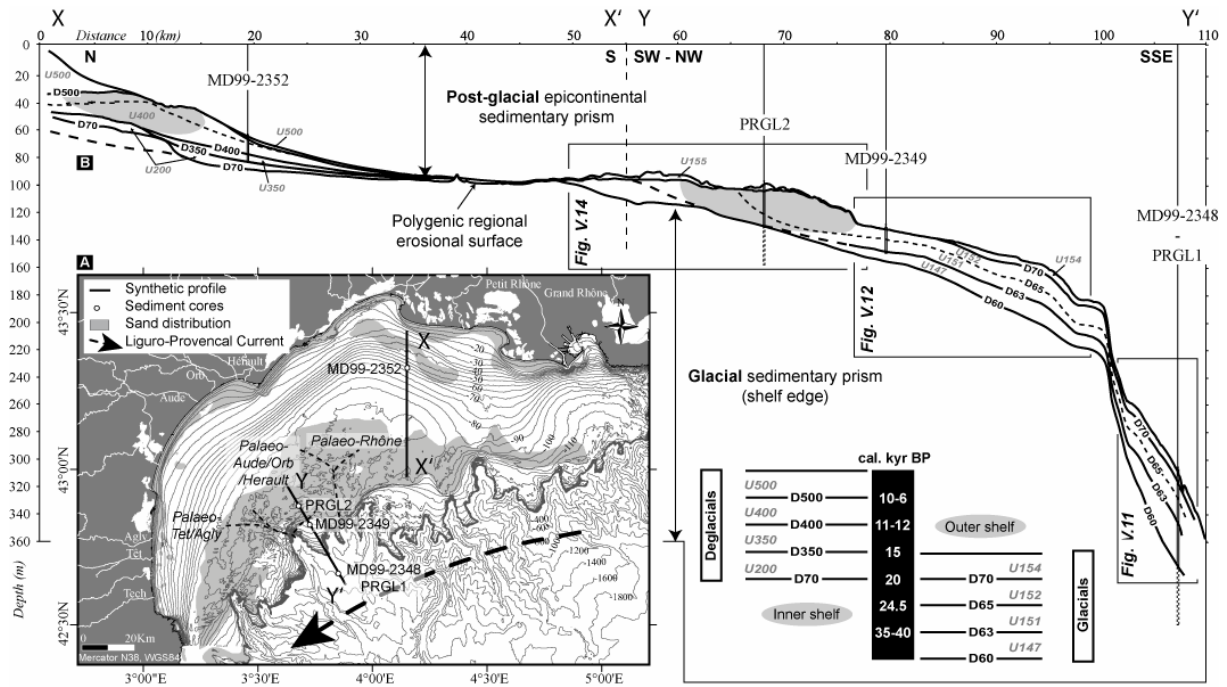


Figure V.7: Profil stratigraphique composite de la séquence S5 associé au dernier cycle climatique (dernier 130 000 ans), réalisé à partir de deux coupes situées au droit du Rhône (XX') et au niveau de l'interfluve Bourcart-Hérault (YY'). Ce "line-drawing" est issu de l'interprétation de profils sismiques Chirp contraints par des données chrono-stratigraphiques et litho-stratigraphiques provenant de l'analyse de longues carottes sédimentaires Calypso et des forages réalisés dans le cadre du Projet Promess-1. Les faciès grisés représentent les "shorefaces" sableux correspondant en sismique à des cliniformes fortement pentés.

V.2. STRATIGRAPHIE TRÈS HAUTE RÉOLUTION

L'exploration de l'architecture détaillée de la séquence sédimentaire (S5) correspondant au dernier cycle glaciaire, a été réalisée grâce à l'acquisition de sismique THR Sparker et Chirp (Figure V.7). La grande densité de profils sismiques a permis de cartographier les différentes composantes de la dernière séquence sismique à l'échelle de toute la plateforme du Golfe du Lion et plus particulièrement, dans la zone Bourcart-Hérault (Figure V.8). En parallèle, l'échantillonnage des faciès par les longues carottes Calypso du

Marion Dufresne, ainsi que par les forages obtenus dans le cadre du programme européen Promess-1, a servi à définir et contraindre la chrono-stratigraphie et la litho-stratigraphie de ce dernier cycle climatique dans le Golfe du Lion.

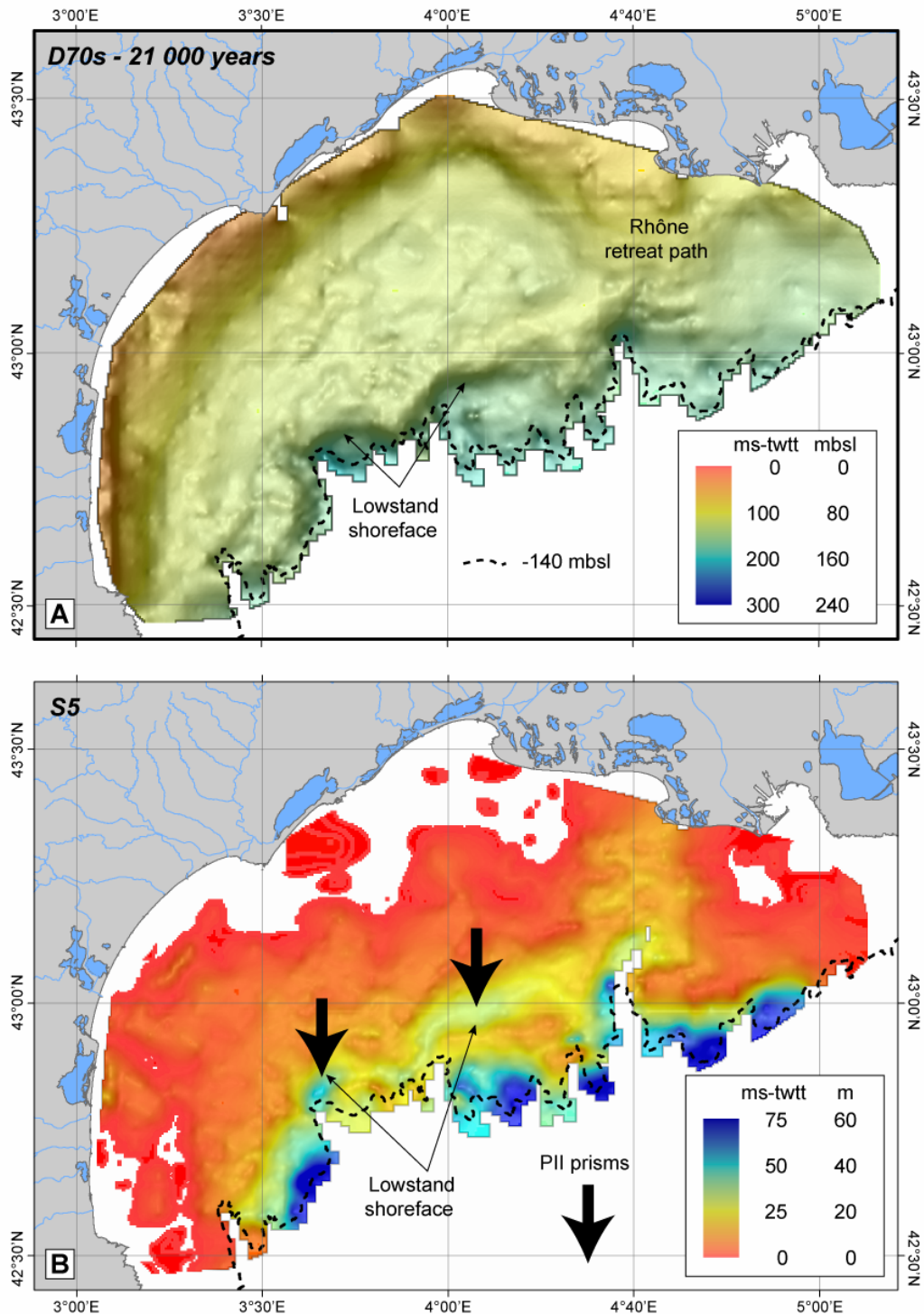


Figure V.8: Cartographie de la séquence sismique (S5) associée au dernier cycle glaciaire. La base de données de sismique THR Sparker a été utilisée pour la réalisation de cette cartographie sur l'ensemble de la plateforme du Golfe du Lion (cf Chapitre II): **A-** Carte de l'isohypse de la dernière surface glaciaire D70s. **B-** Carte de l'isopaque des sédiments de la séquence S5.

V.2.1. Stratigraphie sismique de la séquence liée au dernier cycle climatique

L'organisation stratigraphique de la séquence S5, présentée dans le Chapitre IV, a été synthétisée sous la forme d'un "line-drawing" couvrant l'ensemble de la marge du Golfe du Lion, de la plateforme interne jusqu'à la partie supérieure de la pente continentale (Figure V.7). Ce profil composite présente les différentes accumulations sédimentaires déposées sur la plateforme pendant cette période. La séquence S5 se divise en plusieurs unités stratigraphiques sur la plateforme externe (Jouet *et al.*, 2006) et interne (Labaune *et al.*, 2005; Berné *et al.*, sous presse). Chacune de ces unités est désormais précisément datée et reliée aux événements climatiques et eustatiques à haute fréquence qui ponctuent le dernier cycle glaciaire. D'une manière générale, plusieurs phases de progradation peuvent être observées; elles sont le plus souvent délimitées par des discontinuités sismiques.

Les dépôts de la période glaciaire composent majoritairement le rebord de la plateforme continentale (Figure V.8) avec des centres de dépôts concentrés dans la partie centrale sur la plateforme externe (environ 30 m) et dans la partie interne de la pente continentale au niveau des interfluves (environ 60 à 90 m). Le prisme sédimentaire glaciaire se biseaute sur la plateforme médiane et pratiquement aucun de ces sédiments n'a été préservé dans la partie supérieure de la plateforme. A l'opposé, les dépôts de la période déglaciaire modèlent la plateforme interne et forment un prisme sédimentaire le long de la côte actuelle (épaisseur maximum d'environ 40 m). La stratigraphie de ces dépôts sera abordée dans le chapitre suivant (*cf* Chapitre VI).

V.2.1.A Interfluve Bourcart-Hérault

A l'intérieur de la dernière séquence sismique (S5) bien préservée au niveau de l'interfluve Bourcart-Hérault (Figures V.8 et V.9), plusieurs unités et discontinuités ont été identifiées et cartographiées sur la plateforme externe et la partie supérieure de la pente continentale (Tableau V.1). Les unités se divisent principalement en deux unités majeures correspondant à l'unité sismique U147 de Rabineau (2001) et un ensemble supérieur (U150) comprenant les unités sismiques U151, U152 et U154 (Jouet, 2003; Jouet *et al.*, 2006). Elles sont séparées par une discontinuité importante (D63) corrélable régionalement. Une étude plus détaillée grâce à des données Chirp retraitées (traitement en amplitude) nous a permis de définir une dizaine de sous-unités sismiques sur l'ensemble de la séquence S5 (Jouet *et al.*, soumis).

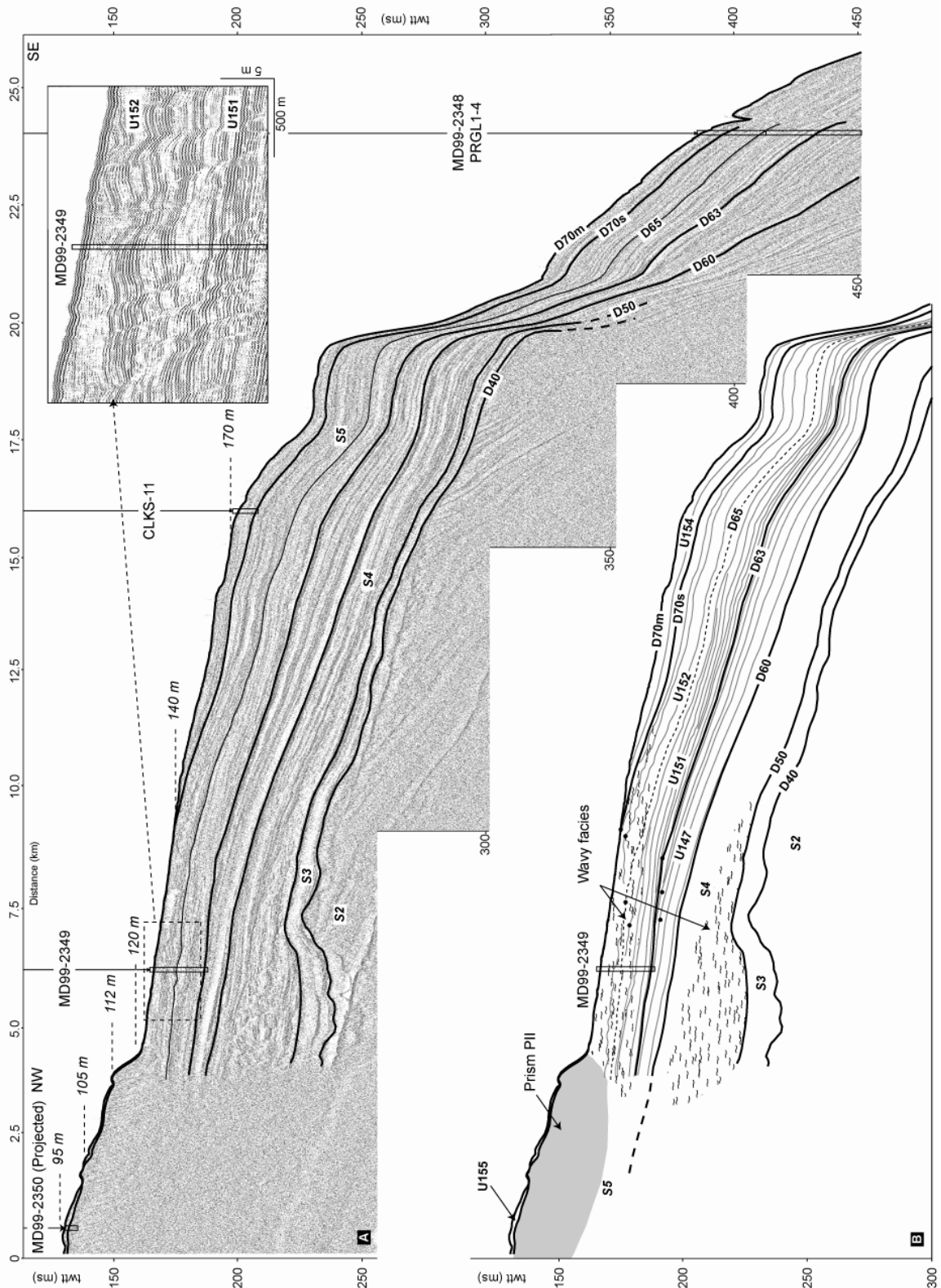


Figure V.9: Stratigraphie du dernier cycle glaciaire sur la plateforme externe (Jouet et al., 2006). **A-** Profil sismique THR Chirp (P-7020ch positionné sur la figure V.2) et **B-** son interprétation. Les terrasses et les ruptures de pente, identifiées au préalable sur la carte bathymétrique (Figures V.2 et V.4) sont reportées le long du profil. A l'intérieur de la dernière séquence glaciaire (S5), plusieurs unités ont été identifiées (U147, U151, U152, U154 et U155). Une vue détaillée de la sismique montre la stratigraphie et le faciès à vagues au niveau de la carotte sédimentaire MD99-2349.

Area Age		OUTER SHELF				UPPER SLOPE				
		Surfaces	Major Units	Units	Sub-Units	Characteristics	Surfaces	Units	Sub-Units	Characteristics
MIS-1		D70m	-----	-----	-----	Condensed flooding surface (MFS)	D70m-S1	-----	-----	Condensed flooding surface (MFS)
			U155	U155		Transgressive parasequence		U154		LGM Lowstand systems tract
LGM		D70s	-----	-----	-----	Erosional surface (lowstand)	D70m-S2b D70m-S2a	-----	-----	Lowstand erosional surface
			U152	U152		Regressive high-frequency unit		U152		Regressive high-frequency unit
		D65	-----	-----	-----	Major erosional surface (lowstand)	D65-IS2	-----	-----	Major condensed flooding surface
			U150	U151b	U151b	Regressive high-frequency unit		U151b		Regressive high-frequency unit
		D64	-----	-----	-----	Erosional surface (lowstand)	D64-IS4	U151	-----	Condensed flooding surface
			U151a	U151a		Regressive high-frequency unit		U151a		Regressive high-frequency unit
		D63	-----	-----	-----	Major erosional surface (lowstand)	D63-IS5 D63-IS8	-----	-----	Major condensed flooding surface
			U149b	U149b		Regressive high-frequency unit		U149b		Regressive high-frequency unit
		D62	-----	-----	-----	Erosional surface (lowstand)	D62-IS12	U149	-----	Condensed flooding surface
			U149a	U149a		Regressive high-frequency unit		U149a		Regressive high-frequency unit
		D61	-----	-----	-----	Major erosional surface (lowstand)	D61-IS14 D61-IS16	-----	-----	Major condensed flooding surface
			U148	U148		Regressive high-frequency unit		U148		Regressive high-frequency unit
		D60m-S5.1	-----	-----	-----	Condensed flooding surface	D60m-S5.1	-----	-----	Condensed flooding surface
			U146b	U146b		Regressive high-frequency unit		U146b		Regressive high-frequency unit
		D60m-S5.3	-----	-----	-----	Condensed flooding surface	D60m-S5.3	U146	-----	Condensed flooding surface
			U146a	U146a		Regressive high-frequency unit		U146a		Regressive high-frequency unit
		D60-S5.5	-----	-----	-----	Condensed flooding surface (MFS)	D60-S5.5	-----	-----	Condensed flooding surface (MFS)

Tableau V.1: Synthèse des unités et discontinuités sismiques composant la dernière séquence (S5) sur la plateforme externe et la partie supérieure de la pente continentale. Les âges sont issus des contraintes chrono-stratigraphiques fournies par les carottes MD9923-48, -49, -52 et par le forage PRGL1-4.

L'interprétation des discontinuités, nous a conduit à différencier le nom des surfaces sismiques suivant qu'elles se trouvent sur la plateforme externe ou sur la pente; elles ont en effet des caractéristiques où des significations différentes. C'est pourquoi nous avons rajouté un "suffixe" au nom des discontinuités définies sur la pente (Tableau V.1).

L'unité U147 a été décrite, à l'origine, par son faciès sismique présentant des réflexions internes sub-parallèles, continues avec un faible pendage (Rabineau, 2001). Il faut noter que vers le continent, la séquence présente également une géométrie avec des réflecteurs plus fortement pentés (Figure V.10).

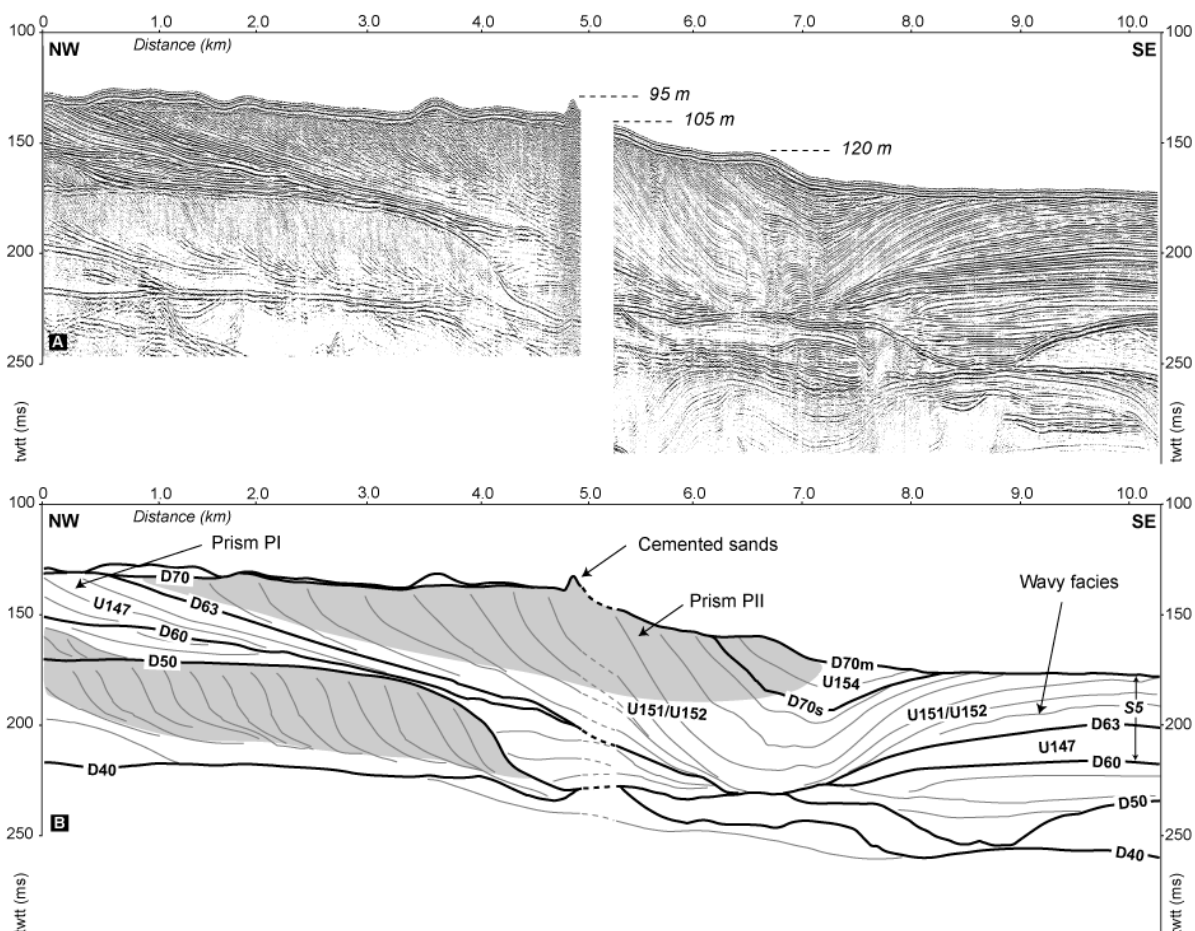


Figure V.10: Section à travers les "Pierres de Sète" et en amont de la tête du canyon Est Bourcart (Jouet et al. 2006). **A-** Profil de sismique THR Sparker (P-756-749 positionnés sur la figure V.2). **B-** L'interprétation stratigraphique montre en particulier, la continuité des cliniformes à fort pendage du "shoreface" sableux (PII) avec les cliniformes peu pentés des silts et argiles plus distaux (PI). Les terrasses et les ruptures de pente identifiées au préalable sur la carte bathymétrique (Figures V.2 et V.4) sont reportées le long du profil. A l'intérieur des unités U151, U152 et U154, la forme en U des réflexions sismiques enregistre le remplissage d'une dépression incisée dans l'unité U147. Cette dépression a une orientation NE-SO et se connecte vers le Sud à la tête du canyon Est Bourcart et vers le Nord au paléo-réseau fluvial (cf Figure V.2B).

La base de l'unité U147 et de la séquence S5 repose sur une surface d'érosion majeure (D60) corrélée à l'échelle régionale (Figure V.8) et interprétée comme la surface d'érosion formée lors de la régression qui a conduit au bas niveau marin du stade isotopique MIS-6 (*cf* Chapitre IV). Le toit de l'unité U147 correspond à la discontinuité sismique D63 qui est également érosive, surtout dans la partie proximale de l'interfluve. U147 est en effet en discordance dans la partie supérieure de l'interfluve, avec les dépôts sus-jacents des sables de "shoreface" supérieur ("sharp-based shoreface"), représentés par des cliniformes à fort pendage (Figures V.9 et V.10). La surface d'érosion D63 est particulièrement visible jusqu'à environ 145 m sous le niveau de la mer actuel (Figure V.9). Au delà, elle devient progressivement conforme (Figures V.9 et V.11). La quantité de sédiments érodés estimée en prolongeant les réflexions vers le continent est de l'ordre de 10 m dans la partie supérieure de l'interfluve.

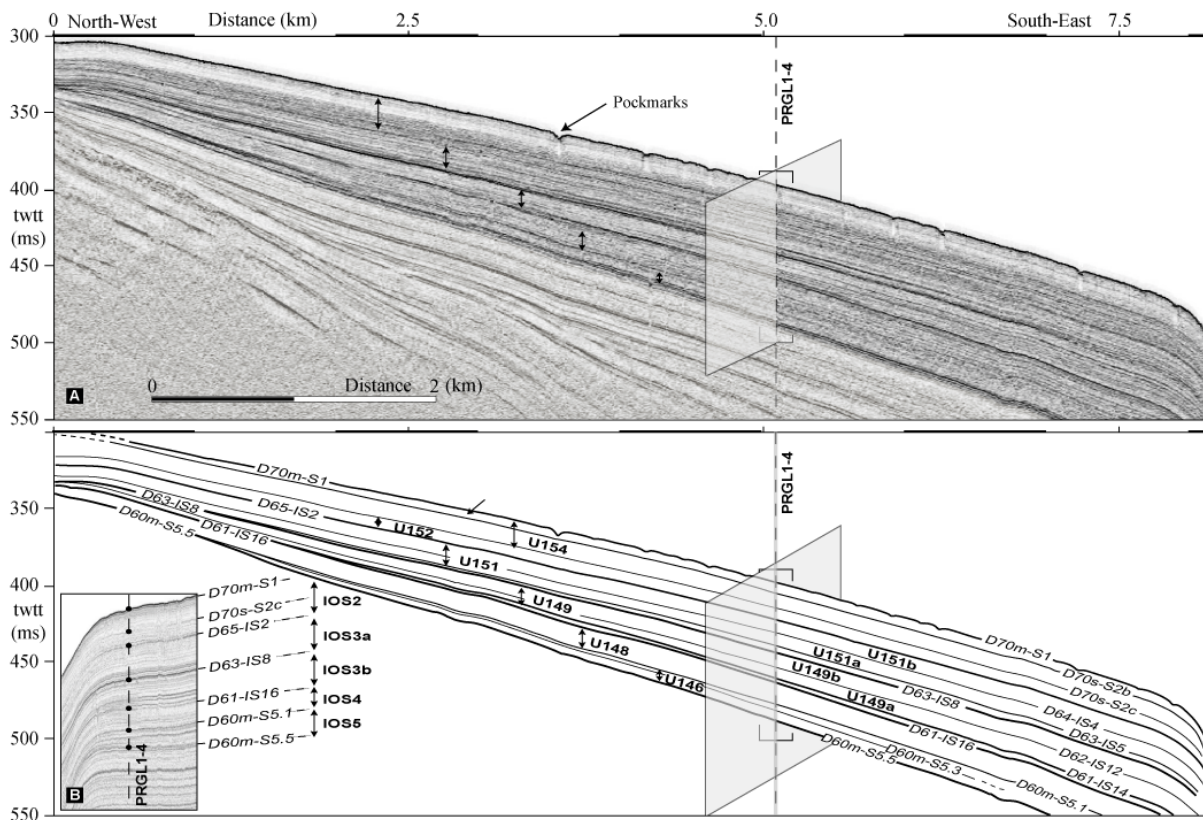


Figure V.11: Unités sismique liées à la dernière période glaciaire sur la partie supérieure de la pente continentale (Jouet et al., soumis). **A-** Profil sismique Chirp très haute résolution (Calim20) acquis au niveau du forage Promess PRGL1-4 (position sur les figures V.2 et V.7). **B-** Interprétations stratigraphiques et zooms sur la sismique. Les noms des discontinuités présentes sur la pente continentale sont répertoriés dans le tableau V.1 ainsi que leur équivalence sur la plateforme externe.

Globalement, U147 s'épaissit vers le large. La migration des "offlap breaks" des réflexions internes vers le large, les terminaisons en "downlap" sur D60 et l'érosion des "topsets" vers l'amont montrent la progradation générale de ce système sédimentaire lors de la période de dépôt.

Le développement des méthodes de traitement de la sismique THR Chirp (*cf* Chapitre II.2.2) a permis de préciser la stratigraphie sismique en profondeur, en particulier, sur la partie supérieure de la pente continentale, où l'enregistrement sédimentaire est le plus développé (Figure V.11). Au sein de U147, nous avons identifié 5 sous-unités (U146a-b, U148, U149a-b) délimitées par des discontinuités de plus ou moins forte amplitude (D60m-S5.5, D60m-S5.3, D60m-S5.1, D61 et D62). De cette amélioration de l'interprétation sismique, il faut principalement retenir les 3 discontinuités associées à la surface d'inondation D60m (*cf* Chapitre IV), la forte amplitude des discontinuités D61 et, au contraire, la faiblesse d'amplitude de D62.

La prolongation des surfaces sismiques de la partie supérieure de la séquence S5 vers la plateforme externe permet de caractériser les faciès les plus proximaux des unités préservées. Au-dessus de D63, 5 autres unités montrent une tendance générale à l'aggradation. Parmi elles, les unités U151 et U152 ont des faciès sismiques similaires; les réflexions internes sont quasi-parallèles avec d'importantes variations latérales. En effet, ces réflexions sont ondulées et discontinues dans la partie proximale et elles évoluent vers des réflexions continues et linéaires dans la partie avale (Figures V.9, V.12). Le faciès à vagues peut être comparé aux formes sédimentaires ondulées, observées par de nombreux auteurs sur les plateformes et pentes continentales (Migeon *et al.*, 2001; Lee *et al.*, 2002; Cattaneo *et al.*, 2004a). Elles ont ici une longueur d'onde de l'ordre de 300 m et une hauteur moyenne de 1,5 à 2,0 m.

La différence principale entre les deux unités U151 et U152 vient du fait que U151 montre plutôt une aggradation des cliniformes faiblement pentés, alors que le faciès équivalent de U152 est en progradation vers le large (Figures V.9 et V.12). U152 expose ainsi une nette migration vers le large de ses "offlap breaks", synonyme de progradation. Le déplacement du faciès à vagues et des dépôt-centres vers l'aval illustre également cette tendance. La transition entre les deux unités est progressive; la limite est marquée de manière locale par une réflexion avec une plus forte amplitude (D65).

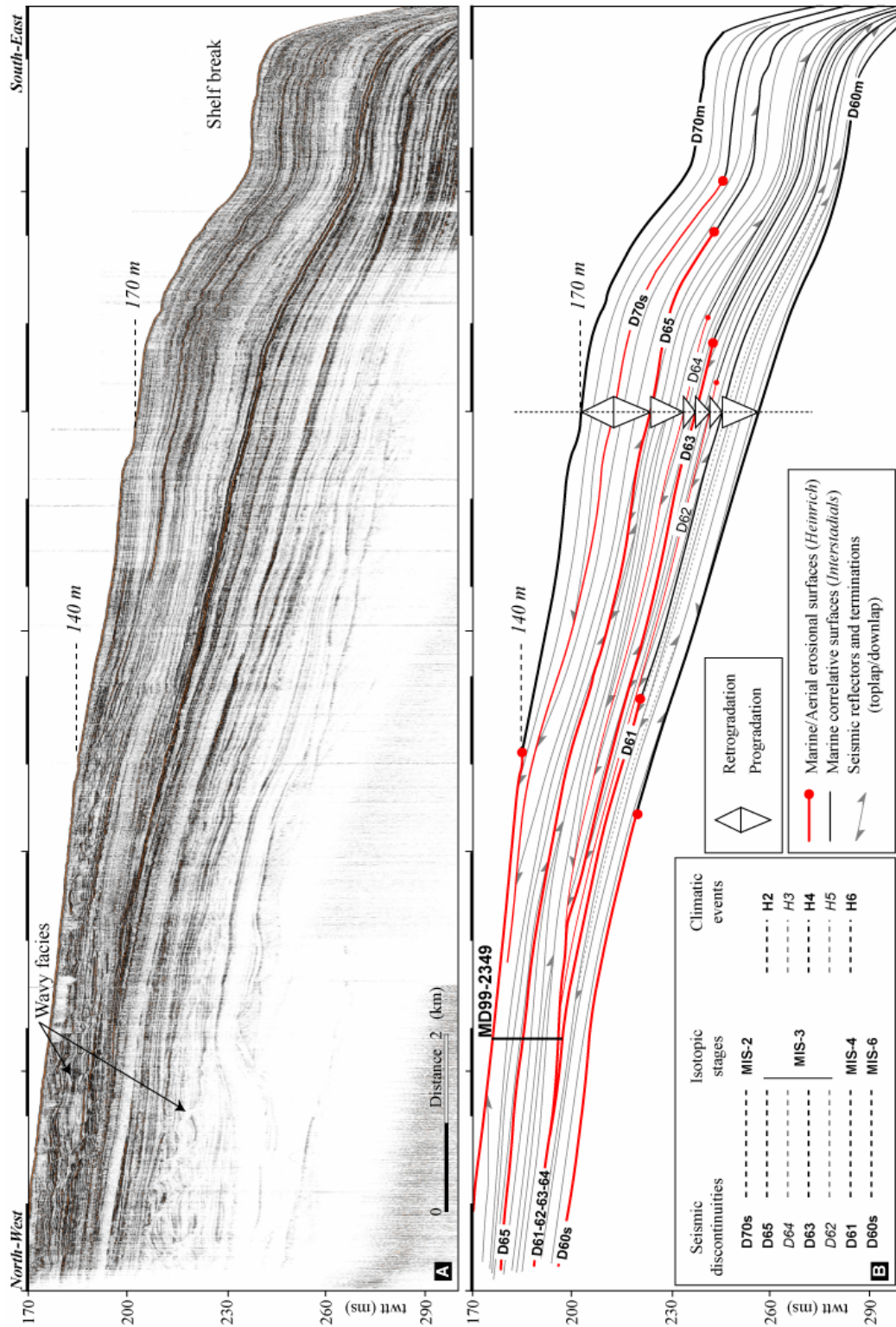


Figure V.12: Mise en évidence des surfaces d'érosion sur l'interfluve Bourcart-Hérault (Jouet et al., soumis). **A-** Profil sismique THR Chirp (Stch20) sur la plateforme externe (position sur les figures V.2 et V.7). **B-** L'interprétation stratigraphique décrit l'organisation interne de la séquence; elle montre des surfaces d'érosion (en rouge) qui marquent la progradation des clinofformes vers le large ("downward shift"). Les observations lithologiques de ces surfaces sur les carottes sédimentaires (Jouet et al., 2006) décrivent une diminution progressive de la profondeur des milieux de dépôt. Ces discontinuités ont été formées par des changements du niveau de la mer associés à des événements climatiques au cours du dernier cycle climatique (DO et HE).

U154 représente l'unité sismique la plus distale de cet ensemble stratigraphique en rebord de cette plateforme progradante. Elle se biseaute à une profondeur constante d'environ 140 m sous le niveau actuel de la mer. Sa discontinuité basale (D70s) est érosive et tronque les dépôts sous-jacents avant de devenir conforme vers le large. L'organisation interne est similaire à l'unité U147 avec des réflexions continues alternant entre forte et faible amplitude (Figures V.9 et V.12). Enfin, l'unité U155 n'est repérable que sur la partie supérieure des prismes sableux (Figure V.9) et correspond à un dépôt remanié lors de la transgression (*cf* Chapitre VI; Bassetti *et al.*, 2006).

De même que pour les profils de la pente continentale, le re-traitement récent de la sismique Chirp a permis d'améliorer la reconnaissance des géométries sur la plateforme externe (Jouet *et al.*, soumis). Les limites d'unités (en rouge sur la figure V.12) deviennent de plus en plus érosives vers l'amont de la section et viennent sceller les terminaisons en "toplaps" des réflexions internes. Ces dernières, également érosives, marquent la migration vers le large et vers le bas des clinofformes. Ces discontinuités correspondent à des surfaces de "downward shift", typiques des géométries sédimentaires déposées lors de régressions forcées (Posamentier *et al.*, 1992). C'est-à-dire que ces unités se sont formées pendant de petits épisodes de baisse du niveau marin dans une tendance générale de régression marine.

Ces discontinuités et unités ont été propagées à l'échelle régionale dans les trois dimensions. De manière plus spécifique, les profils sismiques proches de la tête de canyon Bourcart la plus à l'Est, montrent également à l'intérieur des unités U151, U152 et U154, une morphologie de remplissage en U comblant une dépression initiée dans les dépôts de l'unité U147 (Figure V.10). Les unités U151/U152 possèdent des réflexions localement discontinues enregistrant des instabilités sédimentaires, alors que U154 semble avoir un faciès de drapage. Cette dépression d'alignement NE-SO se connecte vers le Sud à la tête orientale du canyon Bourcart et vers le Nord au paléo-réseau fluvial décrit dans la morphologie régionale (*cf* paragraphe précédent).

V.2.1.B Têtes du canyon Bourcart

L'exploration détaillée de la zone Bourcart-Hérault prend également en compte les remplissages de la tête de canyon Bourcart dans la partie occidentale de l'interfluve. Ce travail est encore en cours à l'heure actuelle en collaboration avec Matthieu Gaudin (Gaudin, 2006).

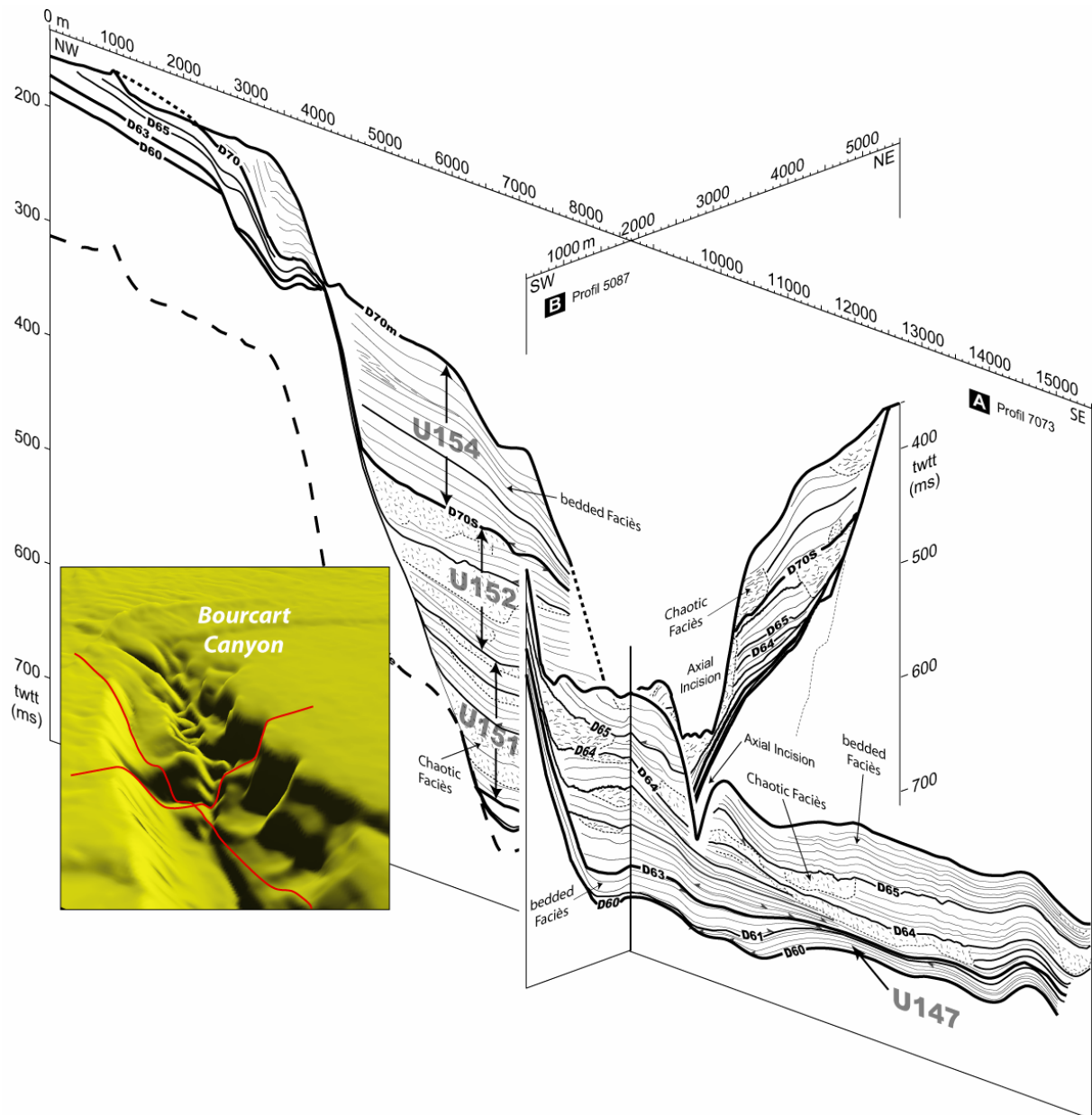


Figure V.13: Séquences et unités sismiques au sein du remplissage de la tête du canyon Bourcart (modifiée de Gaudin, 2006). **A-** Schéma interprétatif du profil NO-SE de sismique THR Sparker 7073 (position sur la figure V.2). Deux faciès sismiques se distinguent: un faciès lité continu et un faciès chaotique. Les différences d'épaisseur entre les unités apparaissent bien ici, U147 est peu développée au contraire de U151 et U152. Ces dernières présentent une association caractéristique de faciès sismiques formant un motif répétitif (chaotique/lité) dans chaque sous-unité. **B-** Schéma interprétatif du profil NE-SO de sismique THR Sparker 5087 (position sur la figure V.2). Les unités sédimentaires U147, U151 et U152 de la partie distale de la tête du canyon se déposent préférentiellement dans la dépression axiale du canyon. C'est dans cette partie du canyon que l'unité U147 est la plus développée. U154 n'apparaît que sur le flanc Est du canyon. Les sédiments montrant un faciès sismique lité sont remaniés par des dépôts à faciès chaotique et ils apparaissent préférentiellement dans les unités U151-U152.

Les principales discontinuités définies sur l'interfluve ont pu être corrélées avec celles de la tête de canyon Bourcart (Figure V.13). Les dépôts sédimentaires de la dernière séquence se

répartissent entre une surface polygénique d'érosion (D60) et le fond marin (D70m) qui est également érosif. La surface basale de forte amplitude correspond à l'amalgame de plusieurs surfaces érosives élémentaires.

Comme sur l'interfluve, la surface D63 fait partie des surfaces majeures qui délimitent par leur érosion importante le sommet d'un paquet de sédiments principalement déposé dans la partie distale de la tête du canyon. Les unités définies entre D60 et D63 se caractérisent par des faciès sismiques lités parallèles à sub-parallèles d'amplitude et de fréquence moyenne, qui sont interprétés comme des faciès drapants de remplissage provenant des flancs Est et Nord du canyon (Gaudin, 2006).

Au-dessus de D63, plusieurs unités s'accumulent principalement dans l'axe de la dépression. Successivement, les dépôt-centres de ces unités ont migré de la partie distale à la partie proximale de la tête de canyon. Les unités sont fortement érodées localement par le chenal axial. Les discontinuités qui les séparent sont bien corrélées à celles de l'interfluve; par exemple, D65 qui est ici une surface majeure d'érosion. Chaque unité se caractérise par l'association de deux faciès sismiques: (1) des réflecteurs lités parallèles à sub-parallèles d'amplitude et de fréquence moyennes, érodés à leur toit et recouverts par (2) un faciès chaotique souvent chenalisé et interprété comme un produit de glissement (Figure V.13). L'association de ces deux faciès forme un motif récurrent, souvent encadré par des surfaces d'érosion, et qui est interprété comme la succession d'une phase de remplissage (faciès lités) remaniée par un ou plusieurs épisodes de glissement (faciès chaotiques).

Les dépôts de la partie supérieure de la tête du canyon (U154) se composent de plusieurs systèmes chenaux-levées qui participent au remplissage de la tête du canyon. Ils sont localisés dans l'axe de la dépression dont ils occupent principalement le coté Ouest dans les parties médiane et proximale (Gaudin, 2006).

V.2.1.C Prismes sableux (en amont de la zone Bourcart-Hérault)

En amont de l'interfluve Bourcart-Hérault, les faciès sismiques de la dernière séquence sont fondamentalement différents; ils montrent un prisme progradant à cliniformes fortement pentés (plus de 7°) vers le large et limité par deux surfaces d'érosion majeures (D60 et D70). Ces faciès typiques des "shorefaces" supérieurs, indiquent une progradation d'au minimum 7 km de la ligne de rivage (Figures V.10 et V14). Cette unité progradante nommée U150s par Rabineau (2001), montre des variations dans l'inclinaison de ses cliniformes ayant permis l'identification de plusieurs sous-unités (U150s1, U150s2 et U150s3). Ces unités ont été

réinterprétées et corrélées avec les unités définies sur la plateforme externe et sur la partie supérieure de la pente continentale (*cf* paragraphes précédents). Le toit de ces unités sismiques correspond à l'échelle de la sismique Sparker, à une surface d'érosion (D70) qui tronque les clinofformes (les "topsets" ne sont pas préservés). Des sables cimentés interprétés comme les indicateurs d'un paléo-rivage sont observables dans la partie avale du prisme sableux.

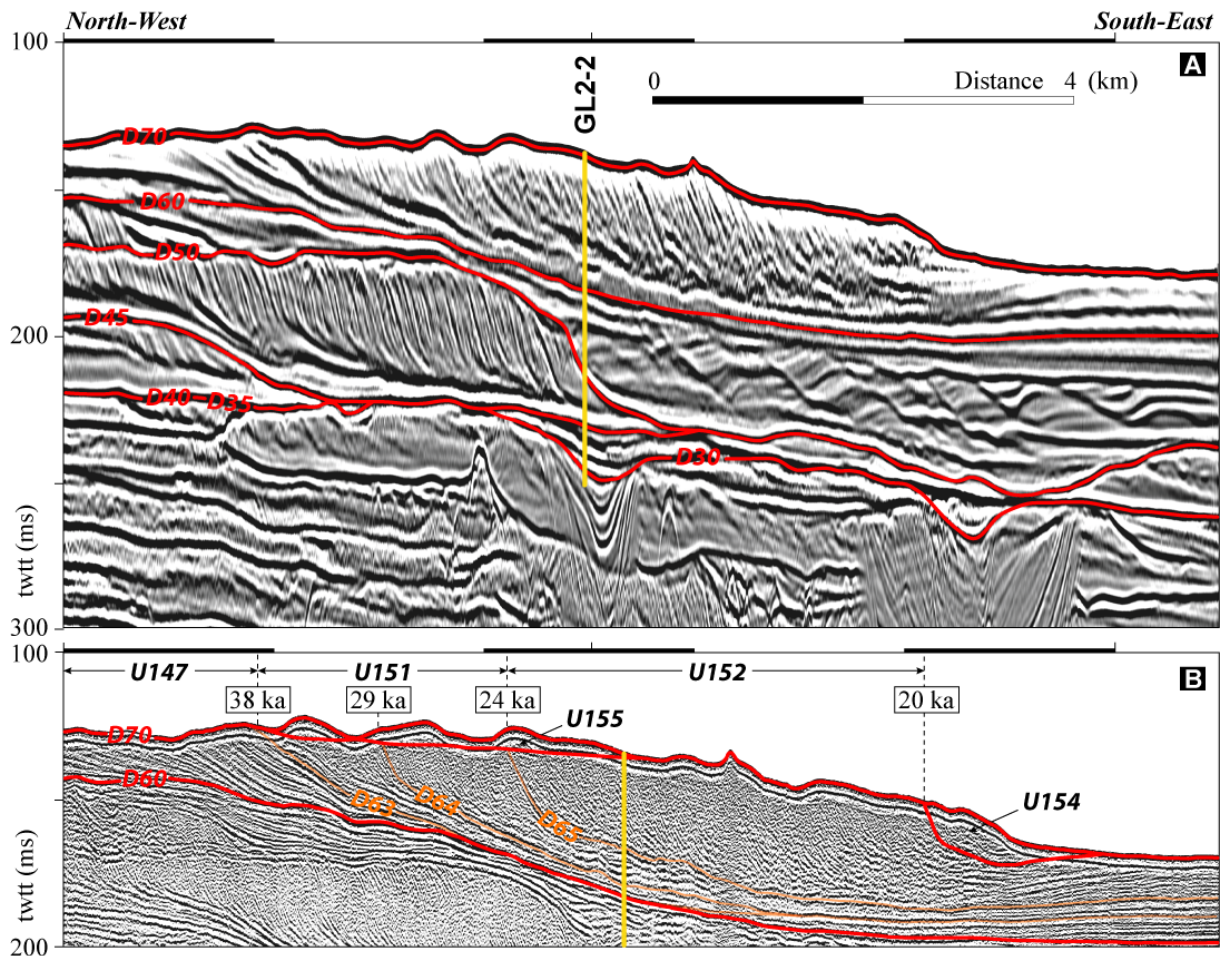


Figure V.14: Stratigraphie sismique de la partie amont de l'interfluve Bourcart-Hérault. A- Profil sismique HR2D multitraces (Calim03) au niveau du forage Promess PRGL2-2 (position sur la figure V.7). B- Interprétation stratigraphique de la dernière séquence S5 à partir d'un profil de sismique THR Sparker; organisation interne et configuration des clinofformes du prisme sableux progradant de rebord de plateau.

A l'intérieur de ces prismes progradants, plusieurs discontinuités importantes ont ainsi été tracées. Malheureusement, l'érosion intense à la base de la séquence n'a pas facilité la corrélation de ces discontinuités avec celles déjà définies dans les dépôts plus distaux de

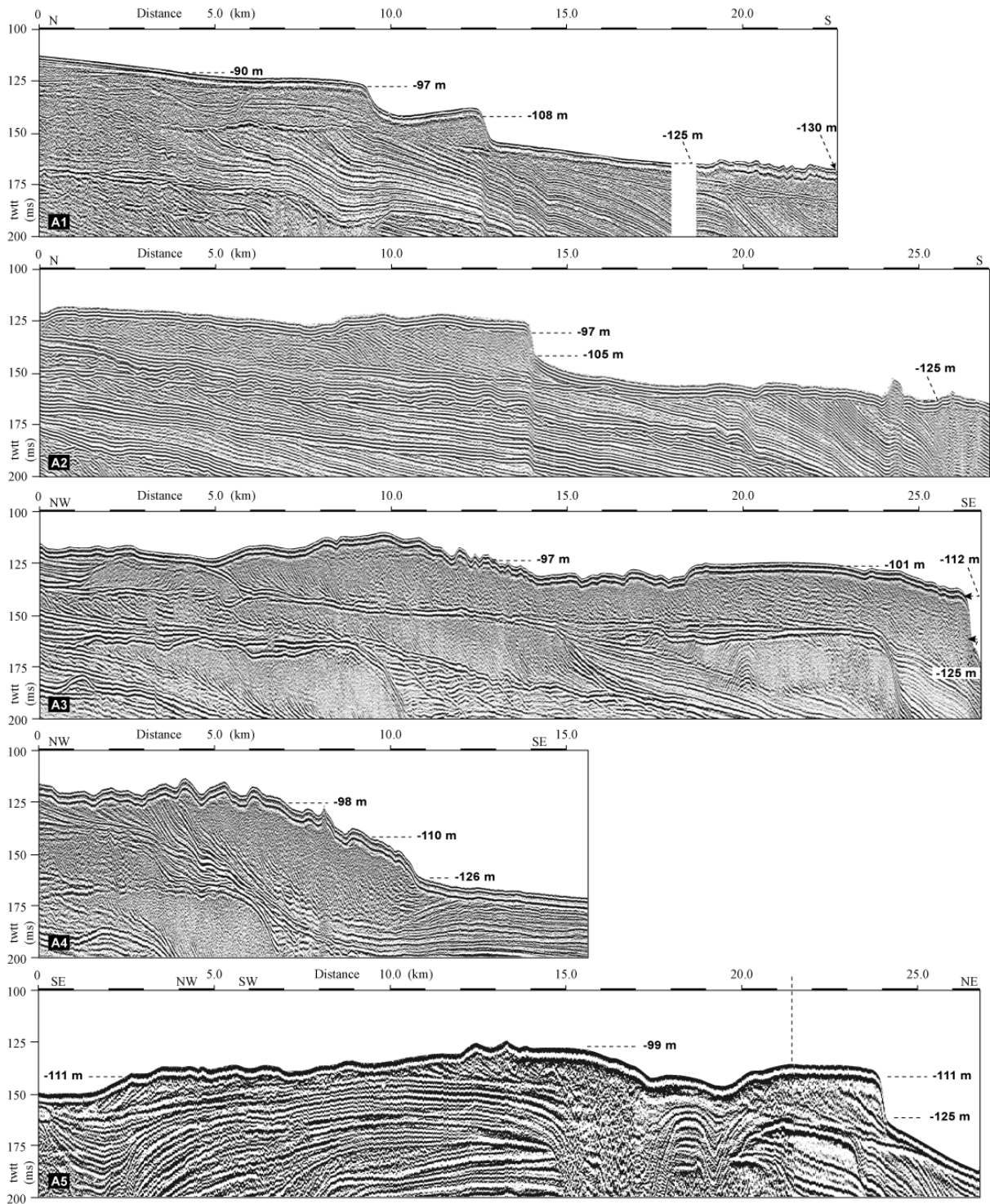


Figure V.15.A: Sismo-stratigraphie des interfluves du Golfe du Lion (position sur la figure V.6) **A1-** entre les canyons Petit-Rhône et Grand-Rhône, **A2-** entre les canyons Hérault et Petit-Rhône, **A3- A4-** entre les canyons Bourcart et Hérault et **A5-** entre les canyons Lacaze-Duthiers et Bourcart. Ces sections recoupent l'ensemble des structures de la plateforme externe et permettent d'observer les différents composants des prismes sableux.

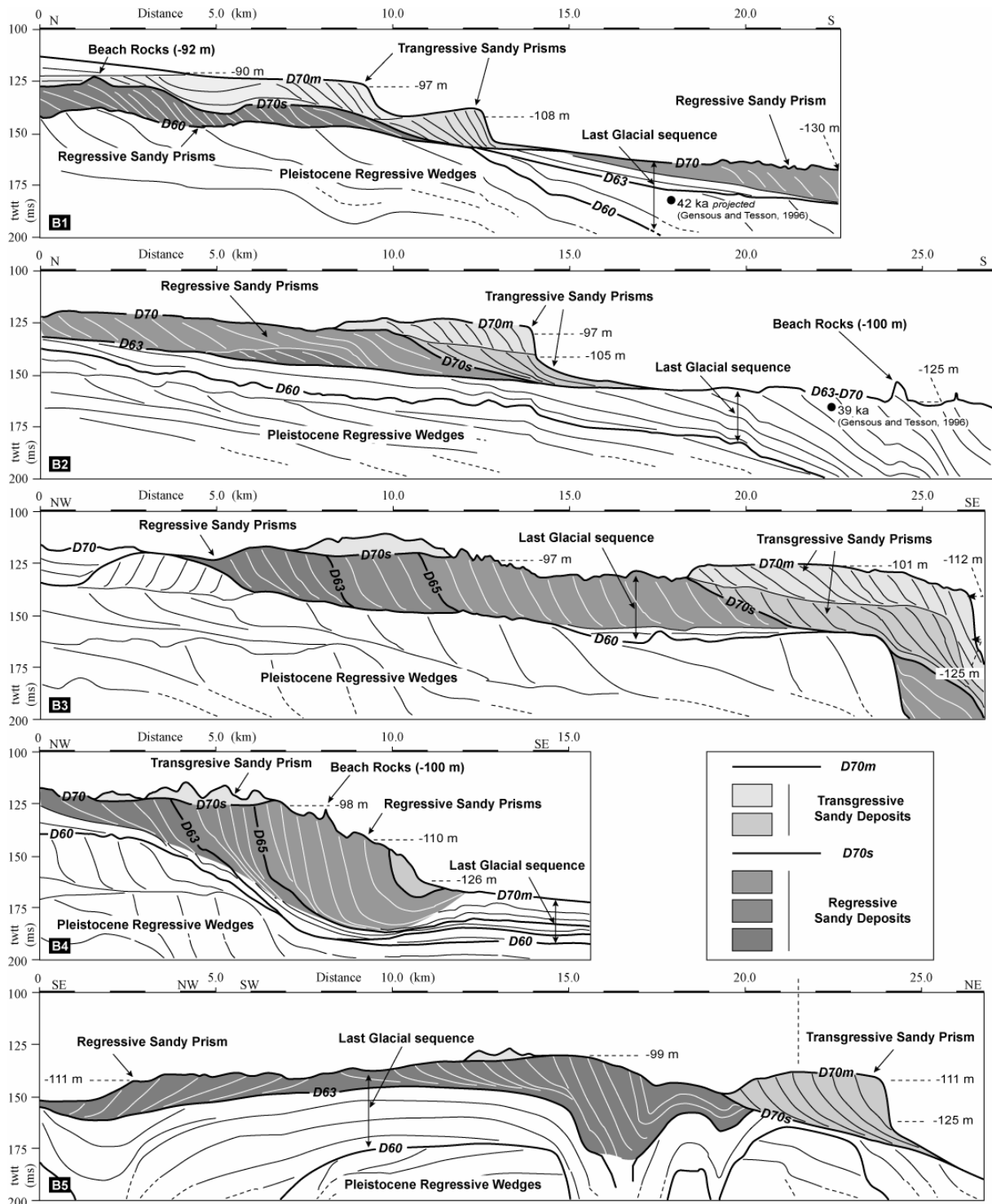


Figure V.15.B: Interprétations sismo-stratigraphiques des interfluves du Golfe du Lion (position sur la figure V.6), **B1-** entre les canyons Petit-Rhône et Grand-Rhône (profil de la Figure V.15.A1), **B2-** entre les canyons Hérault et Petit-Rhône (Figure V.15.A2), **B3- B4-** entre les canyons Bourcart et Hérault (Figure V.15.A3 et V.15.A4) et **B5-** entre les canyons Lacaze-Duthiers et Bourcart (Figure V.15.A5). Les discontinuités sismiques ont été corrélées à l'échelle de toute la plateforme externe, en particulier les surface D63 et D70s.

l'interfluve. Seul, l'enregistrement sédimentaire proche de la tête de canyon Bourcart a permis de faire le lien stratigraphique direct entre les réflexions sismiques. Ainsi D63, D64, D65 et D70s ont pu être tracées dans les cliniformes à fort pendage qui composent les faciès sableux des "shorefaces" supérieurs (Figure V.14). Nous verrons dans la section suivante que ces discontinuités sont désormais parfaitement contraintes dans le temps et que le forage Promess PRGL2-2 est venu confirmer ces interprétations stratigraphiques (Bassetti *et al.*, soumis). La réflexion sismique D63 marque un changement brutal dans l'inclinaison des cliniformes pentés dans la partie supérieure du prisme. Au sein des cliniformes, D65 a pu être identifiée à l'aide d'un replat caractéristique à la transition entre les "foresets" et les "bottomsets" des cliniformes. L'identification de D64 et D70s est plus difficile et se base sur les corrélations stratigraphiques régionales.

V.2.1.D Comparaison avec d'autres interfluves du Golfe du Lion

Dans le but de confirmer nos observations sur la zone Bourcart-Hérault, une étude stratigraphique a été entreprise sur les autres interfluves. Une description précise et systématique des prismes de type PII du rebord de plateau a été réalisée par l'intermédiaire de la sismique THR Sparker (Figure V.5). Il apparaît clairement que la morphologie et la structure interne de ces dépôts sableux ne sont pas constantes le long de la plateforme (Figure V.15). La préservation, l'inclinaison, la configuration interne et l'érosion des "topsets" des cliniformes sableux ne sont pas équivalentes. On note également que ces prismes ne sont pas situés rigoureusement à la même profondeur. Les différentes sections observées (Figure V.5) révèlent des variations dans les formes et les pendages des cliniformes ainsi que des discontinuités sismiques au sein d'un même prisme. La cartographie et la calibration lithologique de ces différentes sous-unités dans les prismes sableux de rebord de plateforme font partie des efforts menés actuellement à l'Ifremer (prochaine mission Rhosos, *LES-GDL*).

En aval de ces prismes, il s'avère que, exception faite de l'interfluve Bourcart-Hérault, les dépôts sédimentaires distaux de la dernière période glaciaire n'ont été qu'en partie préservés sur les autres interfluves du Golfe du Lion (Figure V.15). En effet, la surface D63 scelle les dépôts argileux des interfluves Hérault-Petit-Rhône et Petit-Rhône-Grand-Rhône. Les dépôts des unités équivalentes aux unités U151 et U152 de l'interfluve Bourcart-Hérault sont absents ou ont été érodés. Seuls des reliquats de dépôts à cliniformes fortement pentés ont été identifiés par 135-140 m de profondeur sur les interfluves Petit-Rhône-Estaque, Petit-

Rhône-Grand-Rhône et Marti-Grand-Rhône (Figures V.5 et V.15). Ils pourraient être les témoins de dépôts de "shoreface" du Dernier Maximum Glaciaire.

V.2.2. Faciès et paléo-environnements sédimentaires

Les unités sismiques précédemment décrites ont été échantillonnées par de nombreux prélèvements sédimentaires (carottes Küllenberg et "Calypso", forages Promess). Les principaux traits lithologiques et sédimentologiques d'une sélection de carottes sédimentaires, alignées le long d'un transect NO-SE sur l'interfluve Bourcart-Hérault, sont présentés dans ce paragraphe (position sur la figure V.2). Ces prélèvements viennent calibrer les faciès sismiques illustrés par les sections Chirp présentées sur les figures V.9, V.11 et V.12. Les nombreuses datations radiocarbone effectuées sur ces carottes sont synthétisées dans l'annexe I.

V.2.2.A Faciès sédimentaires en relation avec les unités sismiques

Une description synthétique des carottes et des forages MD99-2350, PRGL2-2, MD99-2349, CLKS-11 et PRGL1-4 va être réalisée ici de l'amont vers l'aval; ces prélèvements étant décrits en détail dans les différentes publications en annexe (Bassetti *et al.*, 2006; Jouet *et al.*, 2006; Beaudouin *et al.*, 2007; Bassetti *et al.*, soumis; Jouet *et al.*, soumis; Sierro *et al.*, soumis; van Welden *et al.*, soumis).

- Carotte MD99-2350

La carotte MD99-2350 se situe à une profondeur de 98 m en amont de la zone Bourcart-Hérault (Figure V.2). Elle échantillonne les faciès sismiques du prisme sableux (PII) et expose ainsi 60 cm de sables très fins à grossiers recouvrant majoritairement des alternances de silts et sables très fins et quelques niveaux argileux (Figure V.16). Cette carotte permet de mettre en évidence une discontinuité lithologique autour de 0,5 m entre les sables bioclastiques fins à moyens (médiane autour de 200-250 μm) très bien triés de l'unité sismique U155 et les alternances de sables et silts des "bottomsets" des cliniformes érodés de l'unité U147. Cette limite entre les deux unités lithologiques se compose d'un dépôt grossier avec des coquilles, des galets et beaucoup de matériel remanié (Perez-Belmonte, 2003; Bassetti *et al.*, 2006). L'âge absolu au toit de U147 est de l'ordre de 28 000 ans cal. BP sur

cette section, alors qu'à l'intérieur de l'unité une date de 45 000 ans cal. BP a été déterminée. L'unité U155 sus-jacente n'aurait que 12 000 ans cal. BP (Annexe I).

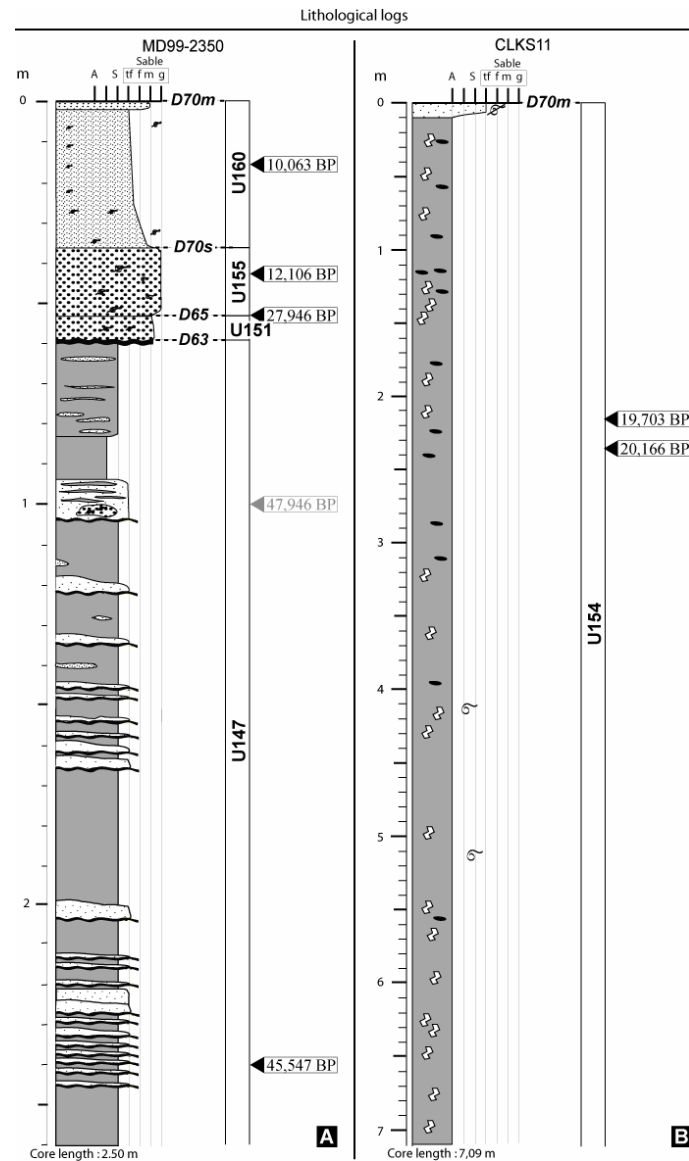


Figure V.16: Description lithologique des carottes sédimentaires MD99-2350 (A) et CLKS11 (B) (position sur la figure V.2). La légende des descriptions lithologiques est détaillée sur la figure V.20. Les positions des repères sismo- et chrono-stratigraphiques sont également indiquées. Les dates indiquées correspondent à des âges absolus ^{14}C corrigés et calibrés.

● Forage PRGL2-2

Les premiers 42 m du forage PRGL2-2 échantillonnent l'ensemble de la dernière séquence S5 au milieu du prisme sableux en amont de l'interfluve Boucart-Hérault (Figure V.17). A ce niveau, elle se compose de deux unités lithologiques majeures qui vont

permettre de calibrer individuellement les "foresets" pentés et les "bottomsets" moins pentés des clinofformes décrits par la sismique et d'une troisième unité plus discrète à la base (Bassetti *et al.*, soumis). La limite physique entre les deux premières unités correspond à la discontinuité sismique D65, alors que la base de la séquence s'est déposée sur la surface d'érosion D60 combinée à ce niveau à D63. D64 se positionne à quelques centimètres au-dessus. Les unités lithologiques ont également été reconnues dans les mesures physiques *in-situ* (essais CPTU- résistance à la pénétration et au frottement, essais de dissipation, résistance au cisaillement) (Bassetti *et al.*, soumis; Lafuerza *et al.*, soumis-b). Par ailleurs, de nombreuses dates radiocarbone absolues ont été obtenues le long de cette section du forage. L'environnement de dépôts ayant été soumis à un remaniement important, est particulièrement difficile à dater; ce qui a induit de nombreuses inversions dans les âges acquis. Les dépôts superficiels de la section ont un âge d'environ 15 000 ans cal. BP (U155).

Les 29 premiers mètres (unité 1) de la section présentent des sables fins à très fins, très bien triés et homogènes avec quelques galets éparpillés (Figure V.17). Il faut noter la présence de rares lits silto-argileux intercalés. Les radiographies RX des carottes (Bassetti *et al.*, soumis) révèlent des structures sédimentaires dans les sables massifs, tels que des litages entrecroisés, obliques et parallèles qui pourraient être attribués à des SCS ou HCS ("Swaley" ou "Hummocky Cross Stratification"; cette interprétation doit être modérée dans la mesure où les observations ont été effectuées à l'échelle d'une section de forage. Cette unité lithologique supérieure du prisme fournit un ensemble de dates régulièrement disposées de manière inversement chronologique de 36 000 ans cal. BP en haut à 31 000 ans cal. BP en bas vers 29 m (D65). Ces dépôts de "shoreface" sont issus de l'érosion des sédiments en amont (plus âgés); l'érosion semblant affecter des niveaux de plus en plus vieux avec la progradation vers le large du prisme.

De 29 à 42 m (unités 2 et 3), les "bottomsets" se composent d'alternance de silts et d'argiles avec des lits sableux millimétriques laminés avec une base érosive (Figure V.17). Des séquences grano-décroissantes peuvent être observées malgré l'homogénéisation due à la bioturbation. Des couches d'argiles silteuses bioturbées avec de la matière organique sont présentes à la base de la section entre 33 et 40 m (Bassetti *et al.*, soumis). Elles se situent juste au-dessus d'une strate basale marquée par d'abondants fragments de coquilles, de débris de bois et par une bioturbation intense. Cette strate, qui se caractérise par une forte teneur en CaCO₃ (entre 20 et 30 %) est à mettre en relation avec la surface sismique d'érosion majeure D60. Les unités inférieures (unités 2 et 3) de la séquence S5 se sont déposées

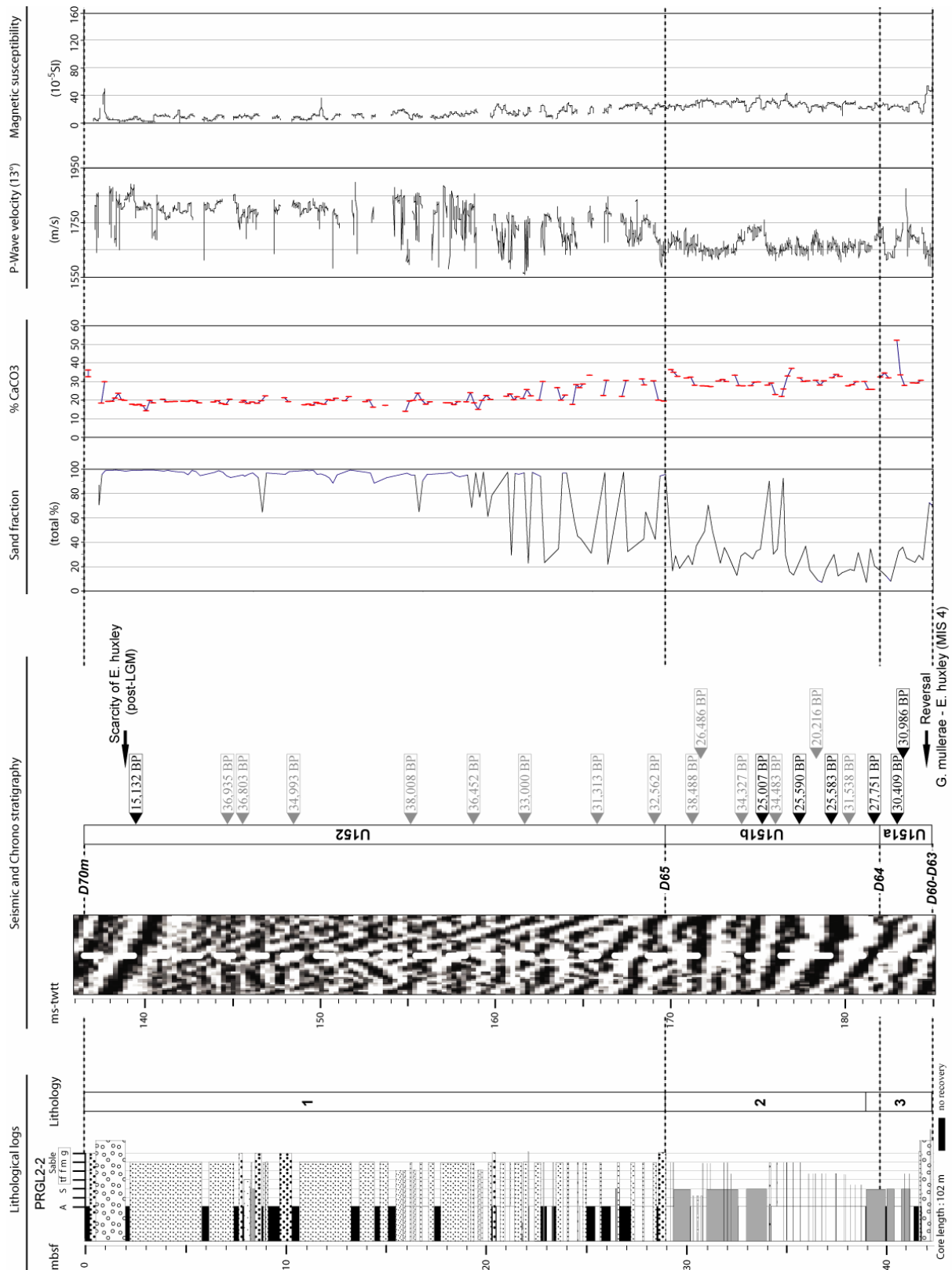


Figure V.17: Log lithologique simplifié de la partie supérieure du forage Promess PRGL2-2 (position sur la figure V.2). Les unités lithologiques sont mises en relation avec les unités sismiques (section sismique Basar1-16) et les indications chronologiques (âges calibrés). Sont également présentés, le pourcentage de la fraction sableuse, le pourcentage de CaCO₃, la vitesse des ondes P et la susceptibilité magnétique. La légende des descriptions lithologiques est détaillée sur la figure V.20.

entre 30 800 jusqu'au moins 25 000 ans cal. BP selon les âges radiocarbone obtenus depuis la base et jusqu'à 32 m. L'abondance des coccolites *Emiliania huxleyi* en comparaison de la quantité de *Gephyrocapsa muelleri* à 41,3 m confirme également la position approximative du stade isotopique MIS-4 (Bassetti *et al.*, soumis). Plus haut, les échantillons entre 29 et 32 m sont difficilement exploitables à cause du remaniement. La discontinuité D64, qui n'a pas d'expression lithologique particulière est datée autour de 28 000 ans cal. BP à 39,5 m.

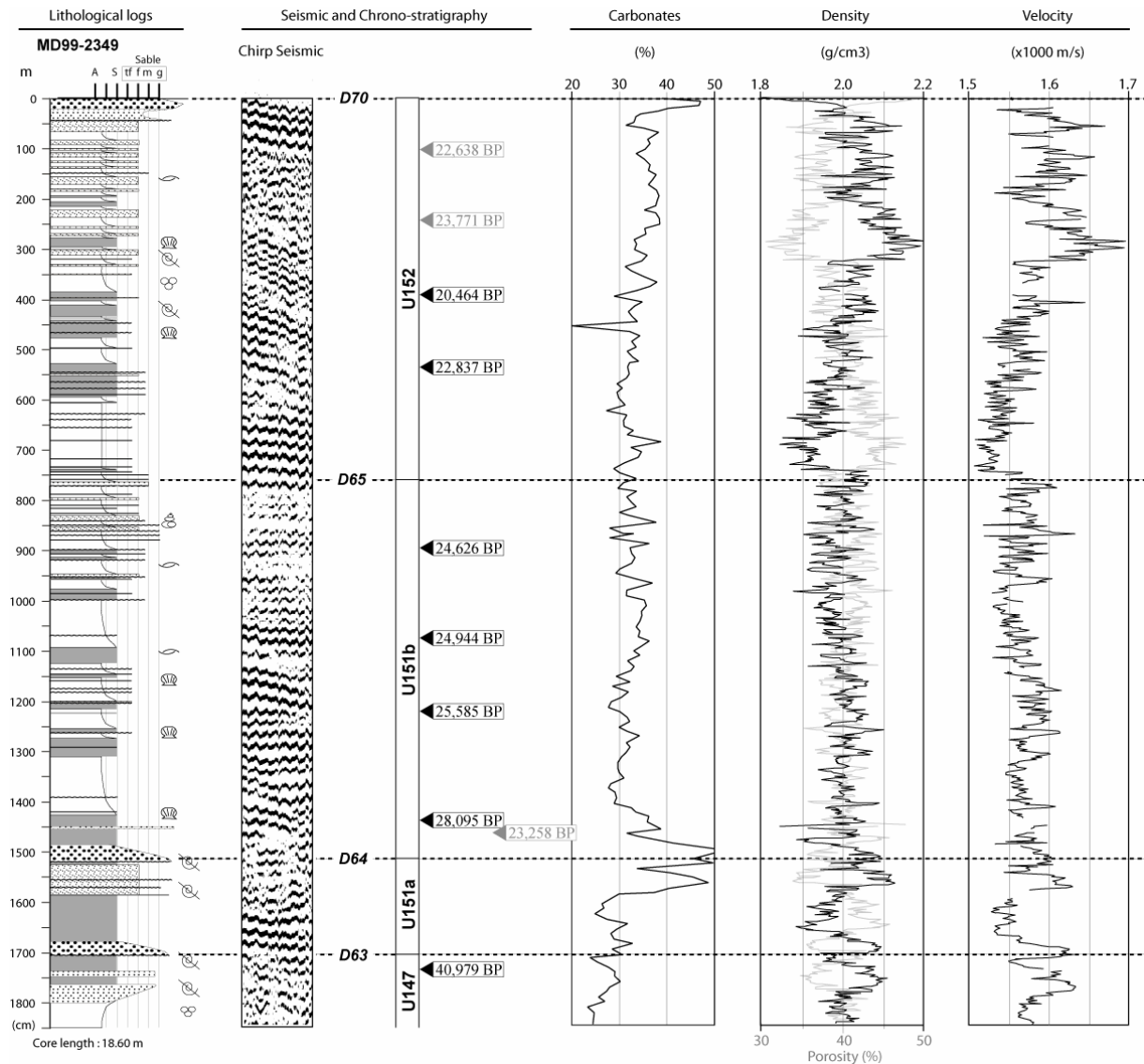


Figure V.18: Log lithologique, paramètres physiques et teneur en carbonates de la carotte sédimentaire MD99-2349 (position sur la figure V.2). Successivement sont présentés: la lithologie, une section de sismique Chirp et l'interprétation sismo et chrono-stratigraphique (âges absolus calibrés), le pourcentage de carbonates, la densité et la vitesse V_p (modifiée de Jouet *et al.*, 2006). Cette carotte échantillonne les unités sismiques U147, U151 et U152 et correspond à un intervalle de temps d'environ 21 000 ans cal. BP (de 41 000 à 20 000 ans cal. BP). La légende des descriptions lithologiques est détaillée sur la figure V.20.

Ainsi l'échantillonnage de l'ensemble de la séquence S5 au niveau de PRGL2 révèle que seul l'intervalle compris entre environ 30 000 et 15 000 ans cal. BP est représenté dans la partie proximale.

- *Carotte MD99-2349*

La carotte Calypso MD99-2349 a été prélevée dans la partie centrale de l'interfluve Boucart-Hérault par 128 m de profondeur (Figure V.2). Sa position plus distale par rapport à PRGL2-2 et MD99-2350 se vérifie par la présence d'une majorité de silts et d'argiles au sein des unités sismiques U147, U151 et U152 (Figure V.18). La partie basale de la carotte (18,0-18,5 m) se compose de silts argileux (moyenne de 30 μm) et elle confère un âge de 41 000 ans cal. BP aux dépôts de l'unité U147 (Annexe I). Ils sont surmontés par un large intervalle (3 m) de sables grossiers coquilliers alternant avec des silts. Les deux couches sableuses correspondent respectivement aux discontinuités sismiques D63 (17-18 m) et D64 (15-15,5 m). Les 15 premiers mètres de la carotte montrent des alternances d'argiles silteuses et de lamines millimétriques à centimétriques de silts ou des couches de sables fins à moyens.

Ces lits et lamines fins de sables ou de silts possèdent une base érosive et une tendance grano-décroissante similaires aux dépôts de tempête décrits par Aigner (1985). Compte tenu du contexte hydrodynamique de dépôt pendant la période glaciaire (faible profondeur d'eau), ces alternances pourraient correspondre à des faciès distaux des événements de tempête (Jouet, 2003).

Cet intervalle (0-15 m) daté entre 28 000 et 20 000 ans cal. BP, présente une tendance générale au grano-classement inverse et il peut être divisé en deux unités montrant chacune un grano-classement inverse. La limite entre ces unités se situe autour de 7,5 m; elle est marquée par une diminution importante de la granularité et de la densité. Cette transition est corrélée avec la discontinuité sismique D65 qui aurait un âge absolu estimé autour de 24 000 ans cal. BP. Ainsi à l'échelle de la carotte sédimentaire, la surface d'érosion et de "downward shift" D65 est marquée par des intervalles présentant des sédiments plus grossiers. Elle délimite des unités lithologiques qui montrent chacune une diminution graduelle de la profondeur des milieux de dépôt. Ces unités lithologiques peuvent être définies comme des para-séquences de "*shallowing upward*", le tout dans une tendance globale à la diminution de la profondeur des milieux de dépôt (Jouet *et al.*, 2006).

- Forage PRGL1-4 et carotte MD99-2348

Encore plus profonds (respectivement à 298 et 296 m), le forage PRGL1-4 et la carotte MD99-2348 ont été réalisés approximativement à la même position, sur la partie supérieure de la pente continentale (Figure V.2). Ils permettent de définir la lithologie de l'ensemble de la dernière séquence S5 (environ 72 m) et de toutes les unités sismiques préalablement définies. Les sédiments prélevés sont des argiles silteuses grises homogènes et bioturbées (médiane de 10 à 6 μm) avec d'abondantes accumulations de matière organique (Figure V.19). Une fine couche de sable scelle la partie sommitale de la carotte. Cette caractéristique a déjà été observée sur de nombreuses carottes prélevées dans la zone d'étude et, en particulier, dans la tête de canyon Bourcart (Gaudin *et al.*, 2006). L'étude de la fraction granulométrique supérieure à 63 μm révèle également que le long de la section, plusieurs niveaux plus grossiers peuvent être identifiés (Sierro *et al.*, soumis).

De nombreuses études lithologiques, bio- et chono-stratigraphiques ont été menées le long du forage. Une chronologie très précise de la partie supérieure de S5 a été établie grâce à une trentaine de datations radiocarbones (Annexe I). L'arrêt de l'enregistrement sédimentaire (sommet de MD99-2348) est daté à environ 14 800 ans cal. BP; les dépôts holocènes sont par conséquent absents de cette carotte. Les datations ^{14}C les plus anciennes, autour de 51 830 ans cal. BP ont été obtenues à 49 m; en dessous de cette cote, on se trouve au-delà de la résolution des analyses ^{14}C .

Nos travaux ont permis, en particulier, de mettre en évidence la relation étroite qu'il existait entre les plus fortes amplitudes de la sismique réflexion et les niveaux plus grossiers (Jouet *et al.*, soumis; Figure V.19). En effet, les différents pics de sable repérés sur PRGL1-4 au sein d'une accumulation argilo-silteuse produisent un contraste d'impédance détectable par la sismique à très haute résolution. Ainsi, sur la partie supérieure de la pente continentale, les discontinuités sismiques les plus visibles (D60m, D61, D62, D63, D65) ont pu être associées aux variations de la fraction sableuse. A noter que l'amplitude de ces pics de sable diminue en se rapprochant de l'intervalle qui enregistre le Dernier Maximum Glaciaire.

La discontinuité sismique D70s (-S2c), entre U152 et U154, repose autour de 12 mbsf et correspond à un changement léger de la densité des sédiments (Jouet, 2003). A ce niveau, le taux d'accumulation est très important; il peut atteindre jusqu'à 2,5 m/ka entre 5 et 15 m (21 000 et 18 000 ans cal. BP). Ainsi, la transition entre U152 et U154 (D70s-S2c) peut être datée à environ 20 000 ans cal. BP. Sur le forage, U154 enregistre un intervalle de temps entre 20 000 et 15 000 ans cal. BP.

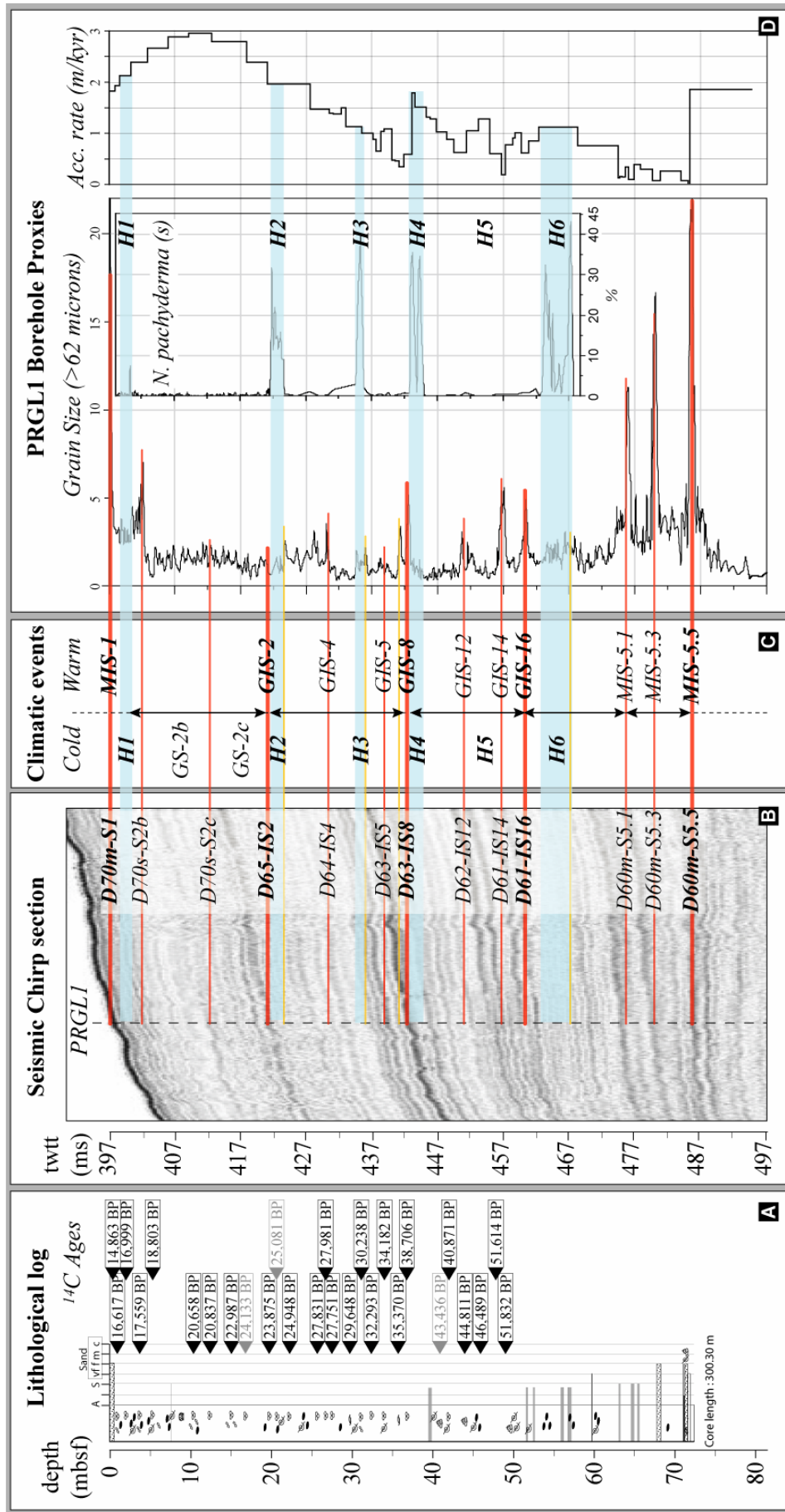


Figure V.19: Description du forage Promess PRGL1-4 associée aux résultats obtenus sur la carotte MD99-2348 (même position géographique sur la figure V.2). **A-** Log lithologique synthétique et datations de la partie supérieure du forage. Les âges radiocarbone ont été obtenus sur des assemblages de foraminifères et de coquilles; ils ont été corrigés (âge réservoir de -408 ans) et ensuite convertis en âges calibrés. **D-** Les "proxies" présentés correspondent au pourcentage de foraminifères d'eau froide *Neogloboquadrina pachyderma* (enroulés de manière senestre), à la fraction sableuse contenant une granulométrie supérieure à 63 µm (Sierro et al., soumis) et aux taux d'accumulation. **C-** Plusieurs événements climatiques bien établis ont pu être identifiés le long de la section. Les intervalles sableux ont été corrélés avec les interstades chauds des cycles de DO définis au Groënland (GIS, "Greenland Interstadial") et les augmentations du pourcentage de *N. pachyderma* (s) ont permis d'identifier la position des périodes froides correspondant aux événements de Heinrich (HE, "Heinrich Event"). **B-** La section sismique correspondant au forage PRGL1 permet de montrer les relations entre les fortes amplitudes des réflexions de la sismique Chirp très haute résolution avec les événements climatiques référencés sur les carottes sédimentaires du forage (Jouet et al., soumis). ◀

- Carotte CLKS-11

La carotte CLKS-11 positionnée à 157 m de profondeur d'eau, légèrement en amont de PRGL1-4 (Figure V.2), possède les mêmes caractéristiques lithologiques que le forage et que MD99-2348 (Figure V.16). Seule la quantité de fragments organiques y est plus importante, sans doute parce que le prélèvement est situé dans une position plus proximale. Les âges obtenus le long de cette section sont cohérents avec les âges déjà déterminés pour l'unité U154 au niveau de MD99-2348. Le faciès sédimentaire observé à la fois sur MD99-2348 et CLKS-11, indique un environnement offshore situé au-delà du domaine d'action des vagues de tempêtes (Reading and Collinson, 1996).

V.2.2.B Contraintes paleo-environnementales

L'analyse "multi-proxies" menée sur ces carottes sédimentaires et sur les forages Promess, permettent de contraindre les faciès des unités sismiques déterminées le long de l'interfluve Bourcart-Hérault. Les informations chrono-stratigraphique ont été propagées grâce à la stratigraphie sismique avec pour objectif d'établir un schéma précis et régional permettant de discuter les contraintes paléo-environnementales fournies par l'étude de ces différents "proxies" (Figure V.20).

- Paléo-températures

Dans la fraction fine des prélèvements proximaux et distaux des unités sismiques U152, U151 et U147, des espèces froides de foraminifères benthiques (*Uvigerina peregrina*,

Hyalinea baltica, *Cassidulinidae*) et planctoniques (*Neogloboquadrina pachyderma* sen., *Globigerina glutinata*) ont été reconnues (Bourdillon, 1994; Sierro *et al.*, soumis). Dans la partie plus proximale, U151 et U152 (MD99-2349) et la surface d'érosion D60 (PRGL2-2) contiennent des hôtes typiques d'eaux froides des régions boreo-celtiques présents en Méditerranée durant le Pléistocène, tels que les mollusques *Pseudamussium septemradiatum*, *Chlamys islandica*, *Arctica islandica*, *Mya truncata*, *Modiolus modiolus* et *Buccinum humphreysianum* (Jouet *et al.*, 2006; Bassetti *et al.*, soumis). Ces faunes boreo-celtiques sont la preuve directe que le bas niveau marin à cette époque était bien associé à une période climatique froide.

De même, les premiers résultats obtenus sur les enregistrements palynologiques de la dernière période glaciaire (PRGL1-4, MD99-2349), à partir des abondances relatives du nombre de palynomorphes dans les sédiments marins, permettent d'étudier les changements de végétation et de température (Acherki, 1997; Beaudouin *et al.*, 2003; Beaudouin *et al.*, 2005). Pendant la glaciation des stades MIS-4 et -3 et au début du MIS-2, les ensembles de pollens définis mettent en évidence une alternance de climats plutôt froids et arides (steppes) et froids et humides (éléments arborés d'altitude et mésothermes). Ceci est prouvé par la présence dans le Golfe du Lion, d'une grande quantité de grains polliniques provenant des arbres d'altitude *Abies*, *Picea* et *Quercus* à feuillage caduc, correspondant à une formation de conifères et d'arbres méso- à microthermes des climats plutôt froids et humides des montagnes et d'éléments herbacés tels que *Artemisia*, dominante principale des environnements steppiques actuels (Acherki, 1997; Beaudouin *et al.*, 2005; Beaudouin *et al.*, 2007). Pendant la dernière période glaciaire, il semble possible que des populations d'arbres aient pu s'installer sur la plateforme émergée du Golfe du Lion (Beaudouin *et al.*, 2007).

Des événements climatiques plus sévères lors du Dernier Maximum Glaciaire ont fait basculer épisodiquement l'environnement continental vers un climat froid et sec. En effet, la végétation a subi les fluctuations rapides qui se caractérisent par l'augmentation des éléments herbacés steppiques (*Artemisia*) en relation avec une diminution des éléments arborés d'altitude tempérés (*Abies*, *Picea* et *Quercus* à feuillage caduc). Ces épisodes s'observent, en particulier, durant les événements de Heinrich; ils soutiennent l'hypothèse du renforcement des vents arides et froids dans la région pendant ces événements (Beaudouin *et al.*, 2007).

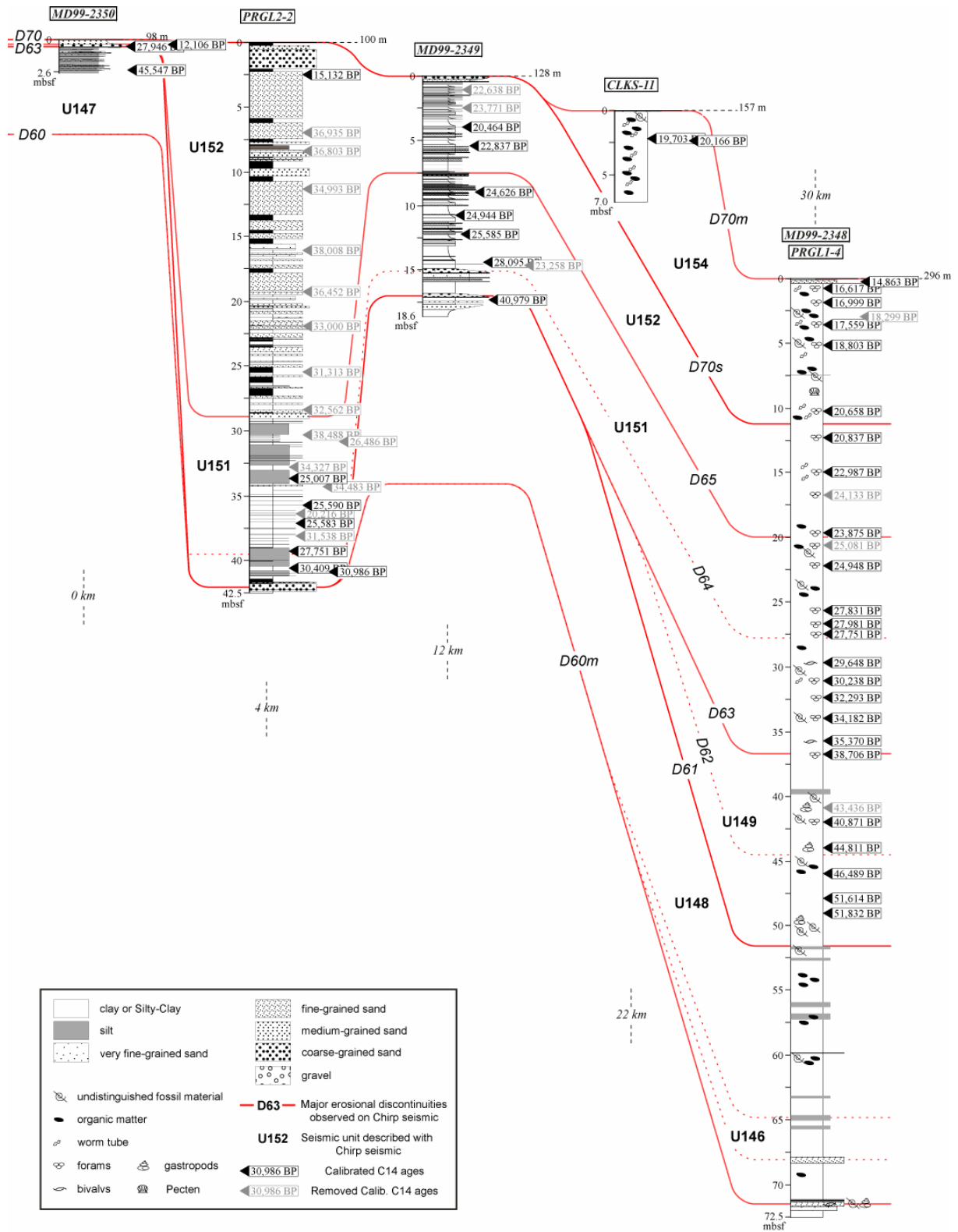


Figure V.20: Corrélations stratigraphiques des carottes et des interprétations sismiques le long de l'interfluve Bourcart-Hérault (position sur la figure V.2). Les corrélations entre les carottes MD99-2350, PRGL2-4, MD99-2349, CLKS-11, MD99-2348 et PRGL1-4 sont principalement basées sur les interprétations des réflexions sismiques et les datations radiocarbones (Annexe I). La même ligne-temps traverse des environnements sédimentaires différents sur la plateforme externe et la partie supérieure de la pente.

● *Paléo-bathymétries*

L'analyse des faunes et micro-faunes menée sur ces carottes permet une estimation de l'évolution des paléo-bathymétries le long de l'interfluve pendant la dernière période glaciaire (Jouet *et al.*, 2006). Au niveau de MD99-2349, l'unité U147 contient des fragments de mollusques (*e.g.* les bivalves *Bathyarca grenophia*, *Kelliella miliaris* et *Venus casina*, les gastéropodes *Alvania testae* et des ptéropodes) qui sont des indicateurs d'un environnement de plateforme et/ou de haut de pente continentale. Par contre, les lits sableux au sommet de cette unité (D63) renferment des assemblages dominés par les serpulidés *Ditrupa arietina* et des bivalves *Corbula gibba* qui nécessitent un environnement de plateforme médiane soumise à l'énergie des vagues (entre 30 et 90 m d'eau). De même, l'intervalle entre 15 et 17 m sur la carotte MD99-2349 (D63 et D64) présente des fragments de mollusques d'origine boreo-celtique, tels que les gastéropodes *B. humphreysianum* et les bivalves *Modiolus modiolus*, *Modiolula phaseolina*, *P. septemradiatum* associés avec *Aequipecten opercularis*, *Astarte sulcata*, *C. gibba*, *Turritella* sp. et les bryozoaires *Turbicellepora coronopus*; ces coquilles sont les indicateurs d'un environnement de dépôt argilo-silteux de plateforme médiane à externe comprise entre 40 et 100 m de profondeur. Plus en amont, la discontinuité érosive D60 combinée à D64 et à D63 au niveau de PRGL2-2, ne présente pas une grande diversité des associations faunistiques; seules les espèces *Abra*, *Corbula* et *Turritella* indiquent un environnement de dépôt plus proximal de bas de plage à sublittoral avec une composante argileuse importante dans les apports sédimentaires (Bassetti *et al.*, soumis).

Dans la partie supérieure de U151 (MD99-2349), les assemblages de microfossiles renferment encore les espèces boreo-celtiques (*B. humphreysianum*, *Arctica islandica*, *Mya truncata*) et d'autres fragments (*e.g.*, *Nucula* sp., *Yoldia* sp., *Parvicardium minimum*, *Hiatella arctica* etc.) qui ont du se déposer dans un environnement de plateforme médiane entre 40 et 60 m de profondeur. La partie supérieure de U152 est très riche en faune avec de nombreux fragments de bivalves avec des rotaliides et des foraminifères miliolides indicateurs d'un environnement de dépôt prodeltaïque. La diminution des dynokistes et de l'abondance relative des *Pinus* durant les phases glaciaires suggèrent également un milieu de dépôt sub-littoral et donc un niveau marin très bas en relation avec un climat froid et aride (Beaudouin *et al.*, 2005). Le prisme sableux de "shoreface" (PRGL2-2) est faunistiquement pauvre; de rares fragments de bivalves et de foraminifères benthiques (*Ammonia* et *Elphidium*) sont présents, mais ils ont été soumis à un remaniement très important lors de la progradation du prisme.

V.2.3. Forçages paléo-climatiques

L'analyse à très haute résolution des "proxies" paléo-climatiques, menée sur le forage PRGL1-4 grâce à l'enregistrement continu et le fort taux d'accumulation sédimentaire sur la partie supérieure de la pente continentale (Figure V.19), nous permet de corréliser nos observations stratigraphiques (Figures V.11 et V.12) et sédimentologiques (Figures V.16 à V.19) aux principaux événements climatiques et eustatiques des derniers 130 000 ans. Nous allons résumer ici les principaux résultats obtenus par les différents partenaires du projet Promess-1, en particulier ceux de Sierro *et al.* (soumis).

Les événements de Heinrich s'expriment très clairement par une modification des faunes benthiques et planctoniques. En particulier, les pics d'abondance des foraminifères polaires *Neogloboquadrina pachyderma* (enroulés de manière sénestre) indiquent les périodes où régnaient des conditions climatiques froides dans l'hémisphère Nord. L'augmentation des faunes froides dans le Golfe du Lion serait un effet du déplacement vers le Sud du front polaire pendant les événements de Heinrich (HE) qui accentuerait les vents de secteurs NO (Tramontane) et augmenterait la formation d'eau profonde (Rohling *et al.*, 1998; Cacho *et al.*, 1999, 2000; Moreno *et al.*, 2005).

Les périodes chaudes interglaciaires et interstadias (des cycles de Dansgaard-Oeschger) s'expriment par des pics dans la courbe de la fraction sableuse (supérieure à 63 μm ; Figure V.19). Ces couches de sable sont interprétées à l'échelle des interglaciaires comme des intervalles condensés (*cf* Chapitre IV), résultat de l'accumulation en grande quantité de gros foraminifères d'eau chaude à mettre en relation avec une diminution relative du taux de sédimentation pendant les hauts niveaux marins (sources plus éloignées) et à l'effet de "vannage" des courants sur le fond (Sierro *et al.*, 1999).

Ces corrélations sont contraintes à la fois par de nombreux âges radiocarbone et également par les variations du rapport des isotopes de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) (Sierro *et al.*, soumis).

La conversion des données du forage en ms-twtt grâce aux vitesses sismiques, nous a permis de corréliser précisément les événements climatiques avec les données de sismiques Chirp (Jouet *et al.*, soumis). Il existe une relation étroite entre l'augmentation brutale de la teneur en sable dans la section lithologique argilo-silteuse et sa signature en sismique réflexion (fort contraste d'impédance). Les interstades les plus importants des cycles de DO (intervenant directement après les événements de Heinrich) sont corrélés avec les plus fortes

amplitudes de la sismique réflexion (Figure V.11). En définitive, nous avons trouvé que **les réflexions sismiques les plus importantes au sein de S5 sont sur la pente continentale, liées aux transitions très rapides entre les périodes froides des événements de Heinrich et les périodes plus chaudes des interstades des cycles de DO, en particulier les transitions de H6 à GIS-16, de H4 à GIS-8 et de H2 à GIS-2.**

En résumé, l'ensemble de ces données litho- et chrono-stratigraphiques nous procure de précieuses informations sur les conditions de sédimentation et l'évolution des plaéo-environnements de dépôt tout au long du dernier cycle climatique. De nombreuses études sont encore en cours d'exploitation sur les données des forages Promess. Malgré cela, les différentes disciplines semblent s'accorder pour définir un paysage glaciaire très précis. Le transect NO-SE à travers l'interfluve Bourcart-Hérault présente ainsi la synthèse des informations issues de la sismique, des données sédimentologiques et des différents "proxies" (Figure V.20). Les corrélations permettent de replacer toutes ces informations ponctuelles dans leur environnement de dépôt. L'ensemble permet d'apprécier un schéma global de sédimentation de la plateforme continentale externe du Golfe du Lion pendant la dernière période climatique.

Nous disposons désormais d'un ensemble d'informations géo-morphologiques, sismiques, sédimentologiques et paléo-environnementales que l'on peut replacer dans le temps et l'espace. Cependant leur position actuelle ne correspond pas à leur position au moment du dépôt. Les mouvements du substrat doivent maintenant être pris en compte.

V.3. SUBSIDENCE ET ISOSTASIE

Comprendre les processus à l'origine de l'organisation stratigraphique d'une marge demande une connaissance approfondie des mécanismes qui font évoluer au cours du temps l'espace disponible pour le dépôt des sédiments. L'accumulation et la préservation sédimentaires résultent, en effet, de l'évolution de l'accommodation sur la plateforme. La subsidence et l'isostasie participent en particulier, au réajustement de la marge face à de nouvelles contraintes et contribuent de ce fait, à modifier cette accommodation en association avec les changements du flux sédimentaire et du niveau de la mer.

La subsidence d'une marge continentale passive correspond à un processus terrestre de moyen à long terme qui met en jeu des forces induites par la structuration lithosphérique et le refroidissement asthénosphérique. Elle est initiée lors de l'étirement mécanique synrift de la partie supérieure cassante de la lithosphère. La marge continue à s'enfoncer pendant la phase postrift, par refroidissement thermique et contraction de l'asthénosphère sous-jacente; les surcharges sédimentaires et eustatiques venant s'ajouter et amplifier les mouvements verticaux induits par les processus thermiques (*cf* Chapitre I). Selon l'origine des mécanismes, différents mouvements verticaux peuvent être individualisés; ils contribuent tous à la subsidence totale (S). La subsidence tectonique/thermique (TS) fait appel aux processus de formation et d'évolution du substratum, alors que les mouvements verticaux liés à l'eustatisme et la sédimentation sont forcés par la réponse isostatique de la marge. La subsidence provoquée par la surcharge de la colonne d'eau (WL pour "water loading") fluctue avec les variations du niveau de la mer. La subsidence induite par le poids des sédiments déposés (SL pour "sediment load") est tributaire des phénomènes d'érosion/dépôt qui gouvernent la répartition et l'épaisseur du prisme d'accrétion sédimentaire. Dans cette étude, la combinaison de SL et TS nous a conduit à définir la subsidence GS ("geohistory subsidence") qui s'avère être celle qui peut être directement estimée à partir des données sismiques et lithologiques.

Historiquement, la subsidence a été explorée à partir de données de puits (Watts and Ryan, 1976) et de sismiques multitraces (Bessis, 1986; Bessis and Burrus, 1986). La méthode du "backstripping" est couramment utilisée pour restituer les géométries initiales des marges continentales (Ceramicola *et al.*, 2005; Steckler *et al.*, 1999). Elle nécessite une base de données importante et un cadre chrono-stratigraphique bien contraint. Dans le Golfe du Lion (*cf* Chapitre I), les travaux de Bessis (1986) et de Watts and Ryan (1976) montrent clairement la décroissance exponentielle de la subsidence post-rift active durant le Pléistocène supérieur. D'après leurs analyses, le Golfe du Lion possède une subsidence anormale pour une marge passive. Steckler and Watts (1980) la comparent même à celle mesurée au niveau des marges actives. Plus récemment, une subsidence (GS) de l'ordre de 255 m/Ma au rebord de plateau a été estimée à partir de modélisations stratigraphiques du remplissage sédimentaire (Rabineau, 2001).

Or le découplage et l'estimation de ces différentes composantes de la subsidence à partir de l'analyse stratigraphique ne sont pas évidents. Une méthode complémentaire d'analyse a été élaborée au cours de cette thèse mettant en oeuvre la modélisation

stratigraphique de la plateforme (Jouet *et al.*, sous presse). Elle a pour but d'explorer la réponse dynamique de la marge du Golfe du Lion face à la surcharge et à la subsidence pendant le dernier cycle climatique (derniers 125 000 ans).

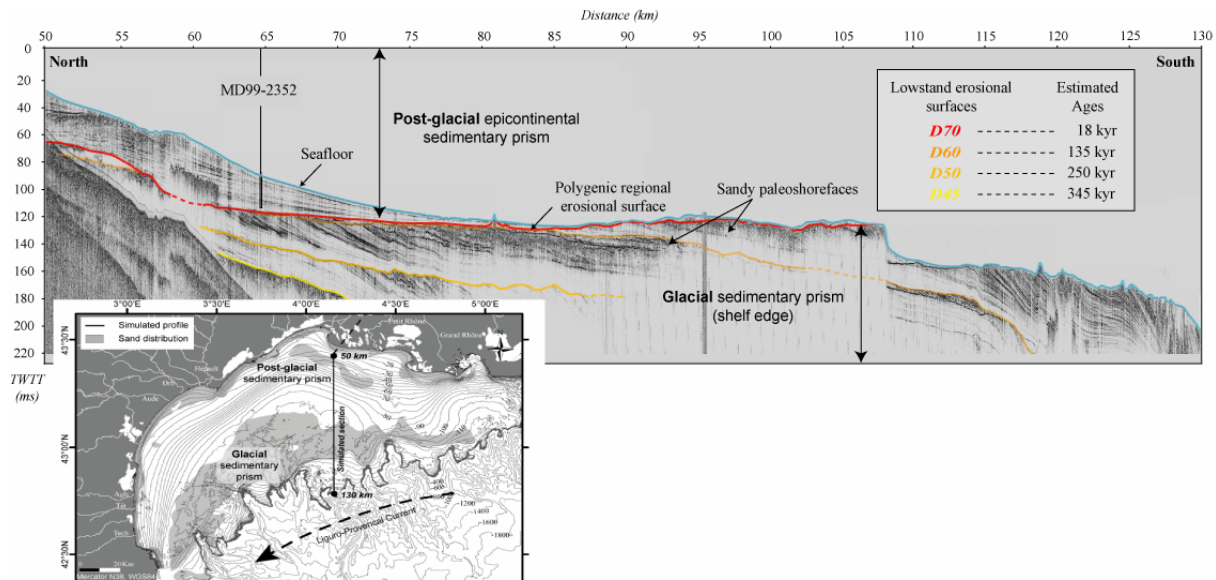


Figure V.21: Profil sismique de la section simulée et contexte sismo-stratigraphique (Jouet *et al.*, sous presse). Localisation sur la carte bathymétrique de la marge du Golfe du Lion. La partie marine du profil est comprise entre 50 et 130 km, mais la simulation prend en compte l'ensemble de la section en incluant la partie continentale. Le profil sismique de sondeur de sédiments (Chirp) permet de mettre en évidence les discontinuités sismiques majeures correspondant à des surfaces d'érosion cycliques formées par des régressions forcées (cf Chapitre IV).

V.3.1. Modélisations stratigraphiques du dernier cycle glaciaire

La morphologie actuelle de la marge du Golfe du Lion illustre les conditions d'un haut niveau marin interglaciaire (Figure V.2). Les édifices sédimentaires, marqueurs de la dernière glaciation (plages et prodeltas sableux de bas niveau), sont envoyés en rebord de plateforme et les apports modernes en sédiments alimentent un système prodeltaïque sur la plateforme interne. La dernière séquence imagée par la sismique Chirp (Figure V.21) représente l'enregistrement du dernier cycle climatique. Comme nous venons de le voir, elle est encadrée par deux surfaces d'érosion majeures: la discontinuité D60 attribuée à la période glaciaire du stade isotopique MIS-6 et la surface D70 formée pendant le stade MIS-2 (Figure V.22). La majeure partie de la séquence s'est déposée par régression forcée durant la baisse générale du niveau de la mer entre MIS-3 et MIS-2. En résumé, D70 correspond à la dernière surface glaciaire. Sa position actuelle est imagée par la sismique en situation d'interglaciaire (MIS-1).

A partir de ce contexte stratigraphique parfaitement établi, plusieurs modélisations ont été réalisées avec le programme Sedflux (*cf* section III.2.1) en testant différents paramètres géologiques et sédimentaires, ainsi que différentes hypothèses sur la caractérisation de la rhéologie de cette marge continentale.

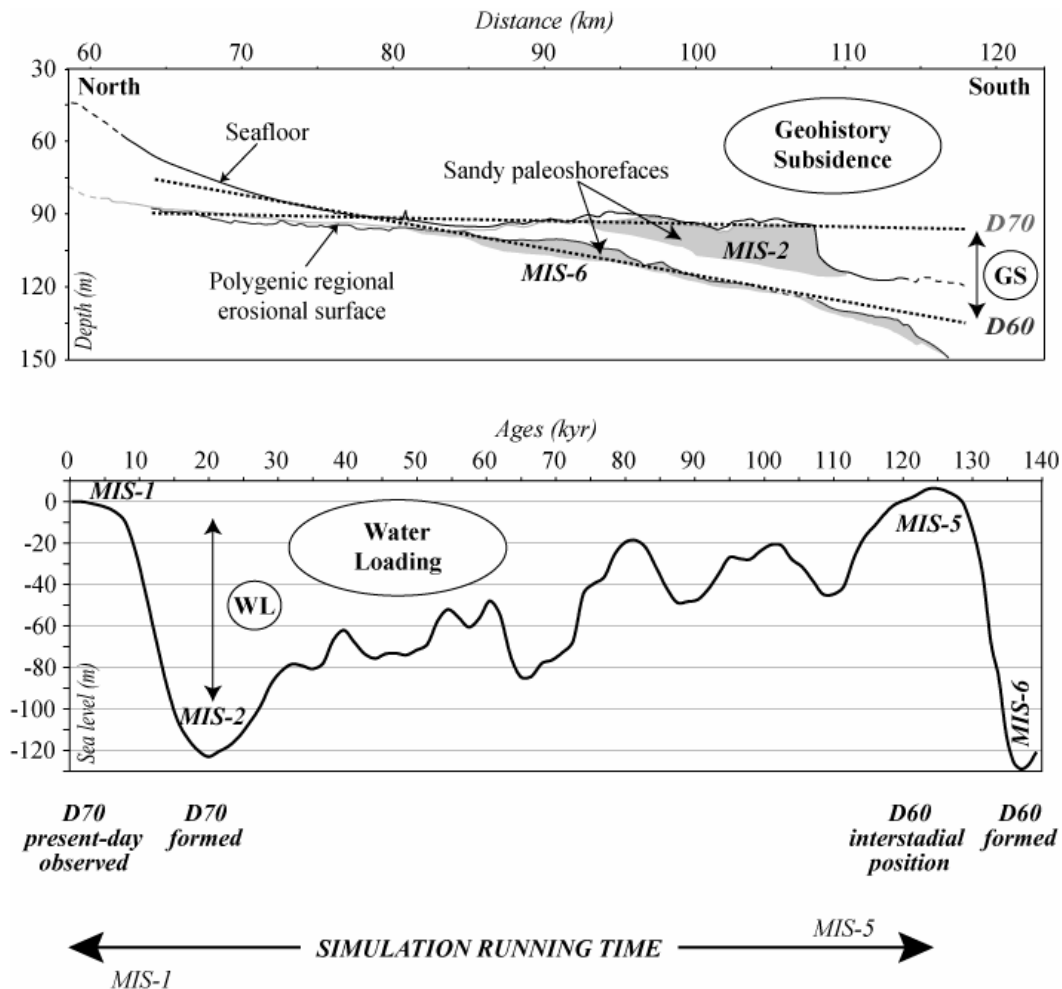


Figure V.22: Estimation de la "geohistory subsidence" (GS) et définition de la surcharge de la colonne d'eau (WL); ces paramètres ont été utilisés (GS) et calculés (WL) dans le modèle Sedflux (Jouet et al., sous presse). L'identification de paléo-surfaces d'érosion, précisément datées, permet de quantifier l'évolution verticale en fonction du temps et ainsi d'estimer la subsidence GS. Cette valeur représente la subsidence tectonique (TS) et la charge associée au dépôt des sédiments (SL). La surcharge eustatique (WL) est la conséquence directe des fluctuations du niveau de la mer (courbe eustatique issue de la compilation faite par Waelbroeck et al., 2002), elle atteint un maximum lors des périodes interglaciaires lorsque le niveau marin se trouve le plus haut.

V.3.1.A Paramètres géologiques et sédimentaires

L'objectif de cette étude est de simuler les derniers 125 000 ans depuis le dernier interglaciaire et haut niveau marin du MIS-5 jusqu'à aujourd'hui (Figure V.22). La stratégie de

modélisation est de comparer l'organisation stratigraphique de deux interglaciaires successifs; en particulier la position des surfaces d'érosion glaciaires. Cette méthode permet de s'affranchir dans un premier temps des effets liés aux variations du niveau de la mer, en supposant que les hauts niveaux marins pendant les interglaciaires sont équivalents.

Pour la simulation, nous avons fait l'hypothèse que la position de D60 pendant le MIS-5 était équivalente à la position actuelle (MIS-1) de D70 (Figure V.22). Ainsi, la surface d'érosion D70 a servi de surface initiale à la modélisation. La position finale de la surface simulée a été ajustée à la position de D60 actuellement observée sur la sismique. En effet, le modèle simule le comportement de D60 (datée du MIS-6), depuis sa position à l'interglaciaire du MIS-5 jusqu'à aujourd'hui. La position des prismes sableux sur la plateforme externe a également servi de paramètre de contrôle.

Nous avons utilisé pour la modélisation la valeur de subsidence GS de 255 m/Ma en rebord de plateau, estimée par Rabineau (2001) à partir du basculement vers le large des surfaces d'érosion successives (Figure V.22). Dans un premier temps, le modèle simule le comportement du bassin sans faire intervenir d'apports sédimentaires. Seules les variations du niveau de la mer ont été ajoutées à la subsidence GS (eq. à TS et SL) afin de simuler la subsidence totale et d'observer les effets de WL. La courbe eustatique utilisée est issue de la compilation faite par Waelbroeck *et al.* (2002) (Figure V.22). Dans un second temps, nous introduirons un flux sédimentaire dans le modèle afin de déterminer les différentes composantes TS et SL de la subsidence GS.

V.3.1.B Hypothèses sur les paramètres de rhéologie

L'ajustement des premières modélisations a servi à établir les paramètres de simulation représentatifs de la rhéologie de la marge. Dans Sedflux, le comportement isostatique est pris en charge par l'épaisseur effective élastique (EET) et le temps de relaxation (RT). EET permet de définir une compensation isostatique de flexure locale ou régionale, alors que RT détermine la vitesse de réajustement de la marge (*cf* section III.2.1).

L'analyse de ces modélisations est développée dans Jouet *et al.* (sous presse). L'ajustement isostatique le plus adapté utilise une épaisseur effective élastique de l'ordre de 65 km et un temps de relaxation de 3 500 ans. A noter que la réalisation de ces modèles a permis en même temps de valider l'ordre de grandeur de la subsidence GS mesurée à partir de la stratigraphie.

Une fois ces paramètres estimés, la deuxième partie de l'étude consiste à quantifier les différentes composantes de la subsidence totale.

V.3.2. Différentes composantes de la subsidence totale

A partir de l'estimation de l'évolution de la subsidence totale de la marge, les simulations stratigraphiques vont permettre dans un premier temps, d'individualiser successivement la subsidence GS et la surcharge eustatique (WL). Enfin, l'ajout de sédiments dans le modèle conduira à une estimation relative de la surcharge sédimentaire (SL) par rapport à la subsidence tectonique (TS).

V.3.2.A Evolution de la subsidence totale (S)

Les modèles réalisés offrent la possibilité d'observer le comportement de la plateforme à un emplacement donné (Figure V.23) de la coupe simulée. L'évolution de la bathymétrie sur la plateforme externe (position 100 km) renseigne sur l'impact de la subsidence totale (S) et permet l'estimation de S en fonction du temps. A noter que cette bathymétrie fait toujours référence au niveau actuel. De la même façon, on peut simuler l'effet successif de GS et WL sur l'évolution de la marge.

Ces résultats confirment qu'une simple addition de WL et GS n'est pas suffisante pour reproduire l'effet de S. L'évolution de chaque composante est dépendante l'une de l'autre (Figure V.23). En particulier, WL est la conséquence du niveau marin relatif qui est lui-même contrôlé par GS. D'autre part, si l'on fait l'hypothèse que GS est constante en fonction du temps (TS étant un processus à long terme), alors les fluctuations verticales rapides de la marge sont contrôlées par les oscillations de WL. Ces dernières reflètent directement l'eustatisme global (Figure V.23).

V.3.2.B "Geohistory subsidence" (GS) et surcharge eustatique (WL)

D'après les résultats des tests présentés dans la figure V.23, il est possible de mesurer l'importance du poids de la colonne d'eau sur l'évolution verticale de la marge. La plateforme remonte en réponse à la baisse du niveau de la mer lors du refroidissement entre 125 000 et 21 000 ans, bien que GS continue de générer un mouvement opposé (Figure V.23). A l'inverse, la marge s'enfonce rapidement lors de la déglaciation. La seule remontée rapide du

niveau de la mer, entre 21 000 ans et aujourd'hui, produit une subsidence (WL) estimée à 20 m sur la plateforme externe (position 100 km).

A cette même position, la subsidence GS a été estimée à environ 15 m sur l'ensemble du dernier cycle climatique, soit environ 5 m pour la même période de 21 000 ans (Figure V.23).

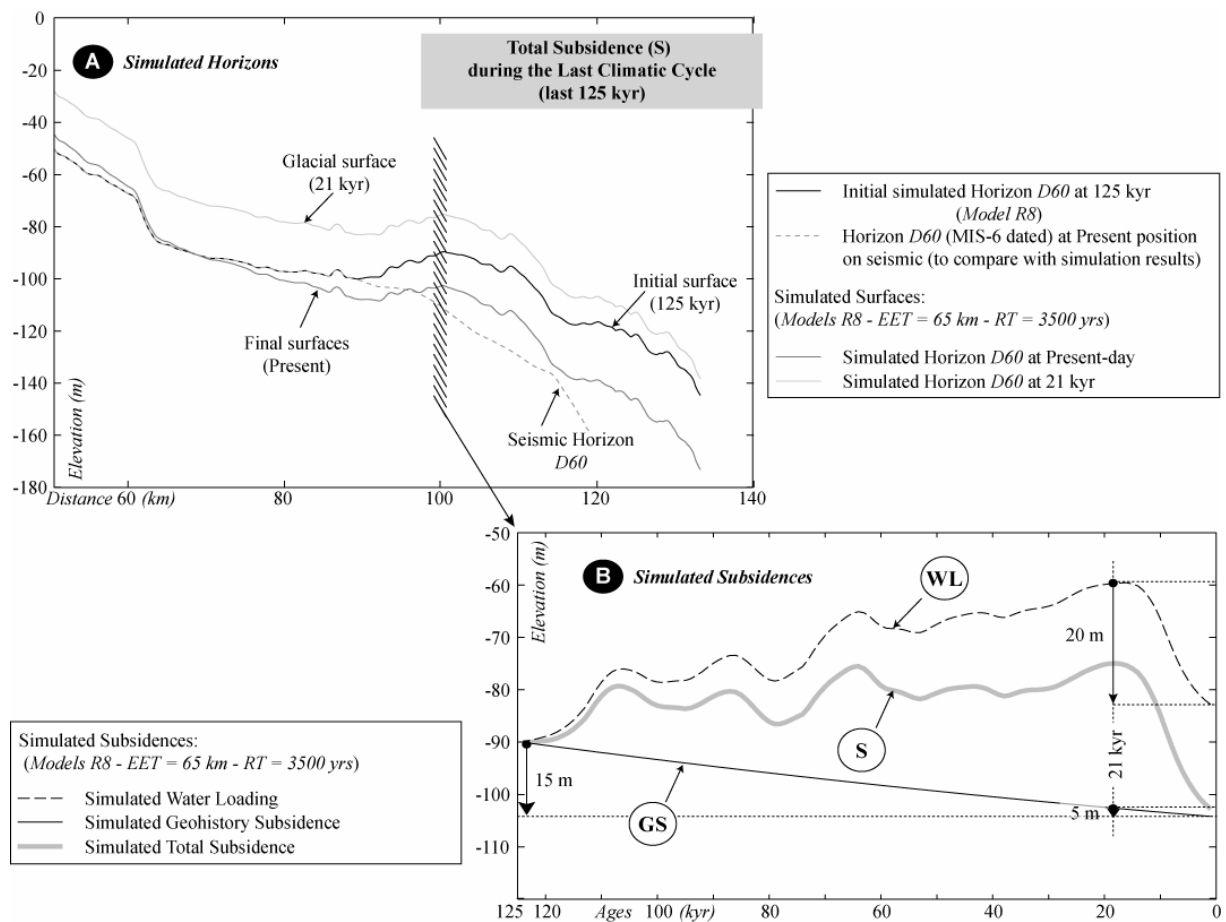


Figure V.23: Modélisations stratigraphiques du dernier cycle glaciaire. **A-** Evolution de la subsidence totale (S) le long d'un transect Terre-Mer localisé sur la figure V.21. Les caractéristiques isostatiques de la marge du Golfe du Lion (EET = 65 km; RT = 3 500 ans) ont été déterminées dans Jouet et al. (sous presse). **B-** Evolution sur la plateforme externe (position 100 km), des subsidences GS, S et de celle liée à la surcharge eustatique (WL).

V.3.2.C Quantification de la surcharge sédimentaire (SL)

La subsidence GS comprend pour partie la surcharge sédimentaire SL. Sur cette base, une nouvelle modélisation a été effectuée en ajoutant un flux sédimentaire dans le but de reconstruire les géométries sédimentaires illustrées par la sismique (Figure V.21). Ainsi modélisée, SL est pris en compte à deux reprises: une première fois avec GS et une seconde

fois par le biais des apports sédimentaires. La nouvelle subsidence totale (S') ainsi modélisée tient également compte de cet ajout ($S' = S + SL = GS + WL + SL = TS + WL + 2SL$). La comparaison avec le modèle précédent permet d'estimer des différences d'élévation du substratum entre S et S' qui sont directement imputables à l'ajout d'une deuxième subsidence SL (Figure V.24).

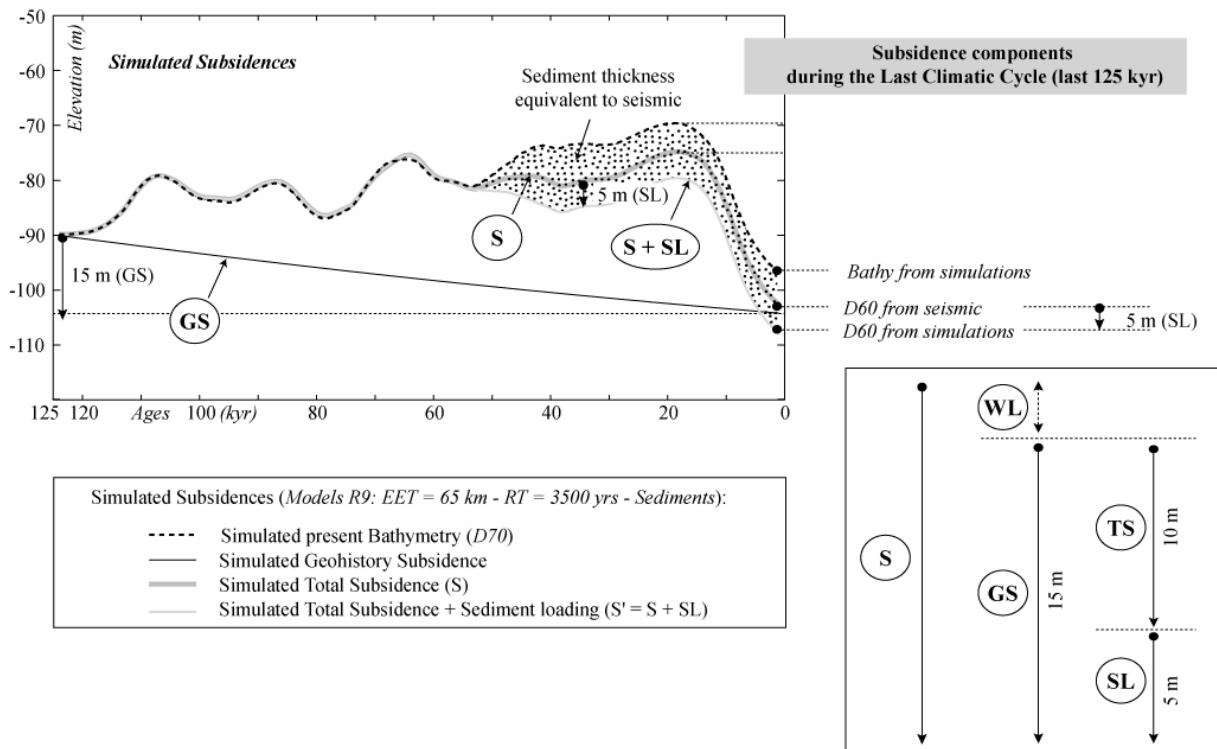


Figure V.24: Modélisation des subsidences totales (S) et (S') sur la plateforme externe (position 100 km). Lors de cette modélisation, des apports sédimentaires ont été ajoutés au modèle. L'addition de cette nouvelle subsidence (SL), créée par la surcharge sédimentaire, avec la subsidence totale (S), permet d'obtenir une subsidence fictive ($S' = S + SL$). La comparaison de S et S' permet de quantifier l'impact du poids des sédiments sur l'évolution verticale de la marge (Jouet et al., sous presse).

MODELS	DESCRIPTION	POSITION 100 km					
		Total Subsidence LCC D60 (m)	Sediment Thickness D60-D70 (m)	Total Subsidence LD D70 (m)	Subsidence (Sed. Load. + Teonics) (m)	Hydro-Isostasy (Water Load.) (m)	Tectonic Subsidence (m)
- At position 100 km -							
R8	Adapted eath model (LCC)	+15	+10	+25	+4,5	+20,5	
R9	Estimation of the Sediment load						1/3 Subsid 2/3 Subsid
- At position 120 km -							
R8	Adapted eath model (LCC)	+10	+15	+25	+5,5	+19,5	
R9	Estimation of the Sediment load						1/3 Subsid 2/3 Subsid

Tableau V.2: Quantification des différentes composantes de la subsidence totale (S) sur la plateforme externe aux positions 100 km et 120 km de la section simulée (Jouet et al., sous presse).

Par cet artifice, on peut estimer l'effet de la charge sédimentaire (SL) sur la subsidence à 5 m d'enfoncement au niveau de la plateforme externe pour les derniers 125 000 ans (Figure V.24). Ainsi, si l'on se réfère aux 15 m de subsidence GS pendant le dernier cycle climatique, 10 m seraient principalement dus à la subsidence tectonique/thermique (TS) et 5 m seraient la conséquence de la surcharge en sédiments sur la plateforme; soit un rapport de 1/3 de SL pour 2/3 de TS (Tableau V.2).

V.3.3. Synthèse sur la subsidence et l'isostasie pendant le dernier cycle climatique

Sedflux a permis, à partir des indicateurs chrono-stratigraphiques acquis dans le Golfe du Lion, d'obtenir une représentation plus précise à la fois des caractéristiques rhéologiques de la marge et des différentes composantes de la subsidence. Les compensations isostatiques ont été réalisées en utilisant un modèle de flexure, défini par des paramètres EET et RT qui sont cohérents avec les grandeurs exprimées dans la littérature dans le cas d'études similaires (Huybrechts, 2002; Lambeck and Bard, 2000; Peltier, 1998; Watts, 2001). L'épaisseur effective élastique de 65 km définie ici est relativement importante. A ce titre, et d'après la distribution bimodale des EET continentales compilées par Watts (1992), elle impliquerait que le bassin s'est développé à partir d'un craton déjà marqué par une forte EET. Cette valeur vient ainsi confirmer le contexte structural du Golfe du Lion qui correspond à une marge passive formée à la suite d'une histoire géologique régionale longue et complexe.

Les différentes composantes de la subsidence totale (S) contribuent à l'évolution de cette marge (Figures V.23 et V.24). Cette étude révèle, en particulier, l'importance des changements du niveau de la mer et donc du poids de la colonne d'eau (WL) sur les mouvements verticaux du substratum. La réponse isostatique de la plateforme atteint un maximum d'une vingtaine de mètres entre un bas niveau glaciaire et un haut niveau interglaciaire. Cette valeur est à mettre en relation avec les 15 m calculés par Lambeck and Bard (2000) sur la même marge. Son impact n'est pas négligeable et doit être prise en compte, par exemple, pour l'estimation des paléo-niveaux marins absolus à partir des corps sédimentaires glaciaires préservés sur la plateforme, en plus des corrections de subsidence (GS). D'après nos modélisations stratigraphiques, cette dernière serait composée pour 65% de la subsidence thermique (TS) et pour 35% de la subsidence induite par la surcharge sédimentaire (SL) (Tableau V.2). Bessis and Burrus (1986) avaient déjà évoqué de telles proportions pour des échelles de temps plus importantes.

L'étude du comportement dynamique de la marge par la modélisation stratigraphique est donc une méthode qui peut être appliquée à des échelles de temps relativement courtes. Cela permet de prendre en considération les effets hydro-isostatiques à court terme en réponse aux variations du niveau de la mer pendant le Quaternaire terminal (Jouet *et al.*, sous presse).

V.4. DISCUSSION: MISE EN PLACE DES UNITÉS GLACIAIRES

Les résultats de cette étude nous apportent des indications précises sur l'impact des variations relatives du niveau de la mer sur l'organisation stratigraphique de la marge pendant le dernier cycle climatique (du stade isotopique MIS-6 jusqu'à l'interglaciaire actuel MIS-1). Les nombreuses datations radiocarbone absolues (78 dates) et relatives couplées aux informations environnementales provenant à la fois des analyses "multi-proxies" menées sur les sédiments prélevés et des observations morphologiques, ont permis de calibrer les discontinuités sismiques majeures propagées sur la plateforme externe et la partie supérieure de la pente continentale. Cette stratigraphie très détaillée du dernier cycle glaciaire permet d'avoir une vision globale d'un système d'accumulation sédimentaire marin allant de l'environnement de dépôt littoral ("shoreface") jusqu'au domaine plus distal ("offshore") (Figure V.20).

Nous allons résumer dans ce paragraphe les facteurs à l'origine de ces géométries sédimentaires. Les fluctuations inscrites dans l'enregistrement sédimentaire de la plateforme externe dominée par les tempêtes, sont le résultat de l'évolution rapide de la paléobathymétrie, de changements de la dynamique sédimentaire (e.g. hydrodynamisme, etc. ...) ou de variations des apports sédimentaires. Elles mettent en évidence des variations rapides et importantes des environnements de dépôt étudiés. A partir des environnements de dépôt, le découpage séquentiel d'une section verticale permettra de discuter les processus qui contrôlent le transport et le dépôt des sédiments pendant le dernier cycle climatique et leurs évolutions en réponse à l'eustatisme et aux variations climatiques.

V.4.1. Progradation d'une séquence régressive pendant la dernière glaciation

V.4.1.A Séquence régressive de l'interfluve Bourcart-Hérault

Sur la sismique (THR2D Sparker et HR2D), les clinofformes sableux fortement pentés de la partie amont (proximale) de la zone Bourcart-Hérault, se terminent souvent en

"downlap" sur une discontinuité sismique qui érode les dépôts sous-jacents, caractérisés par des cliniformes plus faiblement inclinés (Figure V.14). La géométrie des dépôts a conduit certains auteurs à interpréter les prismes sableux à cliniformes fortement pentés comme des para-séquences transgressives (vanWagoner *et al.*, 1990), formées à la faveur d'un ralentissement de la remontée généralisée du niveau de la mer lors de la déglaciation (Tesson *et al.*, 2000). D'après leurs interprétations, la surface d'érosion à la base était la surface de ravinement séparant les dépôts argileux prodeltaïques régressifs sous-jacents des sables transgressifs sus-jacents. Cependant, dans les sites où l'accommodation était suffisante et importante comme dans la tête du canyon Bourcart (Figure V.10), la continuité existe bien entre les cliniformes sableux (fortement inclinés) et ceux représentant les dépôts argileux (faiblement pentés). Le lien physique entre ces deux types de dépôts démontre de manière évidente que la formation de ces deux faciès a été synchrone (Berné, 1999). Par contre, sur les interfluves relativement plats de la plateforme externe où l'accommodation était plus restreinte (Figure V.14), des zones d'érosion et de "bypass" se sont développées entre les deux faciès de dépôt. Ces surfaces régressives d'érosion marine (Plint and Nummendal, 2000) se forment sous le niveau de la mer et par l'action érosive des vagues et des courants littoraux.

Les surfaces d'érosion majeures (D60, D63 et D70s), observées dans la zone Bourcart-Hérault, sont situées en aval du prisme sableux. Elles se sont formées avant le Dernier Maximum Glaciaire et limitent des unités lithologiques montrant une diminution de la profondeur des milieux de dépôt. Par conséquent, ces discontinuités ne peuvent être que des surfaces régressives délimitant des cliniformes progradants vers le large en s'approfondissant (surface de "downward shift") et l'ensemble de la séquence S5 s'est déposé par régression forcée. Les surfaces d'érosion sont à associer avec la baisse de la limite d'action des vagues en relation avec une régression marine (Posamentier *et al.*, 1992). A noter que des évidences d'érosion marine sur le fond marin sont détectables sur les profils sismiques jusqu'à une profondeur d'environ 170 m sur l'interfluve (Figure V.12), bien au-delà du scénario le plus extrême concernant le plus bas niveau marin du DMG. Dans la tête de canyon Bourcart, les dernières traces d'érosion sont plus profondes et ne sont par forcément liées à l'eustatisme. Au dessus de la séquence S5, les corps sédimentaires transgressifs reposent sous la forme de bancs remaniés par des dunes sableuses encore en mouvement à l'heure actuelle (Bassetti *et al.*, 2006).

Les dates radiocarbone et les autres "proxies" chrono-stratigraphiques fournissent la chronologie précise de mise en place de S5 et des dépôts transgressifs sus-jacents. Le dépôt

des unités sédimentaires qui composent S5 s'effectue de manière globale entre 125 000 et 15 000 ans cal. BP, mais la majorité de l'accumulation s'effectue entre 70 000 et 20 000 ans cal. BP.

La partie inférieure de S5, juste en dessous de D63, est datée à plusieurs endroits le long de l'interfluve (partie inférieure de MD99-2350, base de MD99-2349 et PRGL1-4) (Figure V.20). Le dépôt de ces sédiments est estimé antérieur à 38 000 ans cal. BP. Au dessus de cette limite, les dépôts de la partie supérieure de S5 se sont mis en place entre 38 000 et 20 000 ans cal. BP, exception faite des unités U154 et U155 qui seraient postérieures. Cet intervalle est cohérent avec l'estimation de l'âge de cimentation des "Pierres de Sète" autour de 21 400 ans cal. BP. Cette formation sédimentaire s'est mise en place pendant une stabilisation du niveau de la mer antérieurement au plus bas niveau marin et proche de la fin de la phase de régression marine. Ces "beach rocks" ont été ensuite dégagées par une érosion importante qui pourrait être aérienne et fluviale (Jouet *et al.*, 2006).

En résumé, la chronologie précise de dépôt des unités de la dernière séquence sédimentaire S5 sur l'interfluve Boucart-Hérault confirme qu'elles se sont mises en place pendant la baisse généralisée du niveau marin au cours de la majeure partie du dernier cycle climatique; en particulier les sédiments glaciaires préservés des unités supérieures en amont de l'interfluve se sont accumulés entre le MIS-3 et le MIS-2. Par conséquent, la quasi-totalité de la séquence a progradé en réponse à une régression marine globale; l'architecture interne de ce prisme sédimentaire régressif est attribuable à des fluctuations plus hautes fréquences du niveau marin, ou à d'autres facteurs influençant la sédimentation.

V.4.1.B Variabilité latérale de la dernière séquence à l'échelle du GDL

L'observation systématique de la structure interne de S5 au niveau des interfluves suggère une importante variabilité latérale à l'échelle de l'ensemble du Golfe du Lion, en particulier dans l'agencement des "Sables du Large" en rebord de plateau (Figures V.5 et V.15). Juste en amont des canyons Hérault et sur les interfluves entre les canyons Hérault et Petit-Rhône, la sismique montre en particulier une agglomération de prismes progradants vers le large: le dernier de ces prismes (Figure V.5) souvent déposé sur une surface d'érosion, possède des clinofformes particulièrement bien préservés. Encore plus à l'Est, sur l'interfluve Petit-Rhône-Grand-Rhône, les dépôts sableux de la plateforme externe ont conservé leur configuration d'origine et ont très peu subi d'érosion (Figures V.5 et V.15). L'organisation stratigraphique à l'Est est différente de celle étudiée sur l'interfluve Bourcart-Hérault.

L'un des avantages de l'interfluve Bourcart-Hérault réside dans le fait que l'ensemble de la séquence est également enregistré en aval des prismes sableux, permettant de prolonger les cliniformes vers les dépôts plus distaux. Sur les interfluves Hérault-Petit-Rhône et Petit-Rhône-Grand-Rhône, l'enregistrement sédimentaire juste avant le Dernier Maximum Glaciaire n'a pas été préservé ou jamais déposé (Figures V.15). Les rares datations réalisées sur les dépôts sous-jacents donnent des âges à proximité du fond de la mer autour de 40 000 ans C¹⁴ (Gensous *et al.*, 1993a; Gensous et Tesson, 1996). Sur ces interfluves, la surface au toit de S5 est très plane et se caractérise en sismique par une très forte amplitude, en discordance avec les dépôts sous-jacents. Cette "pénéplaine" en rebord de plateau laisse présager de l'efficacité de l'érosion à cette époque. Ceci est appuyé par des analyses géotechniques sur des carottes courtes prélevées entre la tête du canyon Sète et le prisme sableux. La sur-consolidation des sédiments révèle que 20 à 30 m de dépôts ont été érodés (Baztan, 2004). Considérant l'âge approximatif de cette surface et sa nature très érosive, elle peut être assimilée à la surface D63 définie sur l'interfluve Boucart-Hérault (Figure V.15).

L'organisation interne des prismes sableux des autres interfluves du Golfe du Lion révèle la complexité de mise en place des prismes littoraux et/ou prodeltas glaciaires de la dernière séquence sédimentaire. Les dépôts distaux de ces "shorefaces" ne sont pas préservés partout et il est difficile de dater et corréler les dépôts proximaux entre eux. Cependant, la bonne préservation des cliniformes des prismes sableux dans la partie Est (interfluve Petit-Rhône-Grand-Rhône), laisse présager que ces dépôts n'ont pas ou très peu été remaniés lors du ravinement de la dernière transgression. Ils pourraient ainsi faire partie de l'intervalle transgressif, déposé au début de la remontée du niveau de la mer, directement sur des prismes sableux régressifs peu préservés. Les différents stationnements marins qui ont érodés et modelés les terrasses érosives sur l'interfluve Bourcart-Hérault ont également pu favoriser le dépôt de "shorefaces" à proximité des apports fluviaux. Dans ce raisonnement, il faut donc imaginer les déplacements successifs des cours du Rhône depuis le canyon Hérault, connecté au DMG, et vers l'Est au fur et à mesure de la remontée du niveau de la mer. Le canyon du Petit-Rhône est un des derniers canyons connectés au Rhône comme l'indique la mise en place du Néofan du Rhône en bas de la pente continentale (Dennielou *et al.*, soumis).

Pour résumer, la majeure partie des dépôts du dernier cycle climatique est comprise dans une séquence sédimentaire régressive qui n'est préservée dans sa globalité que sur l'interfluve Bourcart-Hérault. Ces dépôts ont pu être remaniés par la dynamique marine transgressive (Berné, 1999; Bassetti *et al.*, 2006) et les différents stationnements au début de

la remontée du niveau de la mer ont affecté l'organisation de ces dépôts en fonction de leur éloignement des apports fluviaux :

- Les zones à déficit sédimentaire subissent l'érosion par le ravinement des vagues et il se forme des terrasses ou encoches érosives.

- Les zones proches des apports sédimentaires (prodeltas) favorisent la progradation de "shorefaces" sableux déposés sur une surface de ravinement qui a précédemment tronqué les "topsets" des dépôts régressifs. A ce niveau, se forment des paraséquences transgressives, déposées sur les prismes sableux régressifs, au début de la remontée du niveau de la mer (Figure V.15). Cette hypothèse demande à être confirmée par la cartographie de ces prismes transgressifs et par leur éventuelle datation par méthode radiocarbone. Ce travail est en cours et sera un des objectifs de la prochaine campagne à la mer "Rhosos" (2008).

V.4.2. Caractérisation des Paléo-environnements

Les études sédimentologiques des carottes présentées pour partie dans les résultats, sont plus particulièrement détaillées dans Bassetti *et al.* (soumis), Jouet *et al.* (2006) et Jouet (2003). L'observation de plusieurs sections lithologiques (MD99-2350, PRGL2-2 et MD99-2349), prises à des niveaux différents sur l'interfluve Bourcart-Hérault, permet de définir différents faciès de dépôt qui semblent caractéristiques de leur position sur la plateforme externe.

- Des alternances proximales de dépôt correspondent à celles rencontrées dans une zone allant du "shoreface" supérieur à inférieur (Figures V.16A et V.17). Elles sont composées essentiellement par une accumulation de sables fins massifs en amont passant à des alternances de silts argileux plus en aval, entrecoupés sporadiquement par des lits sableux centimétriques à décimétriques (Bassetti *et al.*, soumis). Ces passées sableuses reposent le plus souvent sur une surface basale en érosion. Il est possible d'observer des lamines inclinées présageant de la présence de structures internes comme des HCS, voir des SCS, malheureusement non détectables sur une coupe verticale si étroite.

- Des alternances distales moins épaisses (quelques centimètres) sont composées de grains beaucoup plus fins (Figure V.18). Les lamines silteuses (rarement sableuses) s'intercalent dans une zone de dépôts d'argile (Jouet, 2003). Elles possèdent les caractéristiques des tempestites distales à la transition entre le "shoreface" inférieur et le domaine "offshore" supérieur. L'érosion basale est de moins en moins visible et les rares

signes de structures internes mettent en évidence des rides ("vagues migrantes"), particulièrement visibles sur les profils Chirp.

Les successions verticales successivement observées sur les carottes MD99-2350, PRGL2-2 et MD99-2349, décrivent des dépôts grossiers ou moyens, entrecoupés de lamines de sables et silts qui ont nécessité un régime hydrodynamique important capable de déplacer ces sédiments. De tels arrangements rythmiques traduisent des changements réguliers ou non dans les conditions physiques de sédimentation venant perturber les périodes de sédimentation calmes et sont caractérisés par des durées variables (impulsions épisodiques).

V.4.2.A Arguments en faveur des tempestites

Sur l'interfluve Bourcart-Hérault, les sédiments montrent des accumulations de sables fins massifs (Figure V.17) passant latéralement à des alternances de silt et argiles (Figure V.18) puis rapidement à un enregistrement continu d'argiles proche du rebord de plateau (Figure V.16). La majorité des empilements sédimentaires alternant des matériels de granulométrie différente avec des contacts francs ont pour origine les mécanismes correspondant aux dépôts de sédiments mis en suspension au cours de tempêtes ou des derniers apports de crues. Les tempestites, par exemple, sont souvent associées à des strates fines silteuses (Guillocheau, 1990). Les dépôts caractéristiques se présentent souvent sous forme d'alternances d'argiles dominantes bioturbées et de strates ou lamines essentiellement silteuses, souvent gradées et peu épaisses (quelques millimètres à centimètres) (Aigner 1985). L'hypothèse de mise en place des sédiments par l'action des vagues et plus particulièrement celles plus intenses des tempêtes, semble donc la plus appropriée pour expliquer les dépôts de matériel fin régulièrement érodés et recouverts par des sédiments plus grossiers. La difficulté réside dans le fait que les dépôts de crues présentent, à quelque chose près, les mêmes caractéristiques que ceux de tempêtes. Les arguments en faveur des tempestites sont les suivantes :

- Tout d'abord, il faut noter que les alternances silts/argiles observées dans les carottes médianes de l'interfluve sont associées directement au faciès sismique de "vagues migrantes". Et dans l'hypothèse où l'on attribue ces alternances à ce type de faciès sismique, la distribution de ces dépôts décrit une zone régulièrement étendue en aval du prisme sableux (Jouet, 2003). Ainsi, connaissant la répartition latérale de ces faciès supposés de tempêtes, il est possible d'émettre l'hypothèse que la source des sables et silts présents sur le site de la carotte MD99-2349, ont pour origine le prisme sableux plus amont. Les descriptions des

carottes PRGL2-2 et MD99-2349 (Figures V.17 et V.18) exprimeraient l'évolution latérale de faciès d'une zone soumise à l'action des vagues de tempêtes et le changement de lithologie passant d'alternances sables/silts à silts/argiles, marquerait l'effet de l'approfondissement et donc de l'enregistrement sélectif des tempêtes. L'orientation des ondulations sédimentaires asymétriques progradantes vers le large vient confirmer ce postulat et donne en plus des idées sur leur mode de formation. Ces rides ont sans doute été créées par une onde qui possède une distorsion et qui se déforme au contact du fond de l'eau à partir de l'offshore supérieur. La combinaison d'une composante oscillatoire des vagues et d'une composante unidirectionnelle des courants de retour serait à l'origine de leur asymétrie et de leur progradation (flanc raide) vers le large. Les dépôts de tempêtes (litages obliques en mamelon SCS ou SCS) résultent également d'écoulements oscillatoires et unidirectionnels (Aigner 1985; Swift and Nummendal, 1987; Guillocheau, 1990; Dumas and Arnott, 2006).

- Maintenant, si l'on considère que ce prisme correspond au bas de la plage, voire à la zone littorale du bas niveau marin, il est difficile d'imaginer que des dépôts de crues aient influencé la sédimentation de l'interfluve, sachant qu'en bas niveau marin, la connexion des fleuves aux canyons a été démontrée. C'est également le cas lors du début de la remontée, avec la présence d'un chenal de surcreusement qui canalise les courants de turbidité pendant les crues et qui ne permet qu'un débordement de fractions fines par l'intermédiaire d'un panache sédimentaire.

- Enfin, actuellement autour du delta du Rhône, les sables restent bloqués et forment la barrière littorale. A part quelques exceptions, il semblerait que les dépôts pendant le Dernier Maximum Glaciaire aient suivi cette même voie. C'est-à-dire que l'hydrodynamique retient les particules plus grossières à la sortie du delta. Seules les vagues de tempêtes viennent remanier ces sédiments et les transporter vers le large.

En résumé, la présence des alternances proches du prisme donne des indications de l'origine des sédiments plus grossiers. L'enregistrement des tempêtes dans les environnements plus profonds ("offshore") est conditionné par la position de la limite d'action des vagues de tempêtes et par le transport latéral des sédiments de la côte vers les régions distales. Cette sédimentation est largement conditionnée par la distance de la ligne de rivage et la profondeur comme il en sera fait la démonstration dans le paragraphe suivant (*cf* section V.4.3). Cela vient du fait que le régime de courant induit par la tempête a une capacité de transport décroissante vers le domaine "offshore" (le rapport sable-silt/argile décroît considérablement avec l'éloignement de la côte; Jouet, 2003).

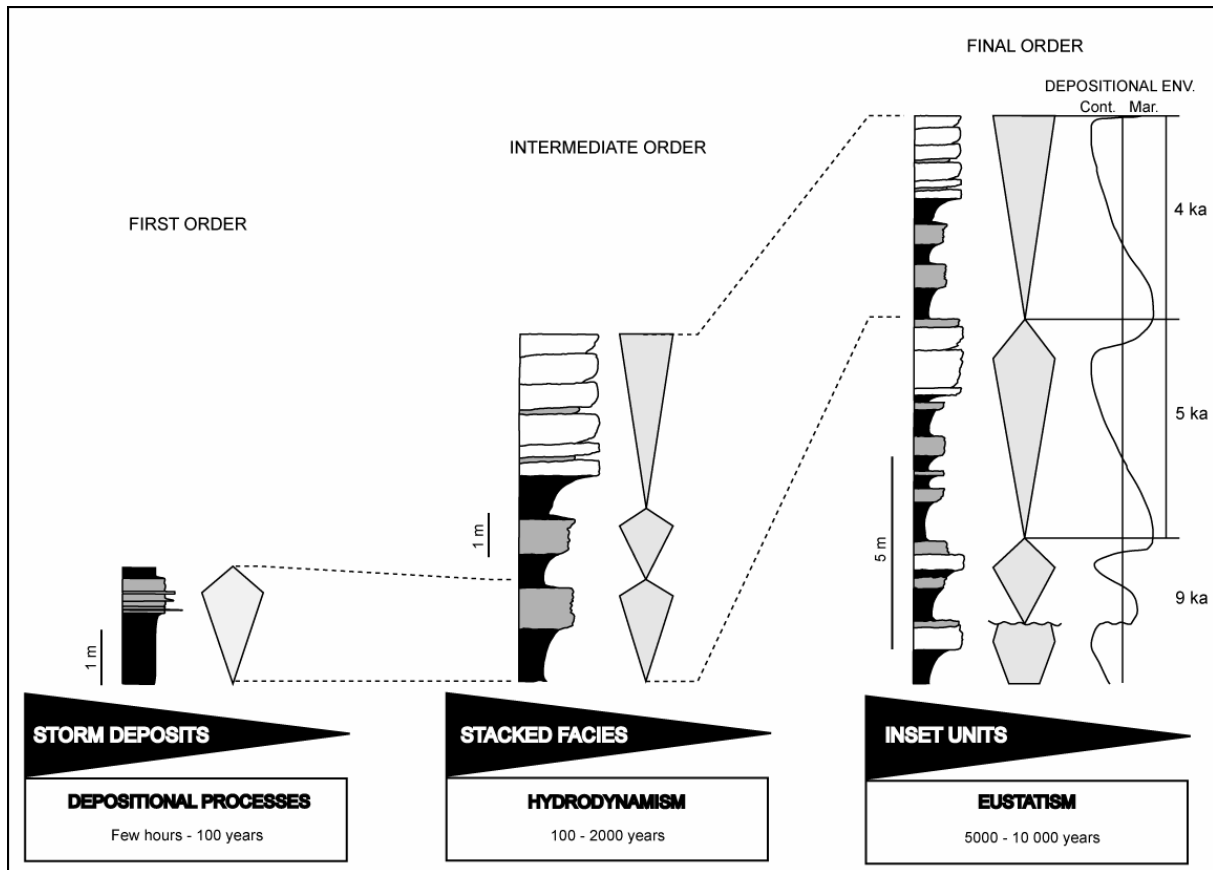


Figure V.25: Diagramme synthétique illustrant une approche simple vers une interprétation dynamique d'une plateforme externe dominée par les houles de tempêtes. Coupes lithologiques simplifiées basées sur la carotte MD99-2349. Tentative de hiérarchisation à partir de l'analyse à trois échelles différentes de ces dépôts (Jouet, 2003).

V.4.2.B Séquences lithologiques et interprétation dynamique

Les empilements sédimentaires de la dernière séquence identifiés sur l'interfluve en aval du dernier prisme sableux, sont constitués d'alternances de pélites avec des niveaux déposés par les écoulements induits par les tempêtes: sables et silts terrigènes. Sur une coupe verticale (équivalent de la carotte MD99-2349), trois ordres de séquences emboîtées sont individualisables à partir de l'analyse des discontinuités et de l'évolution du rapport sable-silt/argiles ("fining-up sequence"). Ces séquences d'épaisseur centimétrique à pluri-métrique se composent principalement d'un terme inférieur à dominante pélitique, surmonté par un terme sableux ou silteux moins épais (Figure V.25). Ces caractéristiques sont celles du terme proximal de la zonation définie par Guillocheau et Hoffer (1988) jusqu'à environ 40 à 50 m de profondeur. A noter que ces valeurs de profondeur sont en accord avec les paléo-bathymétries définies à partir des assemblages faunistiques sur la carotte MD99-2349.

A chaque échelle d'observation, il est possible de faire des hypothèses sur les modes de formation et les causes de ces assemblages sédimentaires.

- Au premier ordre (Figure V.25), la strate individualisée peut être interprétée comme la plus petite unité déposée enregistrant dans son faciès les caractéristiques de l'environnement de dépôt. Le dépôt d'une lamine silteuse est caractérisé par sa courte durée dans le temps (quelques heures à une centaine d'années) et par son mécanisme de sédimentation lié aux tempêtes.

- A un ordre intermédiaire (Figure V.25), les changements latéraux et verticaux de faciès marquent une évolution à plus grande échelle de temps. Les variations plus ou moins rapides du rapport sable-silt/argile décrivent des phases d'augmentation et de diminution de l'énergie de dépôt localement. La dynamique de changement global de lithologie s'étale sur quelques milliers d'années et pourrait être associée à des phénomènes autocycliques comme l'hydrodynamisme local à relier aux variations climatiques.

- Au dernier ordre (Figure V.25), les différents types d'unité (1-7 mètres) montrent un grano-classement inverse asymétrique avec des évolutions notables de lithologie et de microfaciès. Ces cycles peuvent être expliqués par des périodes répétitives transgressive/régressive à petite échelle. Ces arrangements géométriques et empilements de séquences de faciès sont corrélables sur l'ensemble de la plateforme externe par l'intermédiaire de la sismique Chirp. D'après la lithologie, les empilements verticaux de ces unités ont une évolution vers un pôle continental avec une migration globale de la zone littorale de ces unités successives vers la mer. Ces unités pourraient être le résultat de variations très hautes fréquences du niveau marin relatif. Leurs interprétations permettront de discuter l'eustatisme et les apports sédimentaires pendant la phase de glaciation et le Dernier Maximum Glaciaire.

Verticalement, l'analyse des dépôts nous informe donc de l'évolution bathymétrique (progradation liée à la régression). Les séquences de dernier ordre sont caractérisées globalement par une augmentation de la granulométrie et un épaissement des couches de tempêtes vers le haut: les tempestites distales sont recouvertes par les proximales. On peut imaginer que dans le cas d'une régression généralisée, les environnements de dépôt s'empilent successivement des plus distaux au plus proximaux.

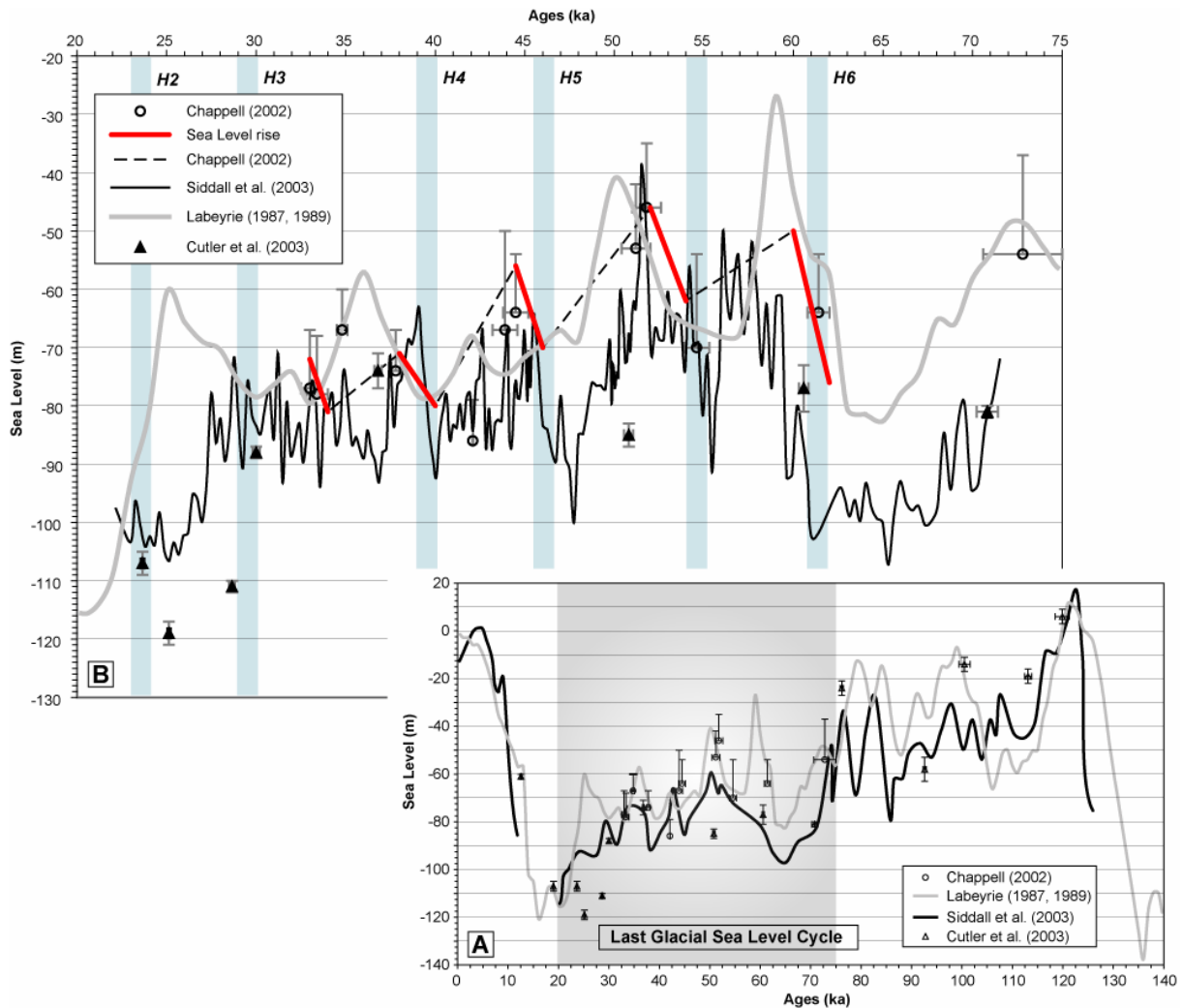


Figure V.26: Synthèse des courbes de variations globales du niveau de la mer (A) pendant le dernier cycle climatique et (B) pendant le stade isotopique MIS-3 (entre 20 000 et 75 000 ans cal. BP). Ces niveaux ont été établis à partir d'études isotopiques et morpho-sédimentaires (Labeyrie, 1987, 1989; Chappell, 2002; Cutler et al., 2003; Siddall et al., 2003); les estimations des paléo-niveaux eustatiques ont, en particulier, été réalisées à partir des isotopes de l'oxygène mesurés sur des sédiments profonds de la Mer Rouge (Siddall et al., 2003) et à partir des terrasses fossiles des récifs coralliens en Papouasie-Nouvelle Guinée (Chappell, 2002).

V.4.3. Eustatisme et variations climatiques haute fréquence

Cette étude démontre que pendant le dernier cycle climatique, la majorité des dépôts entre les stades isotopiques MIS-5 et MIS-2 forme une séquence sédimentaire régressive de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, progradant sur la plateforme externe (Figure V.7). Cette période climatique a été ponctuée par des changements abrupts du climat (stades et interstades) à l'échelle du millier d'années. Ces alternances rapides de périodes plus froides (stade) et plus chaudes ont affecté les enregistrements continentaux et marins (Rahmstorf,

2002) et font référence aux cycles de Dansgaard-Oeschger (DO) (Dansgaard *et al.*, 1993). L'association de plusieurs DO dans des cycles plus basse fréquence de Bond (Bond *et al.*, 1993) montre, tout d'abord, un refroidissement progressif jusqu'au stade le plus froid correspondant à un événement de Heinrich (HE) (Heinrich, 1988; Bond *et al.*, 1993) et immédiatement suivi par un intervalle particulièrement chaud (interstade). Or, même si cette variabilité rapide du climat est maintenant reconnue, les changements associés du niveau marin absolu ne sont pas encore complètement admis. Pourtant, des études "multi-proxies" suggèrent des remontées rapides du niveau de la mer de l'ordre de 10-15 m (Chappell, 2002; Lambeck *et al.*, 2002a) voir jusqu'à 35 m (Siddall *et al.*, 2003) pendant les événements de Heinrich et à la transition entre un HE et l'interstade suivant (Figure V.26).

L'amélioration de la résolution (et de la pénétration) de la sismique THR et la réalisation récente des forages Promess-1, fournissant des données lithologiques et "multi-proxies" pour calibrer les interprétations sismiques, ont permis d'explorer l'impact des changements climatiques rapides sur l'architecture sédimentaire de la marge continentale du Golfe du Lion.

V.4.3.A Mise en évidence d'un eustatisme haute fréquence

Les fluctuations rapides du climat pendant le dernier cycle climatique (dernier 130 000 ans) et en particulier pendant la dernière glaciation ont une expression bien distincte dans l'organisation stratigraphique de la plateforme externe du Golfe du Lion (Figure V.7). Les réflexions sismiques les plus marquées représentent, sur la plateforme externe, des surfaces d'érosion formées par une baisse du niveau de base (Figure V.12) alors que sur la pente continentale, elles sont attribuées à des intervalles sableux de condensation correspondant à des surfaces d'inondation formées lors d'un niveau marin plus haut (Figures V.11 et V.19). Ces surfaces d'inondation se sont en particulier formées à la transition entre les HE et interstades des cycles de DO (en particulier de H6 à GIS-16; de H4 à GIS-8; de H2 à GIS-2).

En dehors de l'eustatisme, deux autres facteurs auraient pu influencer la géométrie des dépôts de cette dernière séquence. Tout d'abord, les migrations latérales de lobes deltaïques se construisant sur la plateforme externe autour du Dernier Maximum Glaciaire, pourraient être à l'origine des discontinuités qui seraient alors purement auto-cycliques. Dans ce cas, les discontinuités ne pourraient cependant pas être suivies dans le remplissage des têtes de canyon et sur toute la zone Bourcart-Hérault, voir sur toute la plateforme (D63 par exemple).

Les variations de la quantité d'apports sédimentaires pourraient représenter une autre possibilité; à niveau marin constant, la diminution du flux en sédiments peut produire la condensation ou l'érosion des couches sédimentaires à cause d'un renforcement relatif de l'effet des vagues et des courants. Dans cette situation, les surfaces d'érosion observées sur la plateforme externe devraient correspondre à des périodes avec peu d'apports sédimentaires. A l'inverse, le calcul du taux de sédimentation au niveau de PRGL1-4 (Sierro *et al.*, soumis) montre que le taux de sédimentation augmente pendant les phases de refroidissement des cycles de Bond (Bond *et al.*, 1993) pour atteindre un maximum pendant les événements de Heinrich synchrones avec les surfaces d'érosion sur la plateforme, alors qu'il est minimum pendant les interstades des cycles de DO qui suivent (Figure V.19). Cela implique que les discontinuités sur la plateforme externe se sont bien formées en réponse à des petits épisodes de baisse du niveau de la mer et non à des changements du flux sédimentaire (Jouet *et al.*, soumis).

L'hypothèse d'un eustatisme à haute fréquence est également renforcée par l'interprétation des alignements de "pockmarks" observés sur la partie supérieure de la pente continentale au niveau de l'interfluve Bourcart-Hérault (Figure V.2). Ces dépressions pourraient être liés à des phénomènes de sortie de fluides et/ou de gaz actifs pendant les bas niveaux marins relatifs (Berné *et al.*, 2002a). L'exsolution des gaz suite à une diminution de la pression hydrostatique pendant une période prolongée de bas niveau marin augmente la saturation en gaz et induit une migration des gaz vers le haut de la colonne sédimentaire. Les sédiments peu profonds sont ainsi soumis à ce processus mais ils sont également affectés par la décompression des sources plus profondes. La migration des gaz semble être proportionnelle à la durée du bas niveau marin. Pendant les phases de remontées rapides le système se stabilise sous de nouvelles conditions hydrostatiques et les excès de pression interstitielle vont se concentrer dans les couches grossières (représentant les mfs). Au sein de la dernière séquence, trois sources de surpression interstitielle ont été repérées (Lafuerza *et al.*, soumis-a). Elles correspondent à trois niveaux de sédiments plus grossiers associés aux discontinuités sismiques majeures (D61, D63 et D65). La situation actuelle des sources de surpression interstitielle dans les sédiments reflète donc la pression interstitielle générée pendant les bas niveaux marins les plus importants.

La présence des "pockmarks" dans la zone et les sources de surpression interstitielle sont des preuves évidentes de la migration de ces gaz en réponse à des fluctuations rapides du niveau de la mer pendant le dernier cycle climatique.

V.4.3.B Expression stratigraphique des cycles climatiques de Bond

Dans le détail, l'organisation des unités sismiques et la chrono-stratigraphie suggèrent qu'un bas niveau marin relatif précède directement chaque interstade important des cycles de DO en même temps ou très proche dans le temps des événements de Heinrich. Cela nous a conduit à élaborer un scénario de construction de ces unités de dépôt sur la plateforme externe. Il est principalement contrôlé par des oscillations rapides du niveau de la mer en réponse aux fluctuations à court terme du climat pendant le dernier cycle climatique (Figure V.27).

Dans ce modèle stratigraphique, les plus hauts niveaux marins sont en phase avec les interstades principaux. Pendant les régressions marines associées aux périodes de refroidissement des cycles de Bond, il y a érosion de la plateforme externe alors que la sédimentation s'intensifie sur le haut de la pente continentale; ce qui a pour conséquence la progradation par régression forcée des unités de dépôts. Cette phase se termine au même moment que les événements de Heinrich. Ces derniers n'ont pas de signature lithologique significative sur la pente continentale, par contre, ils sont à l'origine de la formation des surfaces d'érosion sur la plateforme externe. Ces surfaces peuvent être assimilées à des limites de séquence à petite échelle, d'ordre supérieur à celui des cycles de 100 000 ans.

La remontée et le haut niveau marin relatif qui suivent se caractérisent par une diminution du taux de sédimentation sur le haut de pente et par une légère aggradation des dépôts sur la plateforme externe. L'interstade est marqué sur la pente par un niveau condensé grossier représentant une surface d'inondation. En résumé, chaque unité sédimentaire et sismique est ici l'expression stratigraphique des cycles climatiques de Bond (Jouet *et al.*, soumis).

V.4.3.C Paraséquences régressives et cycles glacio-eustatiques de 6^{ème} ordre

Pendant les stades isotopiques MIS-4, MIS-3 et MIS-2, la relation existant entre les plus longs stades définis par NGRIP et les interstades les plus chauds en Antarctique permet de mettre en évidence les événements climatiques les plus importants de cette période (Epica, 2006). Ces changements du climat, aux interstades 12, 8 et 4 sont plus susceptibles d'influencer le niveau absolu de la mer et de générer une signature plus nette dans l'enregistrement sédimentaire. L'amplitude de ces variations du niveau marin est difficile à

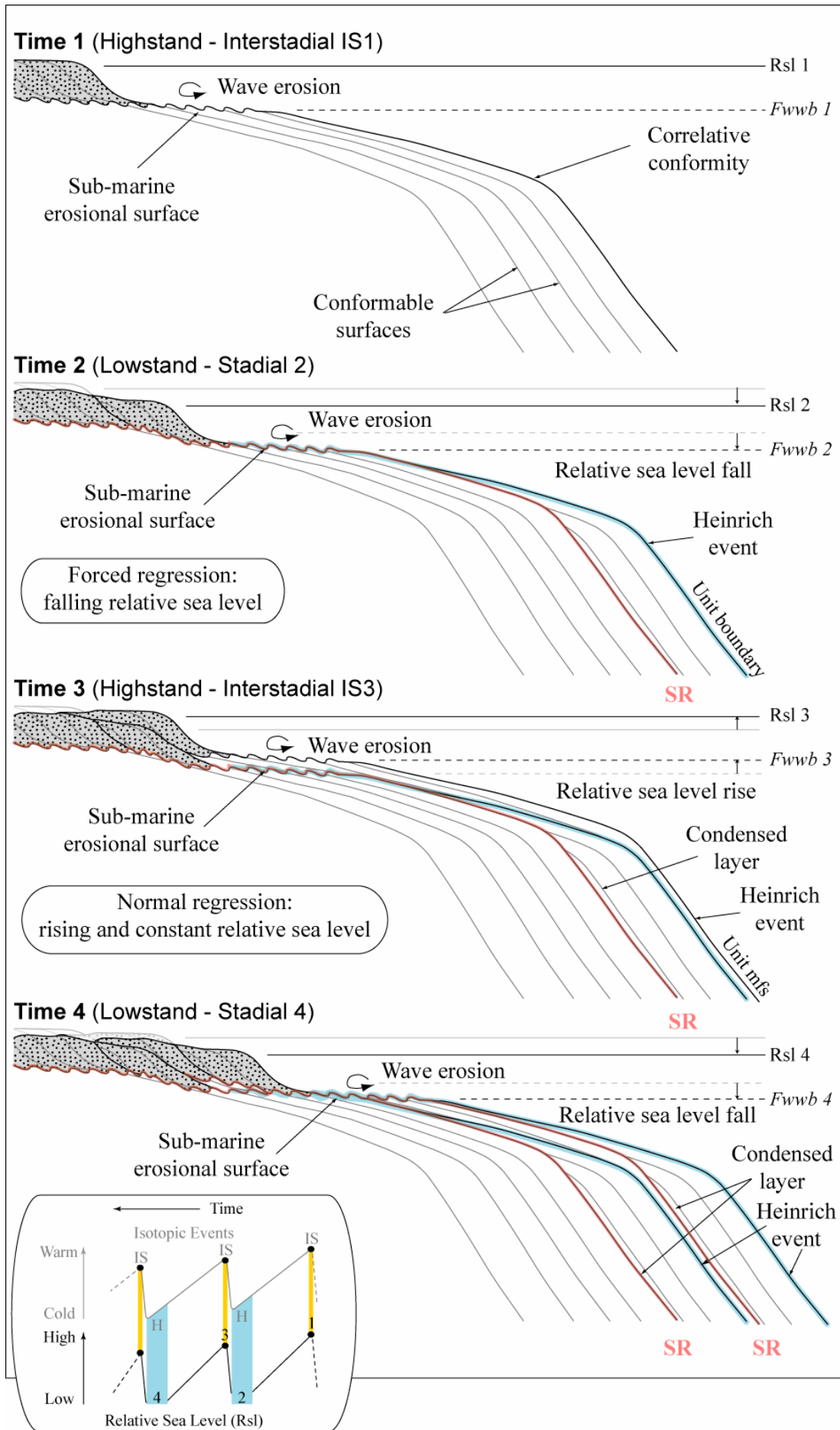


Figure V.27: *Modèle conceptuel de dépôt d'une unité sédimentaire formée durant un cycle climatique de Bond. Ce scénario se place dans les conditions d'un refroidissement global durant le stade isotopique MIS-3 accompagné d'une baisse globale du niveau de la mer. L'état initial correspond à un haut niveau marin en phase avec un interstade des cycles de DO. La progradation de l'unité sédimentaire régressive et l'érosion des topsets des cliniformes ont lieu pendant la baisse lente du niveau de la mer jusqu'à un bas niveau proche dans le temps d'un événement de Heinrich. La remontée rapide du niveau de la mer et le haut niveau qui suivent, vont favoriser la formation d'un intervalle condensé sur la pente continentale. La modélisation d'un cycle complet permet de mettre en évidence (en rouge) les discontinuités stratigraphiques qu'il est possible d'observer sur la sismique réflexion; des surfaces conformes associées aux hauts niveaux marins pendant les interstades sur la pente continentale, en continuité sur la plateforme externe avec des surfaces d'érosion formées par des bas niveaux marins (Jouet et al., soumis).* ◀

évaluer à cause de l'érosion des dépôts des interstades sur la plateforme externe pendant les stades consécutifs. Cependant, en extrapolant vers l'amont les terminaisons des surfaces préservées, nous estimons que les régressions marines sont de l'ordre de 5 à 10 m. Ces valeurs sont similaires aux estimations proposées par plusieurs auteurs (Chappell, 2002; Lambeck *et al.*, 2002a; Siddall *et al.*, 2003).

Cette étude confirme ainsi, de manière indépendante, l'existence de variations du niveau de la mer à l'échelle du millier d'années en relation ou du moins en phase avec les cycles climatiques de Bond. Les dépôts qui en résultent forment des paraséquences régressives de 15 à 20 m d'épaisseur contrôlées par des cycles glacio-eustatiques de 6^{ème} ordre (Jouet *et al.*, soumis).

V.4.4. Evolution du littoral sur la plateforme externe et eustatisme au DMG

Les interprétations géologiques et chrono-stratigraphiques dans la zone Bourcart-Hérault, complétées par des observations ponctuelles sur toute la marge du Golfe du Lion, nous permettent de proposer un scénario de dépôt des unités mises en place pendant la dernière période glaciaire (de U147 à U155). Dans cette synthèse seront également discutées la chronologie de connexions fleuves-canyons en réponse aux variations absolues du niveau de la mer et l'origine des sédiments.

V.4.4.A Scénario de dépôt

Ce scénario de mise en place des dépôts de la plateforme externe autour du Dernier Maximum Glaciaire (Figure V.28) est basé sur des indicateurs morphologiques, chrono-

stratigraphiques et paléo-environnementaux positionnés par rapport au niveau moyen actuel des mers (Jouet *et al.*, 2006). La majorité des profondeurs mentionnées correspondent à des niveaux marins relatifs (rsl).

- *Avant 38 000 ans cal. BP (U147)*

Cet intervalle de temps correspond au dépôt de la partie inférieure de S5 qui a été regroupée dans l'unité U147. Plusieurs échantillons de cette unité ont été prélevés le long de l'interfluve; PRGL1-4 fournissant la majeure partie des contraintes lithologiques et environnementales. Cependant, les assemblages de mollusques prélevés dans les sédiments argilo-silteux à la base de la carotte MD99-2349 (D63 à environ 145 m sous le niveau marin actuel), indiqueraient une paléo-bathymétrie de 50 à 90 m. Le niveau marin relatif serait ainsi compris entre 55 et 95 m autour de 38 000 ans cal. BP. La migration vers le large des "offlap break" est associée à une érosion marine importante des "topsets" des clinofformes en amont jusqu'à une profondeur de 145 m. Une baisse du niveau marin relatif à la fin du dépôt de U147 et jusqu'à 80-90 m rsl est nécessaire pour former cette surface d'érosion majeure D63, observable sur une grande partie de la plateforme externe du Golfe du Lion (Figure V.15). D'après les contraintes chrono-stratigraphiques, cette surface marquerait ainsi un épisode d'érosion et de bas niveau marin relatif autour de 38 000 ans cal. BP (HE-4). A cette période, il semble également qu'une connexion sous-marine précoce était déjà établie entre la tête de canyon Bourcart et un paléo-réseau fluvial débouchant au NE de l'interfluve Bourcart-Hérault (3 sur la figure V.2) via une dépression sous-marine orientée NE-SO.

- *De 38 000 à 29 000 ans cal. BP (U151a)*

Le dépôt de l'unité U151a intervient pendant cette période. Cette sous-unité n'est que partiellement préservée et seule la partie distale (PRGL1-4) nous permet de bien contraindre cet intervalle de temps. Les paléo-bathymétries données par les assemblages faunistiques (55-95 m rsl), sont équivalentes à celles indiquées au niveau de la surface D63. Par contre, des dépôts sableux proximaux ont progradé en amont de la section, à une profondeur actuelle qui peut être estimée autour de 75-80 m rsl (prolongation des "topsets" des clinofformes pentés).

Le peu de dépôt, au niveau de la partie inférieure du "shoreface" sur PRGL2-2 et plus profond au niveau de la carotte MD99-2349, indique une érosion importante des sédiments qui auraient du recouvrir la surface D63. Cette érosion se poursuit jusqu'à 145 m de

profondeur. Pendant cet intervalle entre 38 000 à 29 000 ans cal. BP, il semble donc que le niveau de la mer soit également descendu à une profondeur relative d'environ 80-90 m autour de 29 000 ans cal. BP (HE-3).

- *De 29 000 à 20 000 ans cal. BP (U151b et U512)*

Cet intervalle correspond à la mise en place des unités U151b et U152; il se termine par une chute brutale du niveau marin qui vient sceller le dépôt de ces unités. Avant cette chute, cette période de temps est globalement associée à une phase de relative stabilité du niveau de la mer ou à une régression lente pour les raisons suivantes:

- Les cliniformes fortement pentés du "shoreface" sableux ont progradé sur plus de 7 km (*i.e.* une progradation de la ligne de rivage d'environ 0.9 m/an) sans changement majeur de leur géométrie, à une exception près qui sera discuter plus loin.

- La passage de l'aggradation à la progradation des dépôts plus distaux (au niveau de la partie médiane de l'interfluve) découle d'une diminution progressive de l'accommodation. Les sédiments sont repoussés de plus en plus vers l'aval au fur et à mesure que la limite d'action des vagues de tempêtes migre vers le large avec la baisse du niveau de base.

- La paléo-bathymétrie est estimée à environ 50 m à partir des assemblages de macro-faunes de la base de U151b (MD99-2349). Plus haut dans la section, les assemblages de foraminifères benthiques prélevés dans l'unité U152, indiquent une diminution de la paléo-bathymétrie jusqu'à une quarantaine de mètres. Ces différents niveaux suggèrent un niveau marin relatif plutôt stable entre 80-90 m par rapport au niveau actuel.

- Les dépôts de tempêtes observés, à la fois sur la sismique et dans la carotte MD99-2349, sont caractéristiques d'un environnement de dépôt entre 30 et 40 m (Guillocheau and Hoffer, 1988).

- L'augmentation de la fraction sableuse dans les dépôts les plus récents, bien illustrée par l'augmentation de la densité et du sonique le long de la section MD99-2349, peut être associée à la diminution de l'espace disponible et à la migration de la ligne de rivage. L'accumulation rapide de nombreux lits sableux, au sommet de la carotte, est la conséquence d'une baisse rapide du niveau de la mer autour de 20 500 ans cal. BP.

- La cimentation des sables indurés (à 90 m de profondeur ou moins si une partie du matériel a été érodée) intervient à environ 21 000 ans cal. BP. Ce processus géochimique nécessite également un niveau marin relativement stable. Cet événement vient sceller cette

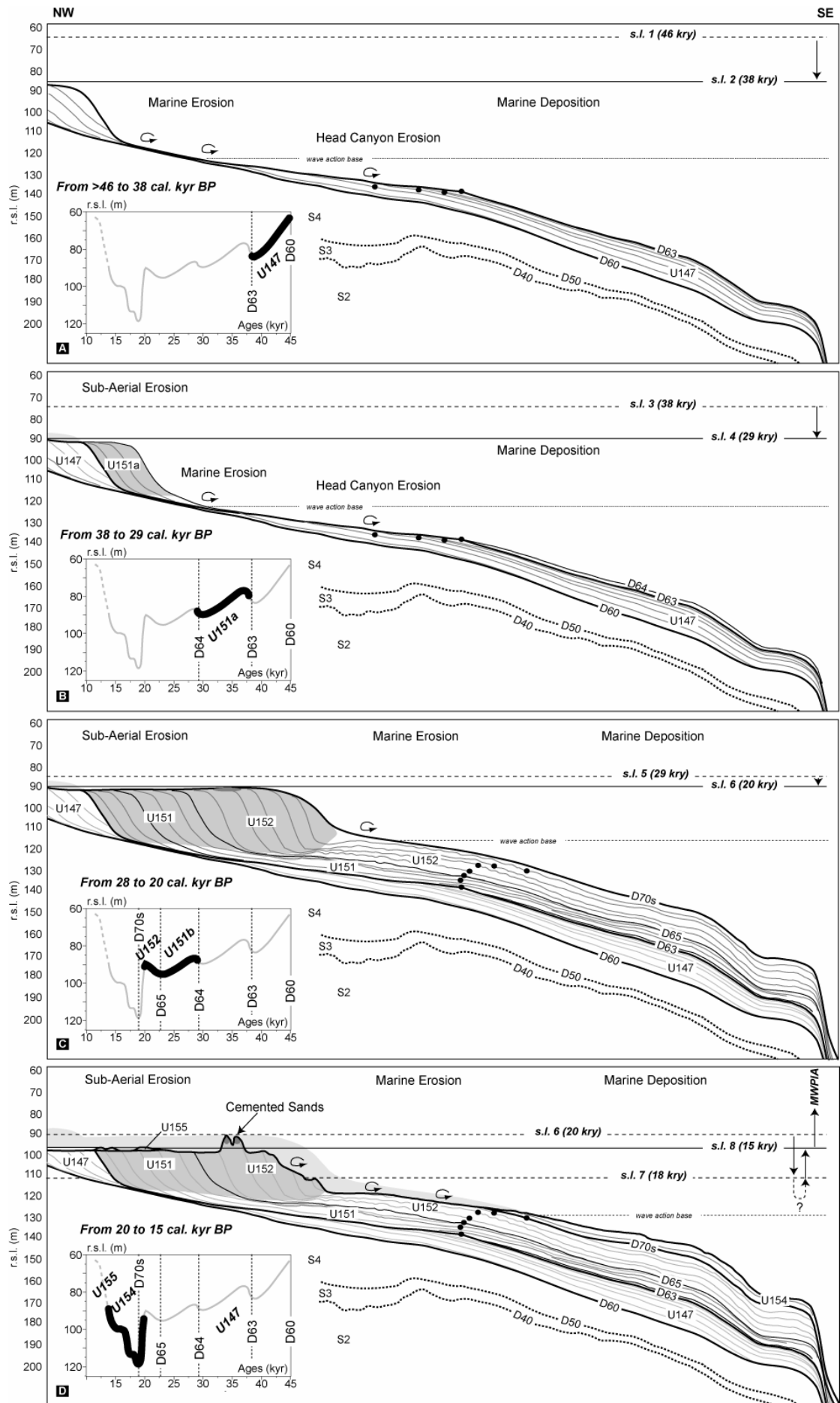


Figure V.28: Scénario de dépôt dans la zone de Bourcart-Hérault pour une période qui couvre le Dernier Maximum Glaciaire. Ce profil synthétique NO-SE se base sur les interprétations de la sismique et des données litho- et chrono-stratigraphiques (modifiée de Jouet et al., 2006). **A-** Evolution antérieure à 38 000 ans cal. BP. **B-** Evolution de 38 000 à 29 000 ans cal. BP. **C-** Evolution de 29 000 à 20 000 ans cal. BP. **D-** Evolution de 20 000 à 15 000 ans cal. BP. ◀

phase de stabilité du niveau de la mer. Elle sera directement suivie par une régression marine brutale. Dans le même temps, la déconnection de la branche Est de la tête de canyon Bourcart avec la paléo-rivière "3" (Figure V.2) va favoriser les connections "2a" et "2b" (Figure V.2) avec les têtes de canyon plus au Nord et à l'Ouest.

Il faut tout de même noter que cet intervalle est ponctué par une variation dans la progradation du "shoreface". La surface D65 qui se prolonge à l'intérieur du prisme témoigne de cette fluctuation. En effet, D65 a pu être identifiée, au milieu de cette progradation, à l'aide d'un replat caractéristique à la transition entre les "foreset" et les "bottomsets" des clinofformes qui est également contraint par la transition sur PRGL2-2 entre des sables fins massifs au-dessus et des alternances sables-silts/argiles en-dessous. Ce replat des clinofformes indiquerait la position d'une érosion sous-marine autour de 125 m. D65 marque également la transition entre les unités U151 aggradante et U152 progradante. Cette surface a été formée lors d'un bas niveau marin relatif. En résumé, l'intervalle de 29 000 à 20 000 ans cal. BP correspondrait à une phase de stabilité du niveau marin autour de 90 m rsl, ponctuée par une chute/remontée à 105-110 m rsl autour de 24 000 ans cal. BP et terminée par une chute brutale à 20 000 ans cal. BP.

- *De 20 000 à 15 000 ans cal. BP (U154 et U155)*

L'unité U154 s'est déposée entre 20 000 et 15 000 ans cal. BP sur la plateforme externe du Golfe du Lion; elle enregistre le renversement de tendance du niveau de la mer avec la fin de la régression glaciaire et le début de la transgression déglaciaire. L'absence de sédiments entre 110 et 140 m indique qu'il y eu "bypass" ou érosion à ce niveau, sans doute parce que la zone était située au-dessus de la limite d'action des vagues ou du niveau marin. Seule la partie distale à granulométrie fine du littoral du Dernier Maximum Glaciaire a été conservée au-delà de 140 m de profondeur (par rapport au niveau actuel). La position du plus bas niveau marin n'est pas évidente à estimer à partir des clinofformes pentés des paléo-"shorefaces" dans la mesure où les "topsets" ne sont que partiellement préservés après l'érosion régressive et le

ravinement transgressif. Par conséquent, la localisation des dépôts et des érosions entre 20 000 et 15 000 ans cal. BP, indique que la terrasse à 110-115 m ne représente pas la position du plus bas niveau marin. Au contraire, il semble qu'elle soit formée pendant un niveau relativement stable lors de la remontée du niveau de la mer ("terrace riser" décrit par Adams and Wesnousky, 1998). Cela implique donc que le niveau marin relatif soit descendu au minimum à 110-115 m et plus probablement jusqu'à une profondeur maximum de 140 m sur le rebord de la plateforme du Golfe du Lion. L'observation de prismes à cliniformes pentés à ces mêmes profondeurs dans la partie orientale du Golfe du Lion (interfluves Petit-Rhône-Grand-Rhône et Grand-Rhône-Estaque) apporte des témoignages supplémentaires de ce très bas niveau marin relatif (Figure V.5). En prenant en compte une subsidence de l'ordre de 5 m (pour les derniers 20 000 ans) et une isostasie liée à la surcharge eustatique entre 15 et 20 m, l'estimation du plus bas niveau marin absolu pendant le Dernier Maximum Glaciaire serait estimé au minimum à 90 m et de manière plus précise autour 120 m. Une valeur généralement citée en référence par la communauté scientifique.

Le fort taux d'accumulation sur la pente entre 20 000 et 18 000 ans cal. BP (2,5 m/ka) peut s'expliquer par la proximité des sources d'apports sédimentaires. A l'Est de la zone, la présence avérée d'un paléo-Rhône (1 sur la figure V.2) est à l'origine de la construction d'un édifice prodeltaïque en rebord de plateforme juste en amont de la tête de canyon Hérault-1. Le panache sédimentaire contraint par la circulation anti-horaire du courant Liguro-Provençal, devait atteindre l'interfluve Boucart-Hérault.

La période approximative du début de remontée du niveau de la mer peut être datée à partir de la diminution rapide du taux d'accumulation qui intervient entre 18 000 et 17 000 ans cal. BP. La marche bathymétrique mise en évidence autour de 98-105 m marque également une diminution dans la vitesse de la transgression marine vers 15 900 ans cal. BP (âge de la surface de ravinement à 99 m de profondeur d'après Bassetti *et al.*, 2006). La progradation du littoral glaciaire (prisme PII) qui présente dans sa partie la plus avale, une tendance aggradante se termine par cette rupture de pente. L'érosion des "Pierres de Sète" qui a façonné un relief sableux de plus de 20 m de haut, s'effectue principalement entre 21 000 et 15 000 ans cal. BP. A partir de cette date, les dépôts du corps transgressif se mettent en place sur la plateforme externe (U155).

V.4.4.B Connexions fleuves-canyons et sources des sédiments

Des études antérieures ont démontré que les apports détritiques du Rhône, très chargés en matériel calcaire, avaient participé pour partie à la construction de l'interfluve Bourcart-Hérault (*in* Rabineau, 2001). Les analyses des argiles sur les carottes CLKS08 (équivalent de MD99-2349), CLKS11 et MD99-2348 viennent confirmer cette hypothèse. Elles montrent, d'après les teneurs en minéraux et les abondances relatives en smectite, illite, kaolinite et quartz, une double affinité des dépôts de l'interfluve Bourcart-Hérault: une source rhodanienne liée aux dépôts par décantation (transport en suspension) et une source plus directe provenant des fleuves pyrénéo-languedociens (Chamley, 1999; van Welden *et al.*, soumis). Les minéraux lourds collectés dans la tête de canyon Bourcart valident également cette double origine des sédiments déposés (Duplaix, 1972).

Dans cette partie centrale du Golfe du Lion, la comparaison des assemblages palynologiques des deux carottes MD99-2349 et MD99-2348/PRGL1-4 confirme également le fait que la plateforme externe et le haut de la pente continentale aient été sous des influences sédimentaires différentes pour la période antérieure à 20 000 ans cal. BP (Beaudouin *et al.*, 2007). Des différences dans la quantité des taxons semblent être en relation avec leur position géographique. Sur la plateforme externe, la quantité d'*Abies* et *Picea* est plus importante que sur la pente continentale pour une même période de temps. Cette évolution vers l'aval des enregistrements polliniques semble être liée à l'origine des sédiments. Le phénomène est parfaitement connu à l'heure actuelle dans le Golfe du Lion; le signal pollinique de la partie orientale de la plateforme alimentée par les apports du Rhône, est différent de celui de la partie occidentale fournie en sédiments par les rivières pyrénéo-languedociennes. Ces variations reflètent les différences de végétation des bassins versants rhodaniens et pyrénéo-languedociens. Les pollens indiquent que les unités U151 et U152 de la carotte MD99-2349 sur la plateforme externe, sont issus du dépôt de sédiments provenant des paléo-rivières Agly/Aude/Orb/Hérault qui drainaient les plaines du Languedoc-Roussillon et les montagnes Pyrénéennes. A l'opposé, les sédiments déposés plus en aval au niveau du haut de pente (MD99-2348/PRGL1-4) ont un contenu pollinique typique des apports du Rhône. Les pollens apportent donc ici une preuve supplémentaire de la connexion d'un paléo-Rhône aux têtes de canyons Hérault-2 et Hérault-3 pendant la dernière période glaciaire et le bas niveau marin. Les dépôts sédimentaires de la plateforme externe sur l'interfluve Bourcart-Hérault étaient quant à eux dominés par les sédiments pyrénéo-languedociens. Les dépôts fins

et distaux du Rhône ont pu être redistribués par le courant Liguro-Provençal actif durant la période glaciaire (Myers *et al.*, 1998).

Ces connexions fleuves-canyons ont aussi été démontrées par la cartographie des paléo-réseaux fluviaux sur la plateforme externe à partir des observations morphologiques (*cf* section V.1.1.C). En plus du paléo-Rhône connecté au canyon Hérault, d'autres cours d'eau plus occidentaux, tels que l'Aude et/ou l'Agly, montrent les traces évidentes d'une connexion avec le flanc occidental du canyon Bourcart (Figure V.2). De manière plus discrète, des traces d'incisions pratiquement effacées par l'érosion, marquent les trajets de cours d'eau arrivant par le Nord-Est de l'interfluve et au Nord de la tête de canyon Bourcart. Ces paléo-rivières ont pu respectivement traverser d'Est en Ouest l'interfluve et couler à travers les "Pierres de Sète". L'étude couplée du canyon Bourcart (Gaudin, 2006) et de l'interfluve adjacent, ainsi que les observations précises faites sur les "Pierres de Sète", ont permis d'établir une chronologie précise de connexion/deconnexion des paléo-rivières aux différentes têtes de canyon Bourcart:

- Antérieurement à 20 000 ans cal. BP, une connexion sous-marine précoce semble s'être instaurée entre un paléo-réseau fluvial regroupant des fleuves languedociens et débouchant au Nord-Est de l'interfluve (3 dans la figure V.2) et la tête de canyon Bourcart la plus orientale. Cette connexion se matérialise par une dépression continue du NE au SO, affectant l'ensemble des dépôts de l'interfluve en aval du prisme sableux. L'analyse du remplissage de la tête de canyon Bourcart montre également pour cette période, des apports sédimentaires en provenance de l'Est. Les dépôts associés sont chaotiques et massifs dans l'axe du canyon et montrent des faciès aggradants sur le flanc Est et de l'érosion sur le flanc Ouest du canyon (Gaudin, 2006).

- Vers 20 000 ans cal. BP, une évolution rapide et importante dans la distribution des apports sédimentaires intervient sur le rebord du plateau, sans doute suite à une baisse du niveau de la mer (*cf* paragraphe précédent). Il semble qu'il y ait une migration vers l'Ouest des connexions des paléo-rivières à la tête du canyon Bourcart (2a et 2b sur la figure V.2). Le déplacement ou l'arrivée d'autres paléo-chenaux a affecté les dépôts glaciaires situés directement en amont des têtes septentrionales puis occidentales du canyon Bourcart. Ainsi, des encoches (hauteur de 5 à 10 m) incisant les sables cimentés et leur remplissage, montrent de manière évidente que ces reliefs sableux ont été traversés et contournés par un réseau fluvial (Figure V.2 et V.4). Cet apport d'eau saumâtre pourrait d'ailleurs être à l'origine de la cimentation calcaire des sables. Ces cours d'eau étaient directement connectés aux chenaux

actuellement comblés décrits par Gaudin (2006) dans les têtes du canyon Bourcart. Au cours de cette période se développent dans la tête du canyon plusieurs systèmes chenaux-levées alimentés par des sources dont la localisation fluctue au cours du temps pour passer du NO au presque NE pour revenir au NO. Ce sont ces systèmes chenaux-levées qui comblent la partie proximale de la tête du canyon.

- Postérieurement à 20 000 ans cal. BP, le fort taux de sédimentation sur la partie supérieure de la pente de l'interfluve jusqu'à 18 000 ans cal. BP et la présence d'un édifice prodeltaïque juste au-dessus des têtes de canyon Hérault-1 et Hérault-2, peuvent s'expliquer par la proximité de la connexion d'un paléo-Rhône avec les têtes de canyon Hérault-2 et Hérault-3 (1 dans la figure V.2). Les sédiments fins étaient transportés sur cette partie de l'interfluve par la circulation anti-horaire du courant Liguro-Provençal actif à cette période (Myers *et al.*, 1998). Ensuite, il apparaît que le Rhône migre progressivement vers l'Est du Golfe du Lion avec la remontée déglaciaire du niveau de la mer. La palynologie suggère que le Rhône a pu être connecté en même temps à plusieurs canyons (Petit-Rhône, Hérault-2 et -3), répartissant ainsi la quantité des flux dans ses différents émissaires (Beaudouin *et al.*, 2004). Finalement, le canyon du Petit-Rhône est l'un des derniers canyons connectés au Rhône; le Néofan du Rhône se met en place à cette période (Dennielou *et al.*, soumis). Au niveau de l'interfluve Bourcart-Hérault, ce déplacement vers l'Est du Rhône a pour effet principal de diminuer la part relative des apports distaux du Rhône par rapport à ceux provenant des fleuves pyrénéo-languedociens; ceci est confirmé par l'analyse des argiles (van Welden *et al.*, soumis). Pendant cette période de transgression, un émissaire provenant des bassins versants occidentaux est resté connecté à la tête du canyon Bourcart, la plus à l'Ouest (2b dans la figure V.2). Dans cette partie proximale du canyon, la morphologie du chenal axial actuel (Gaudin, 2006) et l'empreinte de son extension sur le plateau externe à travers la partie occidentale des "Pierres de Sète" indiquent que cette tête du canyon Bourcart est la dernière à avoir été connectée.

La double origine, rhodanienne et pyrénéo-languedocienne, des apports sédimentaires se matérialise dans la stratigraphie de la plateforme externe du Golfe du Lion. Pendant le dernier cycle glaciaire, la zone centrale d'accumulation Bourcart-Hérault a été le lieu de confluence des paléo-réseaux fluviaux provenant à la fois du Rhône et des fleuves pyrénéo-languedociens. L'enregistrement sur l'interfluve de cette double affinité sédimentaire a été rythmé par les connexions/déconnexions successives des fleuves aux différentes têtes des canyons Bourcart et Hérault.

CONCLUSION

Nos travaux permettent d'élaborer un scénario de dépôt relativement précis et bien contraint chronologiquement mettant en scène des variations rapides du niveau de la mer. En particulier, une chute importante intervient avant 38 000 ans cal. BP, suivie d'une période de relative stabilité autour de 90 m (rsl) de profondeur pendant la régression glaciaire et jusqu'à 21 000 ans cal. BP. Le niveau minimum de la mer au Dernier Maximum Glaciaire est estimé à environ 140 m (rsl). Corrigée de la subsidence et des effets d'isostasie, cette paléo-profondeur indiquerait un bas niveau marin absolu d'environ 120 m. Postérieurement, les précurseurs de la transgression déglaciaire s'installent entre 18 000 et 17 000 ans cal. BP. La période entre 17 000 et 15 900 ans cal. BP marque une étape dans cette remontée avec la formation d'une encoche marine entre 98-105 m (rsl).

L'analyse des enregistrements sédimentaires confirme également leur capacité à conserver les empreintes des changements climatiques à l'échelle des milliers d'années. Cette étude révèle de manière précise l'impact des fluctuations du climat et des variations haute fréquence du niveau de la mer sur l'organisation stratigraphique et sur la sédimentation d'une marge continentale. La stratigraphie permet de mettre en évidence un eustatisme global contrôlé par des cycles de 6^{ème} ordre (période glacio-eustatique de l'ordre de 1 000 à 10 000 ans) en réponse aux événements climatiques du dernier cycle de 130 000 ans. La résolution de la sismique Chirp et des analyses litho-stratigraphiques permet en particulier de montrer l'effet des cycles de refroidissement de Bond sur la sédimentation d'une plateforme méditerranéenne.

CHAPITRE - VI

LA PERIODE DEGLACIAIRE

(derniers 20 000 ans)

(du stade isotopique MIS-2 au stade MIS-1)



INTRODUCTION

La transition de la dernière période glaciaire à l'interglaciaire actuel correspond au dernier changement climatique majeur du Pléistocène. En l'espace d'environ 10 000 ans, la déglaciation a entraîné de nombreuses modifications environnementales et géologiques sur le continent et en mer. Le réchauffement du climat a en particulier entraîné la déstabilisation des calottes polaires et simultanément une transgression marine globale. A l'échelle régionale, une grande partie du bassin versant du Rhône était recouverte par les glaciers alpins pendant le maximum de glaciation (Figure VI.1). Depuis, les conditions hydrographiques ont évolué et la majorité du produit de l'érosion due à la fonte de ces glaciers a été transportée vers le Golfe du Lion via le Rhône. En outre, la déglaciation ne s'est pas effectuée de manière progressive et la variabilité régionale du climat pendant cette période a affecté l'ensemble des facteurs régissant la sédimentation.

De nombreuses incertitudes existent notamment autour des variations du niveau de la mer pendant cette période. Les estimations à partir d'observations géologiques ou dérivées de l'enregistrement des isotopes de l'oxygène varient selon les auteurs. Les pulsations eustatiques, telles que les "melt water pulses" (Mwp) sont-elles réelles et dans ce cas ont-elles une expression stratigraphique ? Par ailleurs, quel a été l'impact réel de ces fluctuations climatiques rapides sur les conditions environnementales ? L'érosion, le transport et la sédimentation du bassin rhodanien ont en effet beaucoup évolué au cours du réchauffement. Enfin, comment l'évolution des flux sédimentaires à l'embouchure du Rhône est venue interagir avec les processus sédimentaires marins de la plateforme du Golfe du Lion ?

L'enregistrement du dernier demi-cycle glaciaire est particulièrement bien exprimé au niveau du système sédimentaire formé d'aval en amont, par l'éventail turbiditique profond du Rhône, le réseau de canyons, les différents lobes sédimentaires jalonnant sur la plateforme la remontée pulsée du niveau marin et enfin par les migrations latérales du delta durant l'Holocène récent (Figure VI.2). Depuis plus de trente ans, ces accumulations sédimentaires ont fait l'objet de nombreuses études, en particulier sur la plateforme continentale du Rhône. Aloïsi *et al.* (1975b) ont été parmi les premiers à identifier les corps sédimentaires associés au retrait du Rhône en réponse à la remontée du niveau marin déglaciaire. Par la suite, plusieurs études ont conduit à préciser la morphologie (Tesson *et al.*, 1998) et la stratigraphie sismique de ces paléo-deltas submergés (Gensous *et al.*, 1993b; Marsset and Bellec, 2002). Malgré cela, il existait peu d'informations chrono-stratigraphiques permettant de contraindre et de valider les scénarios de mise en place de ces ensembles sédimentaires.

Ce chapitre est donc dédié à la définition et la compréhension de l'organisation stratigraphique des dépôts post-glaciaires. Pour cela, nous avons tout d'abord, réalisé une synthèse détaillée de l'organisation stratigraphique du cortège transgressif et de haut niveau marin grâce à la compilation d'une importante base de données sismiques. En complément, une investigation plus approfondie de la morphologie ainsi que la calibration chrono- et litho-stratigraphique des unités sismiques cartographiées sur la plateforme ont été rendues possibles par l'acquisition de nouvelles données géophysiques et de nombreux carottages. Ces analyses ont alimenté un modèle conceptuel qui a pour objectif l'étude des relations entre les séquences sédimentaires, la variabilité du niveau marin et du flux sédimentaire, dans une approche terre/mer ("Source to Sink") reprenant les informations disponibles aussi bien dans le bassin versant que sur la plaine deltaïque, la plateforme et le bassin profond. Nous présenterons enfin les résultats de simulations stratigraphiques qui ont permis de caractériser l'évolution des flux sédimentaires terrigènes pendant la déglaciation.

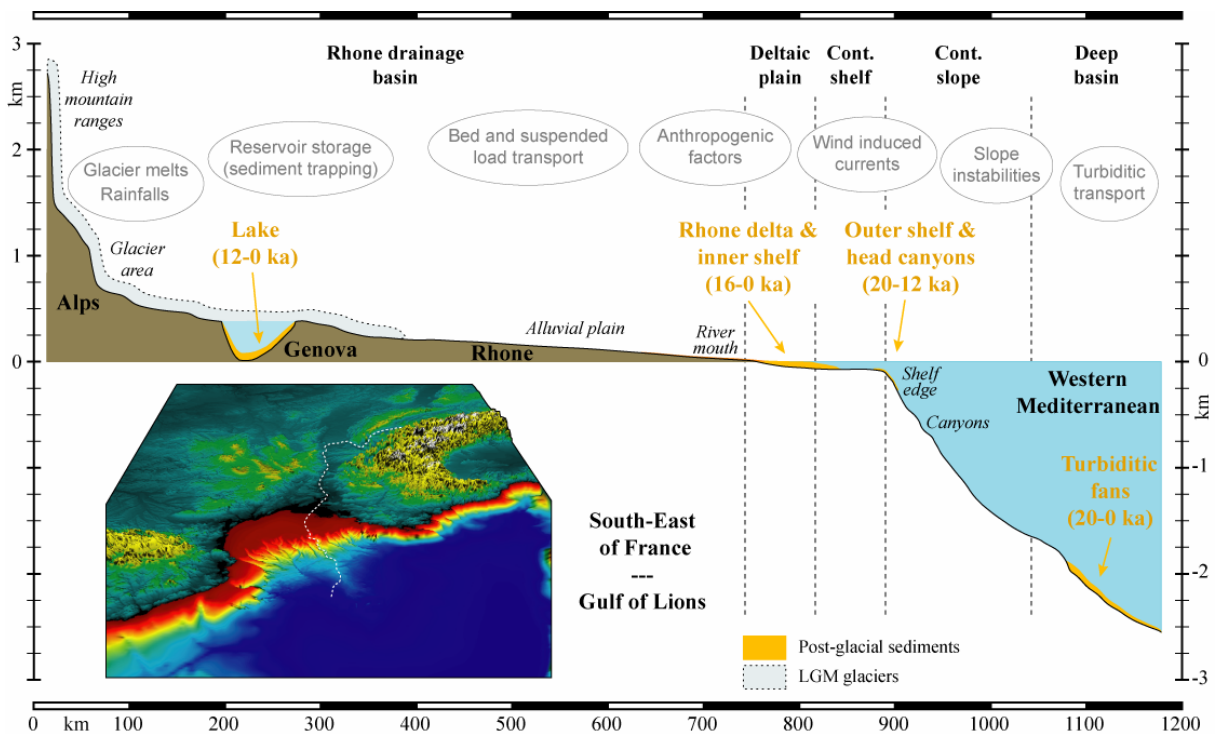


Figure VI.2: Section Terre-Mer ou "source-to-sink" recoupant les ensembles physiographiques de la marge continentale du SE de la France et du Golfe du Lion. Le Rhône est l'une des plus grandes rivières de l'Europe de l'Ouest. Il prend sa source à partir du glacier du Rhône à une altitude de 1 765 m. Après s'être écoulé en Suisse sur 260 km, il entre en France à travers le lac Léman. La rivière s'écoule pendant 812 km avant d'entrer dans la mer Méditerranée. Les positions des différents dépôt-centres de la période déglaciaire sont indiquées sur la courbe hypsométrique du bassin rhodanien.

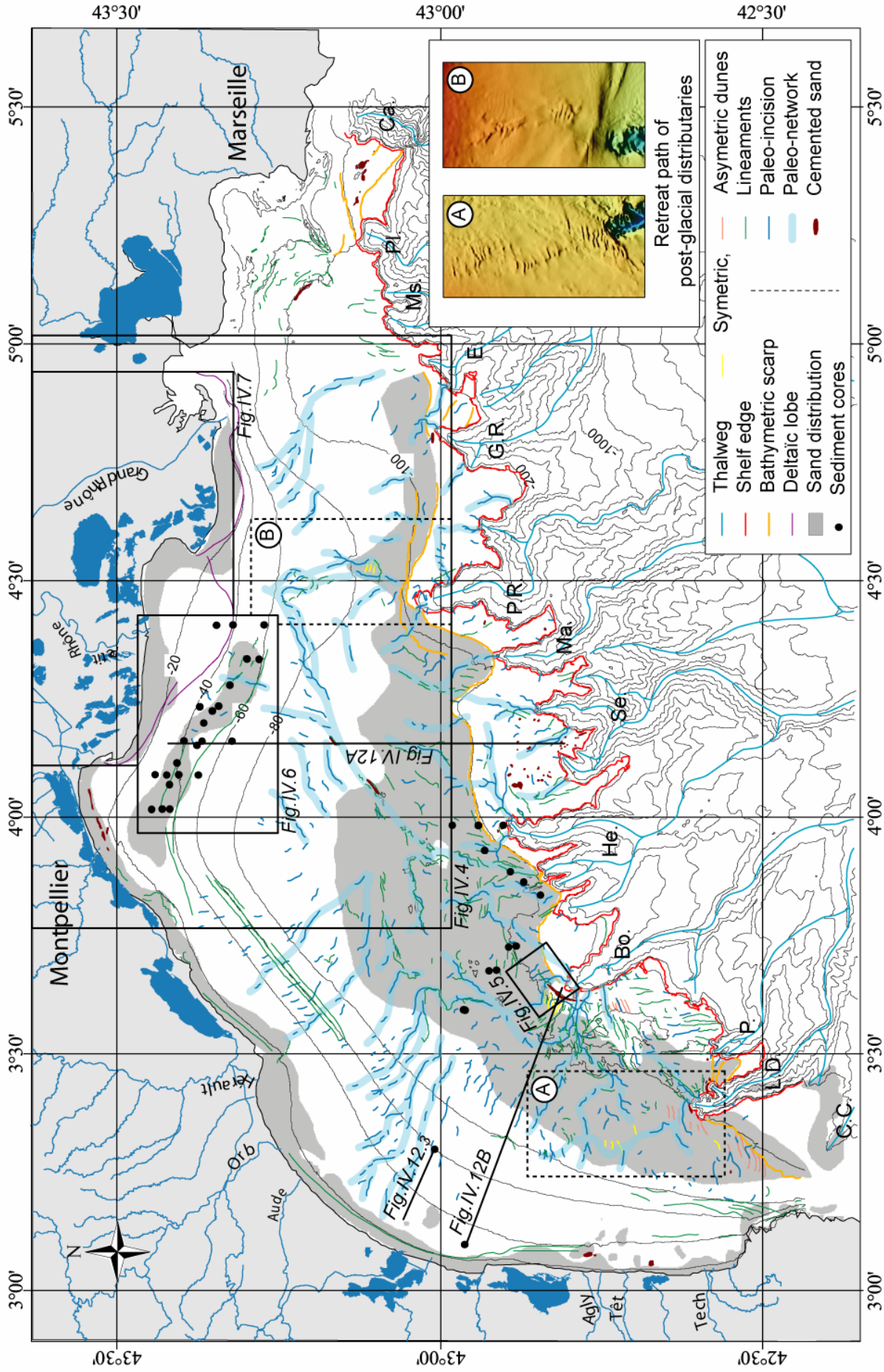


Figure VI.3: Morphologie de la plateforme du Golfe du Lion. Identification des figures sédimentaires (d'après Berné et al., 2002a) et tracé des paléo-réseaux fluviaux sur le plateau (logiciel Isatis). Canyons: Cap de Creus (C.C.), Lacaze-Duthiers (L.D.), Pruvot (P.), Bourcart (Bo.), Hérault (He.), Sète (Se), Marti (Ma.), Petit-Rhône (P.R.), Grand-Rhône (G.R.), Estaque (E.), Marseille (Ms.), Planier (Pl.) et Cassidaigne (Ca.) ◀

VI.1. MORPHOLOGIES ET MARQUEURS DE LA PÉRIODE DÉGLACIAIRE

Que ce soit en domaine marin ou continental, la physionomie actuelle de la plateforme du Golfe du Lion reflète l'organisation stratigraphique des dépôts post-glaciaires. L'analyse morphologique des édifices deltaïques et prodeltaïques du Rhône à partir des observations faites sur la plaine deltaïque (équipe du CEREGE) et à partir des mesures géophysiques sur la plateforme ennoyée (Figure VI.3), permet de localiser les accumulations sédimentaires des 20 000 dernières années et d'en étudier la dynamique de mise en place passée et plus récente. En particulier, les cartes bathymétrique et des pentes (Figure VI.4) permettent de matérialiser les principales structures géomorphologiques qui composent les paléo-deltas submergés du Rhône (Berné *et al.*, sous presse). Nous allons ainsi décrire les objets sédimentaires du Sud vers le Nord dans le sens de la remontée du niveau de la mer, qui a participé activement à la configuration actuelle de la plateforme.

VI.1.1. Morphologies déglaciaires de la plateforme externe et médiane du GDL

Au début de la transgression, la plateforme externe va être la première zone affectée par l'évolution de la ligne de rivage. L'impact des fluctuations marines se matérialise par des terrasses d'érosion marine, des édifices prodeltaïques ou de "shoreface", mais également par des dépôts transgressifs organisés sous forme de bancs et dunes sédimentaires (Figure VI.3).

VI.1.1.A Terrasses d'érosion et édifices prodeltaïques

En amont des canyons Petit-Rhône et Grand-Rhône, 2 plateaux peuvent être distingués à 110-115 m (1 sur la figure VI.4) et à 98 m (2 et 3a sur la figure VI.4). Ces niveaux définis sur toute la plateforme externe du Golfe du Lion (Berné *et al.*, 2002a; Jouet *et al.*, 2006) correspondent à des périodes de relative stabilité pendant le début de la remontée déglaciaire du niveau de la mer. Ils se matérialisent sous forme de terrasses d'érosion venant, soit marquer

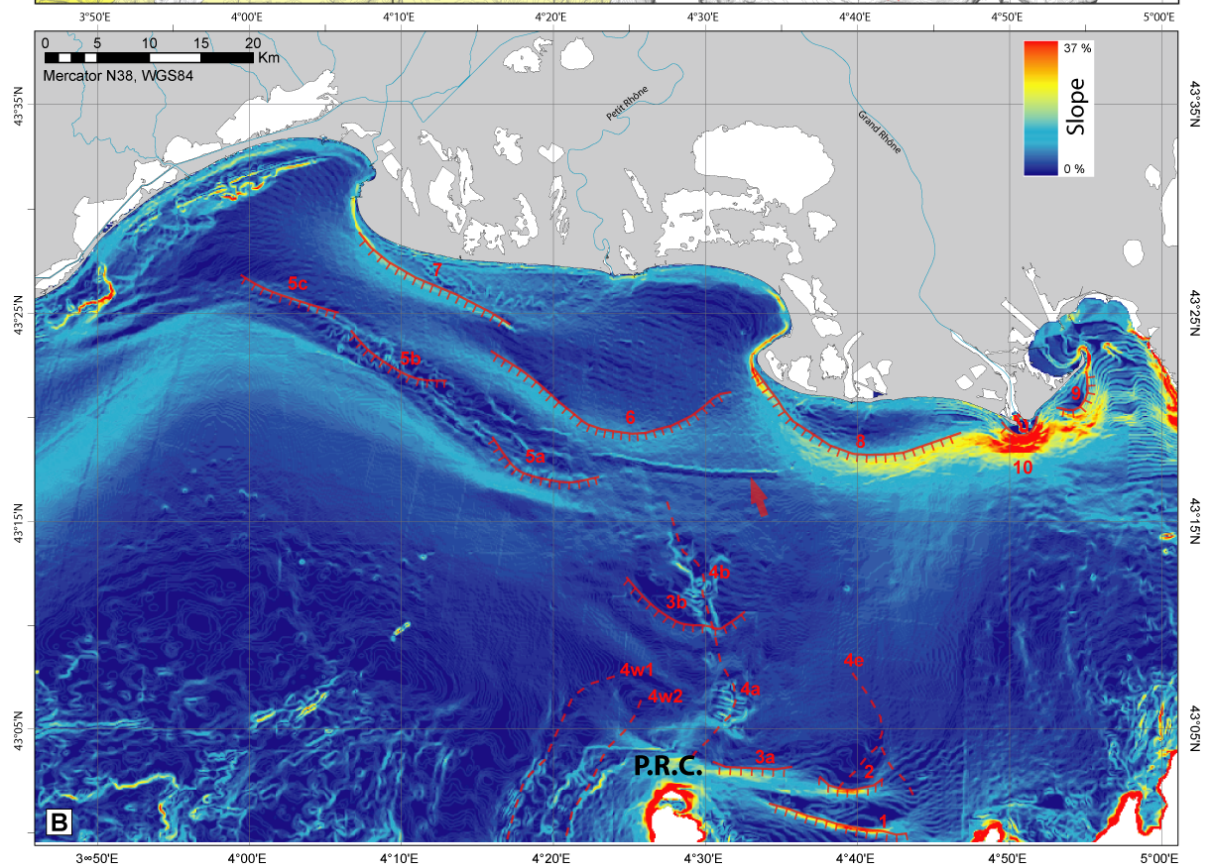
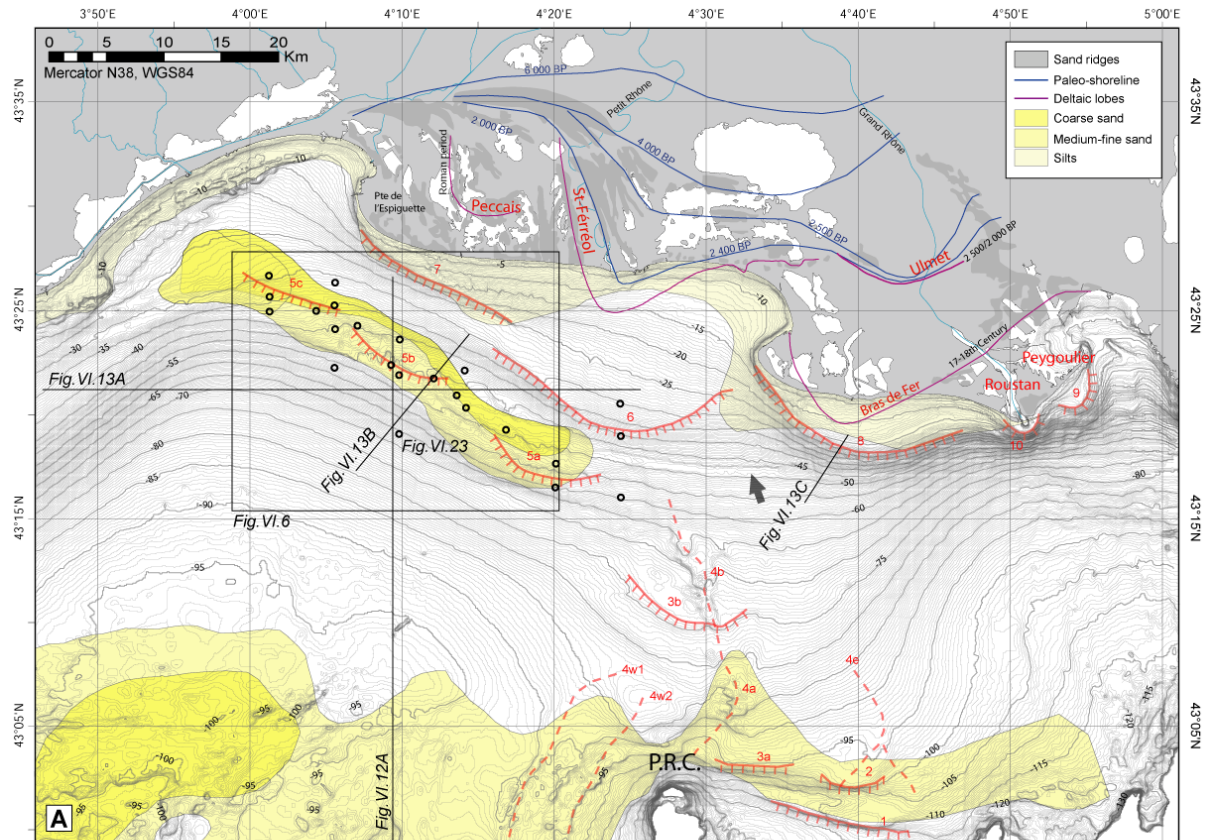


Figure VI.4: Morphologie détaillée des corps sédimentaires de la période déglaciaire à partir de la carte bathymétrique (A) de la partie orientale du Golfe du Lion et de la carte des pentes (B), calculées à partir du modèle numérique de terrain (modifiée de Berné et al., sous presse). Identification des morphologies laissées par le retrait du système deltaïque du Rhône en réponse à l'élévation du niveau de la mer: (1, 2, 3a et 3b) fronts de delta ou lignes de rivages au début de la déglaciation; (4a et 4b) dépôts deltaïques préservés associés au retrait du Rhône et de ses différents bras (4w1, 4w2, 4e); (5a, 5b et 5c) complexe deltaïque submergé ERDC; (6) ancien prodelta de Saint-Ferréol; (7) ancien prodelta de Peccaïs; (8) ancien prodelta du Bras de Fer (Petit Age Glaciaire); (9) ancien prodelta de Peygoulier; (10) prodelta récent de Roustan. Les paléo-rivages et les morphologies du delta ont été décrites par L'Homer et al. (1981), Arnaud-Fassetta (1998), Vella (1999), Provansal (2003) et Vella et al. (2005). La répartition géographique des sables sur la plateforme est issue des travaux d'Aloïsi (1986) mis à jour avec nos échantillons (représentés par des cercles). ◀

d'une encoche les dépôts régressifs progradants (e.g. interfluve Bourcart-Hérault), soit tronquer le sommet des édifices prodeltaïques transgressifs également progradants (e.g. interfluve Petit-Rhône-Grand-Rhône) (Figures V.5 et V.15). Ces structures présentées de manière détaillée au chapitre précédent (cf Chapitre V), ont été datées sur l'interfluve Bourcart-Hérault, entre 18 000 et 17 000 ans cal. BP pour le niveau 1 et plus récent que 16 000 ans cal. BP pour les niveaux 2 et 3a (Jouet et al., 2006).

VI.1.1.B Bancs et dunes sableuses de la plateforme externe

Plusieurs zones de la plateforme externe présentent des interfaces ondulées du fond de mer avec des formes sédimentaires plus ou moins bien organisées. Des bancs et des dunes affectant des dépôts post-glaciaires ont été étudiées dans la partie amont de l'interfluve Bourcart-Hérault au-dessus du prisme sableux régressif (Bassetti et al., 2006). Les données de bathymétrie multifaisceaux très haute résolution (EM1000 et EM1002S; cf Chapitre II.I) permettent d'individualiser des ondulations du fond de la mer entre 95 et 110 m de profondeur (Figures VI.3 et VI.5). Ces bancs ont une distribution locale et ils forment des reliefs à hauteurs variables (supérieure à 9 m) avec un alignement plus ou moins ONO-ESE. Leur surface est irrégulière. Des dunes perturbent la surface du fond de la mer et des bancs. Elles sont séparées d'environ 130 m pour une hauteur moyenne de l'ordre de 2 m. Leur orientation est NNO-SSE dans la partie NE de la zone, obliquant progressivement NO-SE dans le coin SO (Figures VI.3 et VI.5).

D'autres bancs et dunes sédimentaires sont présents dans la partie occidentale du Golfe du Lion. De manière très localisée, ils apparaissent au Nord du canyon Marti, au Nord et à l'Ouest du canyon Bourcart, à l'Ouest du canyon Lacaze-Duthiers et également au Nord-Ouest du canyon Cap de Creus (Figure VI.3). Si l'on considère que ces formations sédimentaires

sont directement liées au régime hydrodynamique de ces zones (Bassetti *et al.*, 2006), elles reflètent donc la disparité de l'énergie des vagues (bancs) et des courants (dunes) pendant leur formation post-glaciaire sur la plateforme du Golfe du Lion.

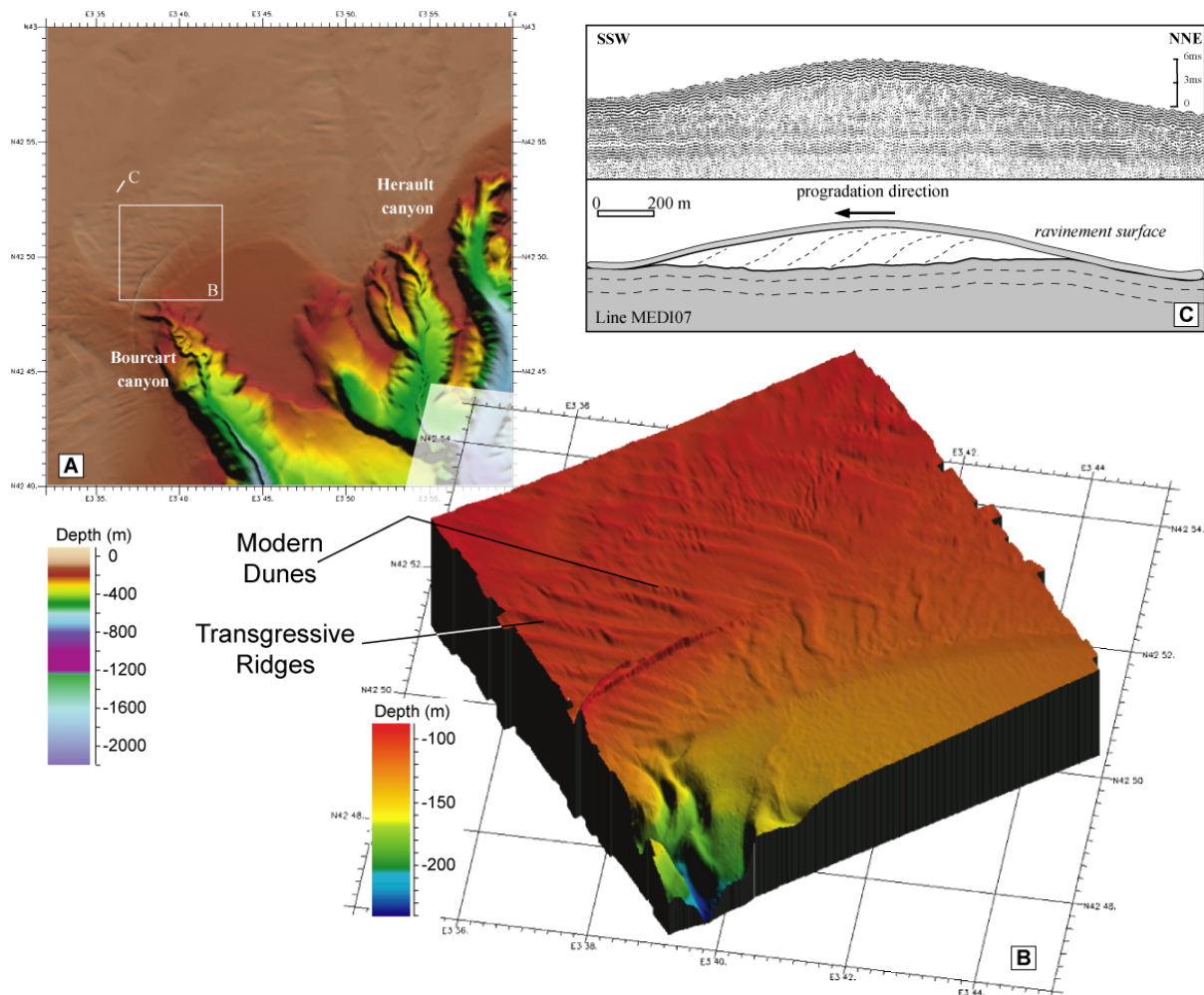


Figure VI.5: Carte morpho-bathymétrique de la zone située en amont de la tête du canyon Bourcart (position sur la figure VI.3; Bassetti *et al.*, 2006). **A-** Des alignements sont particulièrement visibles dans la synthèse bathymétrique de la plateforme externe; ils correspondent aux bancs sableux formés pendant la transgression. **B-** Le zoom sur ces formes sédimentaires permet d'observer des dunes transverses surimposées aux bancs fossiles; elles résultent de l'impact sur le fond de l'hydrodynamisme actuel. **C-** Structure interne de ces rides décrite à partir des sondeurs de sédiments (2,5 kHz); l'orientation apparente OSO du pendage des cliniformes indique la direction de migration des dépôts.

VI.1.1.C Retrait des paléo-rivières sur la plateforme médiane

Outre les dépôts localisés et les érosions régionales sur la plateforme externe, il faut noter la présence sur la plateforme médiane, de linéaments s'étalant depuis la proximité de la

tête de canyon Petit-Rhône et en direction du delta du Rhône. Il s'agit du trajet principal de retrait du Rhône qui est particulièrement bien préservé sur la plateforme médiane entre 90 et 60 m de profondeur (*4a et 4b* sur la figure VI.4). Le tracé légèrement courbé du paléo-Rhône montre un ensemble de systèmes chenaux/levées préservés, excepté entre 80 et 75 m. Cette bonne conservation des dépôts de levées suggère que la remontée du niveau de la mer s'est effectuée assez rapidement pour limiter l'érosion par le ravinement des vagues. Le niveau à 75-80 m pourrait correspondre à une nouvelle période de stabilité au cours de cette transgression marine qui aurait favorisé l'érosion sous-marine et le dépôt d'un lobe deltaïque (*3b* sur la figure VI.4). A partir de 60-65 m, ces géométries disparaissent masquées par des dépôts plus récents.

D'autres structures similaires ont été cartographiées sur la plateforme externe (Figure VI.3) en amont de la tête du canyon Lacaze-Duthiers. Elles peuvent également être interprétées comme des paléo-réseaux fluviaux pendant le bas niveau marin de la dernière période glaciaire (*cf* Chapitre V).

Malgré ces quelques figures sédimentaires très localisées, les morphologies déglaciaires de la plateforme externe et médiane du Golfe du Lion sont en majorité érosives. Ces zones ont principalement subi le ravinement par les vagues lors du début de la transgression marine.

VI.1.2. Morphologies déglaciaires de la plateforme interne et du delta du Rhône

L'enregistrement sédimentaire de la dernière période déglaciaire est concentré sur la plateforme interne du Golfe du Lion (Figure VI.3). Sur le continent, il se traduit également par la construction de l'édifice deltaïque du Rhône. En mer, les sédiments se sont accumulés sur la plateforme interne sous la forme d'un bourrelet allongé, formant des isobathes lisses parallèles à la ligne de rivage actuelle. En fait, cette accumulation sédimentaire comprend au minimum 8 ensembles de forme allongée ou semi-circulaire qui ont été identifiés en face de la plaine deltaïque moderne à partir de la carte des pentes (*5 à 10* sur la figure VI.4). Ces formes lobées sont caractéristiques d'anciens lobes deltaïques et prodeltaïques; ils ont pour analogues les prodeltas plus récents, visibles à proximité du littoral le long du delta du Rhône. Le corps sédimentaire le plus important est l'alignement des lobes *5a*, *5b* et *5c* qui reposent entre 55 et 35 m de profondeur suivant une orientation SE-NO (Figure VI.4). Cette zone d'accumulation

sableuse, déjà décrite par Aloïsi *et al.* (1975b), correspond au "Early Rhône Deltaic Complex" ou ERDC décrit par Berné *et al.* (sous presse).

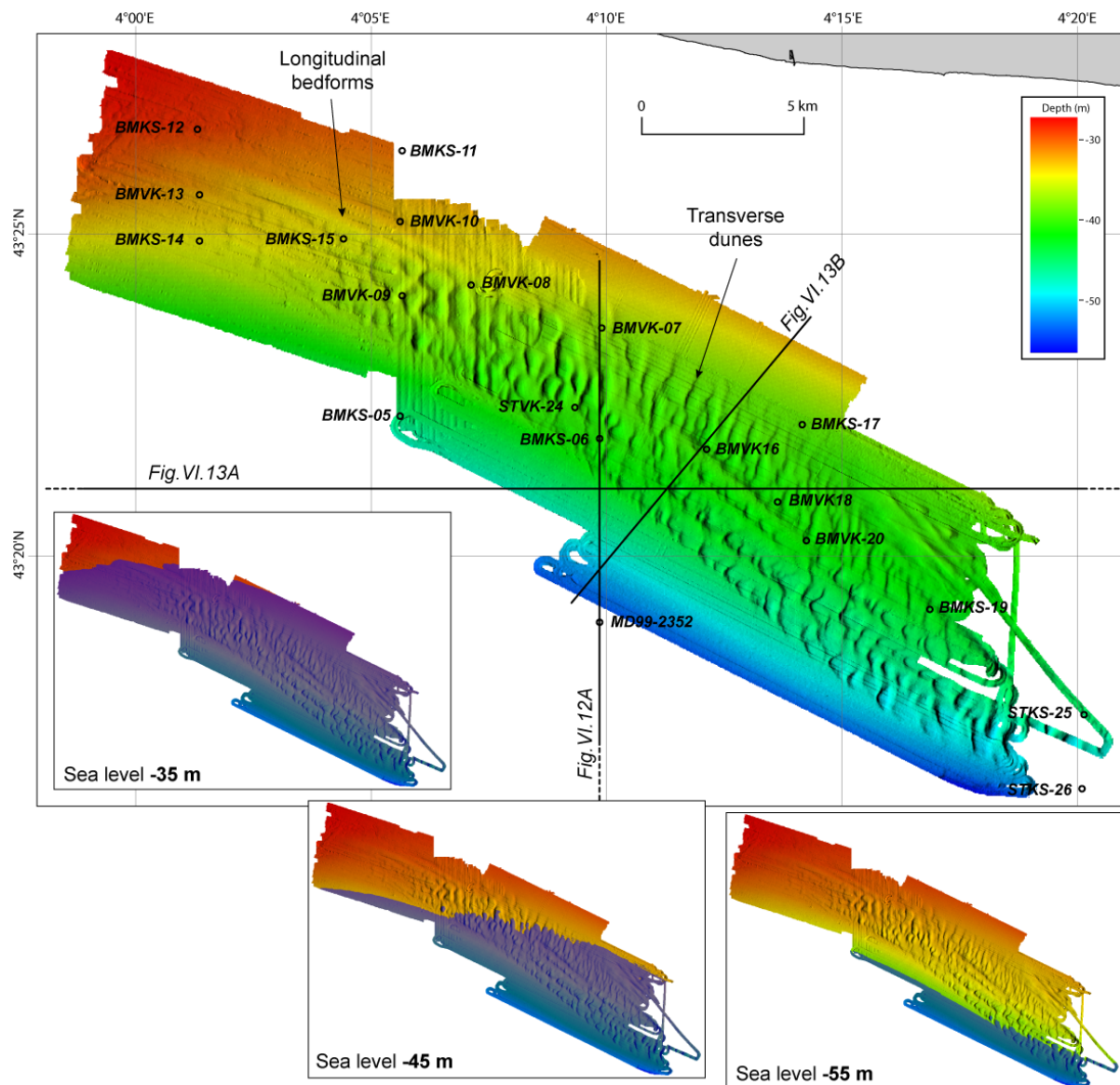


Figure VI.6: Carte bathymétrique détaillée obtenue à partir de plusieurs levés multifaisceaux EM1000, EM1002S et EM300 au niveau de l'ancien complexe deltaïque du Rhône (ERDC) (position sur la figure VI.4). Les bancs de sables allongés NO-SE, interprétés comme des cordons littoraux, sont surmontés par des dunes de sable orientées N-S qui viennent remobiliser la partie superficielle des bancs.

VI.1.2.A Morphologie détaillée de l'ERDC

La cartographie détaillée des lobes deltaïques sableux 5a, 5b et 5c (Figure VI.4), appartenant à l'ERDC, a été effectuée à partir de levés multifaisceaux EM1000, EM1002S et

EM300 (Figure VI.6). Elle a révélé 2 types de formes sédimentaires localisées au sommet de ce corps sableux entre 60 et 45 m de profondeur (Berné *et al.*, sous presse):

- Les bancs longitudinaux ont une hauteur inférieure à 3 m et sont séparés d'environ 600 m. Leur orientation NO-SE à l'Est de l'ERDC évolue progressivement à l'Ouest pour atteindre une direction ONO-ESE. Vers le Nord, ces formes sédimentaires disparaissent sous les sédiments plus récents de l'ancien lobe prodeltaïque de Saint-Ferréol. Elles peuvent, de ce fait, être considérées comme fossiles. De fortes similitudes existent, autant dans la forme que dans l'orientation avec les cordons littoraux décrits en amont au niveau du delta de Saint-Ferréol (L'Homer *et al.*, 1981). Il s'agit sans doute de cordons fossiles préservés de l'érosion sous-marine.

- Les dunes transverses de plus de 4 m de haut et espacées d'environ 500 m ont une orientation N-S. L'association de ces morphologies de surface forme un motif polygonal qui pourrait également être la conséquence de changements de direction dans le transport sédimentaire induit par les différents régimes de vents.

Nous verrons dans ce chapitre que ces figures sédimentaires reposent sur un système deltaïque progradant et que leur formation pourrait être liée à l'érosion de ce complexe de lobes.

VI.1.2.B Prodeltas littoraux

Toujours plus en amont, au contact du littoral moderne, d'autres formes lobées ont été individualisées à partir des données bathymétriques. Elles sont actuellement sous l'influence des courants littoraux qui jouent un rôle important dans la dynamique sédimentaire peu profonde. En contexte microtidal, la combinaison de l'hydrodynamisme lié aux vagues avec la migration des lobes deltaïques produit une évolution rapide de la ligne de rivage du delta. Les longues houles de l'Est et du Sud-Est, par exemple, induisent une dérive littorale dominante orientée vers l'Ouest qui vient dévier les lobes progradants.

Parmi ces lobes préservés plus récents (6 à 10), le lobe 6 est de loin le plus proéminent (Figure VI.4). Il est situé en mer au Sud de l'ancien lobe de Saint-Ferréol, cartographié à Terre (Vella *et al.*, 2005). Il pourrait en être le prolongement marin, c'est-à-dire le prodelta de Saint-Ferréol. De la même manière, le lobe 7 rejoignant vers l'Ouest la pointe de l'Espiguette et s'étalant vers l'Est jusqu'à 25 m de profondeur correspondrait au prodelta rattaché à la formation du lobe deltaïque de Peccais. Ce dernier a pu être remodelé

par des processus hydro-sédimentaires plus récents (Sabatier *et al.*, 2006). Le lobe 8 est un composant du système du Bras de Fer, décrit à Terre (Arnaud-Fassetta, 1998) et formé pendant le Petit Age Glaciaire. Le lobe 9 peut être rattaché au lobe deltaïque de Peygoulier, initié après l'avulsion du Bras de Fer pendant les crues majeures de 1709-1712. Il restera actif jusqu'à l'installation des canaux au XX^{ème} siècle et la dérivation des flux vers le lobe deltaïque moderne de Roustan (10) (Arnaud-Fassetta, 1998).

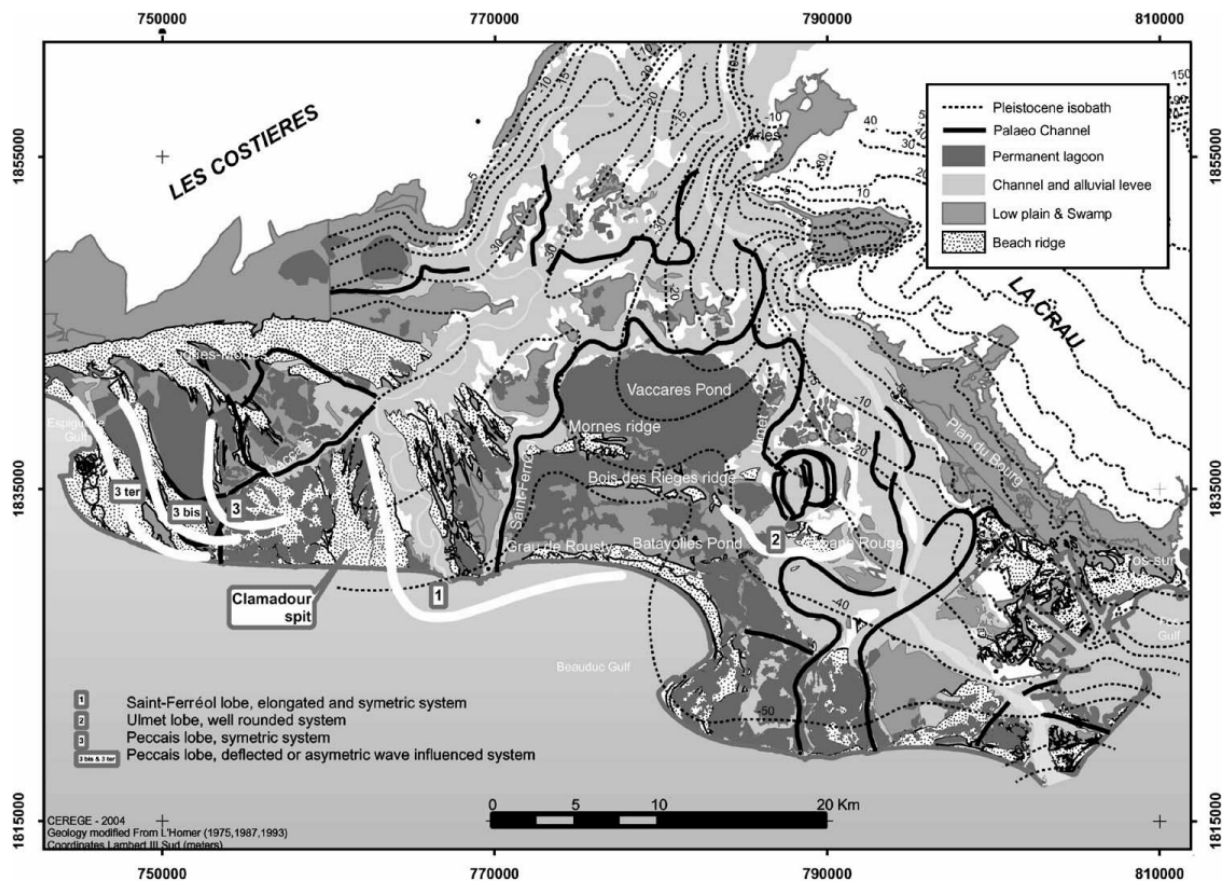


Figure VI.7: Carte géomorphologique du delta du Rhône (Vella *et al.*, 2005). Position et chronologie relative de mise en place des lobes deltaïques principaux ayant contribué à sa construction. Les cordons littoraux et les paléo-chenaux sont particulièrement visibles dans la partie avale de la plaine deltaïque.

VI.1.2.C Plaine deltaïque du Rhône

Afin d'avoir une vision globale de l'ensemble des dépôts déglaciaires, nous nous sommes également intéressés aux sédiments deltaïques récents de la plaine du Rhône, étudiés par Vella *et al.* (2005).

La construction du delta est marquée par diverses migrations des cours du Rhône (*cf* Chapitre I); la surface glaciaire a conservé l'empreinte de plusieurs de ces incisions (Figure VI.7). La morphologie de la plaine deltaïque (65 km de long et 35 km de large) évolue progressivement depuis la partie amont, contrôlée principalement par les apports fluviaux (chenaux, levées et paléo-méandres), jusqu'au domaine littoral composé des fronts des deltas les plus récents et des dépôts de cordons littoraux qui isolent des lagunes d'arrière-plage et des étangs (Vella *et al.*, 2005). Entre les deux, un environnement mixte voit le Rhône se diviser en deux principales branches (Grand-Rhône et Petit-Rhône) qui délimitent les marais de Camargue et l'étang de Vaccarès (Boyer *et al.*, 2005).

L'évolution de la ligne de rivage est à mettre en relation avec les apports sédimentaires et la position des paléo-lobes deltaïques. Les lobes de Saint-Ferréol, de Peccais et d'Ulmet sont parmi les plus importants (Vella *et al.*, 2005):

- Le lobe deltaïque du Rhône Saint-Ferréol occupe la partie centrale du delta du Rhône. Il forme un lobe deltaïque symétrique qui a progradé principalement vers le Sud grâce aux apports d'un seul chenal fluvial. La diminution de ces apports a favorisé la migration vers l'Ouest des dépôts à l'embouchure sous l'effet de la dérive littorale (Long, 2002).

- Le lobe de Peccais apparaît postérieur à l'érosion de l'embouchure du Rhône Saint-Ferréol. Ce système symétrique à l'origine, a évolué en un lobe complètement asymétrique sous l'influence des vagues et sans doute suite à la diminution progressive des apports sédimentaires.

- Dans la partie orientale du delta du Rhône, l'actuel chenal du Rhône et ses dépôts alluviaux forment la morphologie de la partie centrale du delta, à l'Est du lobe de Saint-Ferréol. Le lobe deltaïque d'Ulmet y a été identifié; il a progradé en parallèle du lobe de Saint-Ferréol et de manière plus ou moins synchrone.

Les études menées actuellement sur les diverses migrations récentes des cours du Rhône et sur la reconstitution de la ligne de rivage fournissent des informations précieuses sur la construction de la plaine deltaïque du Rhône (Vella *et al.*, 2005). Elles nous servent d'analogues pour étudier les systèmes deltaïques submergés.

Les traces de la dernière déglaciation et de la remontée du niveau de la mer s'observent de manière discontinue sur la plateforme externe et médiane. Par contre, la plateforme interne et le delta du Rhône ont enregistré l'histoire des migrations récentes des cours du Rhône et

l'installation des édifices deltaïques successifs. Ces indices morphologiques nous permettent d'appréhender l'évolution spatiale des apports sédimentaires du Rhône. La stratigraphie de ces accumulations de sédiments post-glaciaires va nous permettre maintenant d'aborder l'agencement vertical et temporel de ces dépôts sédimentaires sur la plateforme.

VI.2. ORGANISATION STRATIGRAPHIQUE DES DÉPÔTS POST-GLACIAIRES

Malgré le fait que les sédiments post-glaciaires se concentrent sur la plateforme interne et la plaine deltaïque du Golfe du Lion (Figure VI.8), nous allons faire dans ce paragraphe, une revue de l'ensemble des dépôts mis en place sur la marge pendant cette période. L'objectif de cette étude globale ou approche "source to sink" est d'explorer les accumulations sédimentaires sur la plateforme continentale, tout en considérant la quantité d'apports sédimentaires arrivant à l'embouchure du Rhône, les volumes sédimentaires ayant quitté la plateforme vers le bassin profond et les variations de ces flux en fonction du temps. Les différentes observations géologiques réparties le long d'un profil de dépôt vont également servir à affiner et calibrer la courbe eustatique des derniers 20 000 ans. Nous détaillerons donc les accumulations sédimentaires de l'aval vers l'amont, dans l'ordre chronologique de mise en place des dépôts induit par la dernière transgression marine.

VI.2.1. Dépôts post-glaciaires du bassin profond à la plateforme externe

Outre les dépôts déglaciaires répertoriés sur la plateforme externe et sur la partie supérieure de la pente continentale (*cf* Chapitre V; Bassetti *et al.*, 2006; Jouet *et al.*, 2006), de grands ensembles sédimentaires ont été cartographiés dans le domaine profond; ils représentent l'activité turbiditique post-glaciaire (Bonnell *et al.*, 2005; Droz *et al.*, 2006; Dennielou *et al.*, soumis).

VI.2.1.A Edifices turbiditiques post-glaciaires du glaciaire

Pendant la déglaciation, l'exportation de sédiments depuis la plateforme a contribué à la mise en place dans le bassin profond de systèmes sédimentaires (Figure VI.9) tels que la Ride Pyrénéo-Languedocienne (Jallet *et al.*, 2005) ou le Néofan du Rhône (Bonnell *et al.*, 2005) et au dépôt de plusieurs niveaux turbiditiques isolés (Dennielou *et al.*, soumis).

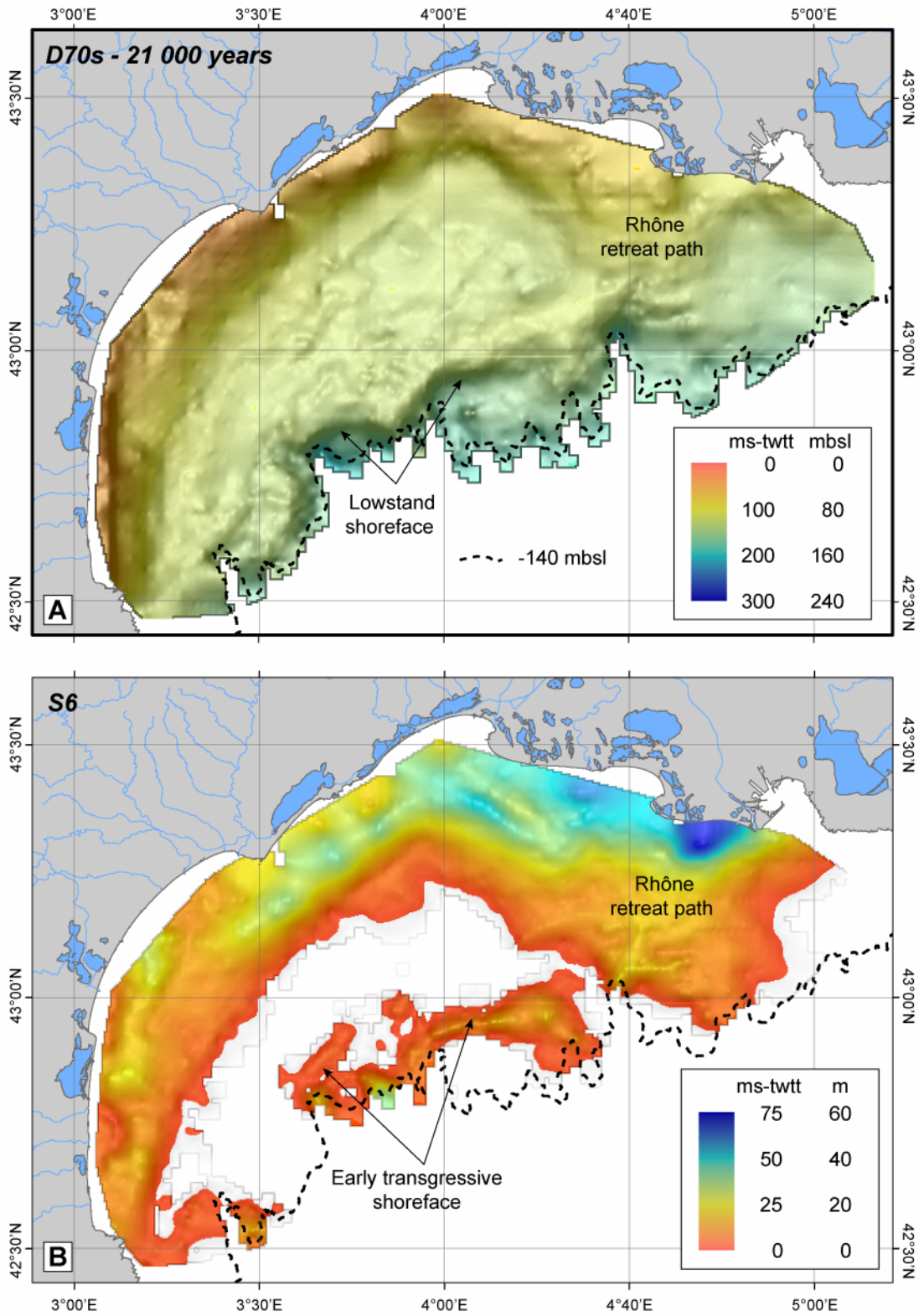


Figure VI.8: Cartographie des dépôts déglaciaires (séquence S6) sur la plateforme continentale du Golfe du Lion. La base de données de sismique THR Sparker à été utilisée pour la réalisation de cette cartographie (cf Chapitre II): **A-** Isohypse de la dernière surface d'érosion glaciaire D70s (MIS-2). **B-** Carte de l'isopaque de S6 sur l'ensemble de la plateforme du Golfe du Lion.

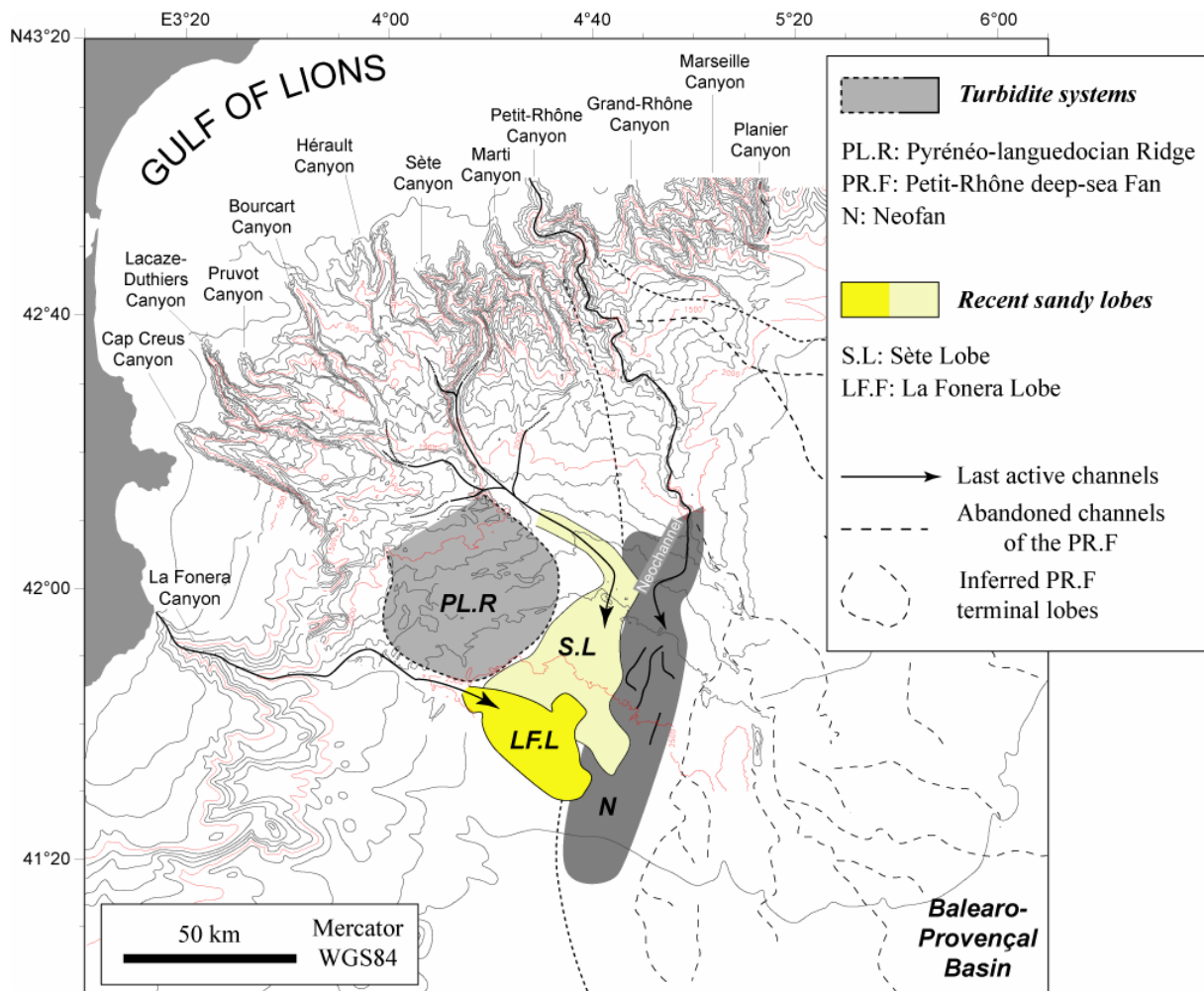


Figure VI.9: Carte morpho-bathymétrique de la marge du Golfe du Lion exposant les principaux systèmes sédimentaires mis en place dans le bassin profond pendant la période post-glaciaire (modifié de Droz *et al.*, 2006). Position du système turbiditique du Néofan du Petit-Rhône, de la Ride Pyrénéo-Languedocienne et du lobe turbiditique de La Fonera. La répartition spatiale des niveaux turbiditiques sableux déglaciaires est issue de l'interprétation de l'imagerie acoustique EM12 (Droz *et al.*, 2001) et correspond au lobe de Sète. La plupart des sédiments proviennent des Alpes via le Rhône et le canyon Petit-Rhône, mais il faut également tenir compte d'une composante sédimentaire pyrénéo-languedocienne qui transite par le réseau occidental des canyons capté par le canyon Sète.

Le Néofan du Rhône (Méar, 1984; Droz *et al.*, 1985; Torres *et al.*, 1997) est issu de l'avulsion du chenal alimentant le système turbiditique du Petit-Rhône pendant la dernière période glaciaire. Il s'étend sur 60-80 km de long et 20-36 km de large avec plus de 70 m d'épaisseur et se caractérise par 2 unités stratigraphiques distinctes NCU (pour "Neofan Chaotic Unit") et NTU (pour "Neofan Transparent Unit"). Le volume du Néofan a été estimé à 27 km³ (Gauillier *et al.*, 1998). Vers 18 418 ans cal. BP, la déconnection du système deltaïque du Rhône avec la tête de canyon Petit-Rhône en rebord de plateau va provoquer l'arrêt de la construction de ce système turbiditique (Bonnel *et al.*, 2005). L'interruption

définitive de l'activité du système Petit-Rhône en amont de l'avulsion semble se produire autour de 15 600 ans cal. BP (Dennielou *et al.*, soumis).

Du côté occidental du bassin, la Ride Pyrénéo-Languedocienne a également recueilli le produit des courants gravitaires circulant dans le réseau occidental de canyons débouchant dans le canyon Sète (Figure VI.9) et qui a contribué à l'accumulation de cette levée géante (datation la plus récente autour de 12 290 ans ¹⁴C BP, d'après Jallet *et al.*, 2005).

Les dépôts sédimentaires les plus récents ont été repérés entre ces deux systèmes à partir de l'imagerie acoustique (Droz *et al.*, 2001) et des carottes sédimentaires (Dennielou *et al.*, soumis). Ils illustrent l'entretien d'une activité turbiditique et des processus d'érosion dans le bassin profond pendant la période post-glaciaire. Au pied du réseau de canyons (Figure VI.9), plusieurs couches turbiditiques de silts à sables grossiers reposent par environ 2 400 m de profondeur, intercalées entre des sédiments hémipélagiques (Dennielou *et al.*, soumis). La douzaine de lits sableux, de 17 cm d'épaisseur au maximum, indique une source située sur la plateforme externe. Entre 18 400 et 15 600 ans cal. BP, 5 paquets sableux ont enregistré, approximativement tous les 500 ans, la déconnexion entre le prodelta post-glaciaire du Rhône et la tête de canyon Petit-Rhône. Les 7 couches turbiditiques déposées tous les 2 000 ans entre 15 600 et 909 ans cal. BP présentent une origine plus diversifiée. Les sédiments ont transité via l'ensemble du réseau de canyons débouchant dans le système turbiditique profond par l'intermédiaire des terminaisons des canyons collecteurs Petit-Rhône ou Sète (Figure VI.9).

L'ensemble de ces dépôts turbiditiques est le résultat de processus gravitaires actifs en contexte de bas niveau marin mais également lors de la transgression post-glaciaire. D'après la chrono-stratigraphie, ces dépôts se sont mis en place pendant la dernière terminaison glaciaire et pendant l'Holocène; ils appartiennent de ce fait au cortège transgressif et de haut niveau.

VI.2.1.B Prismes sédimentaires et érosions sur la plateforme externe

La stratigraphie détaillée, établie sur la partie supérieure de la pente continentale (Figures V.9 et V.11), a permis de mettre en évidence sur l'interfluve Bourcart-Hérault une unité sédimentaire déglaciaire (U154) qui a été décrite dans le chapitre V.2 (Jouet *et al.*, 2006; Jouet *et al.*, soumis). Elle enregistre de manière distale et sous l'isobathe -140 m, la période succédant au Dernier Maximum Glaciaire, entre 20 000 et 15 000 ans cal. BP (Figure V.20).

Le fort taux d'accumulation à la base de cette unité (2,5 m/ka), entre 20 000 et 18 000 ans cal. BP, est interprété comme le résultat de la proximité des sources d'apports sédimentaires. Après 18 000 ans cal. BP, la diminution de la vitesse d'accumulation jusqu'à la formation d'une couche condensée au toit de la colonne stratigraphique est à mettre en relation avec la remontée du niveau de la mer et l'éloignement des sources. Plusieurs épisodes de stationnement marin interviennent alors et sont marqués sur la plateforme externe soit par des terrasses d'érosion formées par l'action des vagues (*cf* section VI.1.1.A) soit par le dépôt de "shorefaces" sableux au début de la transgression post-glaciaire (18 000-17 000 ans cal. BP et postérieur à 16 000 ans cal. BP d'après Jouet *et al.*, 2006; *cf* Chapitre V.2)

L'unité post-glaciaire U154 a également été cartographiée au sein de la tête de canyon Bourcart (Figure V.13). D'après l'étude morphologique du Golfe du Lion, il s'avère que la plupart des canyons possèdent également un remplissage plus ou moins important de leur tête, exceptés Lacaze-Duthier et Cap de Creus (Baztan *et al.*, 2005). Parmi eux, les canyons Marti, Hérault-2, Hérault-3, Bourcart-2, Lacaze-Duthier et Cap de Creus ont une incision axiale marquée le long de la pente; elle est interprétée comme le signe d'une activité turbiditique récente à l'origine des processus d'érosion. Mais les remplissages tardifs de certaines des têtes de canyons, comme par exemple le canyon Petit-Rhône, pourraient être le résultat du dépôt des sédiments des édifices deltaïques ou des "shorefaces" post-glaciaires sur la plateforme externe à proximité de la tête des canyons.

En résumé, la partie supérieure de la pente continentale a enregistré localement le début de la transgression marine jusqu'à environ 15 000 ans cal. BP. Postérieurement, cette zone a été soumise au vannage et à la condensation d'une couche sableuse. Les premiers dépôts déglaciaires sur la plateforme externe correspondent à des dépôts littoraux qui sont venus s'agglomérer aux prismes sableux régressifs préexistants et qui ont parfois contribué au remplissage de certaines têtes de canyon (*e.g.* canyons Bourcart et Petit-Rhône).

VI.2.1.C Bancs et dunes sableuses de la plateforme externe

Deux autres unités sédimentaires situées sur la plateforme externe sont plus récentes que la dernière période glaciaire. Il s'agit des unités U155 et U160, déposées au-dessus des prismes sableux régressifs de cette zone; de plus elles possèdent une morphologie remarquable (*cf* section VI.1.1.A).

- *Stratigraphie sismique*

Dans la partie amont de l'interfluve Bourcart-Hérault, les bancs allongés observés entre 95 et 110 m de profondeur (Figures VI.5), ont également été explorés grâce à de la sismique Chirp (Bassetti *et al.*, 2006). Ces corps sédimentaires longs au maximum de 5 km, constituent l'unité sismique U155 et reposent sur une surface d'érosion (surface de ravinement) qui est à l'affleurement entre deux bancs (Figure VI.10). Les profils transverses aux bancs les plus imposants décrivent une certaine asymétrie avec des flancs plus inclinés vers le SO. Les cliniformes progradent également vers le SO (Figure VI.5). De petites discontinuités érosives viennent perturber cette organisation; malheureusement, elles ne peuvent pas être corrélées d'une ride à l'autre.

La structure interne des dunes transverses remaniant la surface des bancs ne peut pas être imagée car elles sont de trop petite taille. A noter que les profils Chirp montrent des réflexions sismiques organisées au sommet des bancs. Ces réflexions parallèles au fond de l'eau ont été à l'origine interprétées comme un artéfact lié à la méthode géophysique. Or l'échantillonnage de cette couche par de nombreux prélèvements sédimentaires nous permet de dire aujourd'hui qu'il s'agit d'un véritable et distinct intervalle stratigraphique. Il a été nommé U160 (Bassetti *et al.*, 2006).

- *Faciès sédimentaires*

Les nombreux prélèvements obtenus par carottage Külleberg à piston et vibro-carottage ont permis d'échantillonner et de calibrer les unités sismiques U155 et U160 (Figure VI.11). Les faciès sédimentaires sont successivement sablo-argileux, sableux ou encore graveleux (Bassetti *et al.*, 2006).

Au sommet, les sables argileux représentent une couche de sédiments (U160) d'environ 2 m d'épaisseur qui recouvre de manière plus ou moins régulière l'unité U155. Ces sables sont relativement homogènes, parfois bioturbés et avec des accumulations biogéniques importantes localisées.

Le faciès sableux associé aux bancs de l'unité U155 ne présente pas de structures internes et est composé principalement de sables silicoclastiques moyens à grossiers, modérément bien triés, avec une faible quantité d'éléments biogéniques (débris coquilliers de mollusques). Les coquilles indiquent un environnement proche du littoral, par faible profondeur d'eau (10 à 100 m) avec un remaniement probable des dépôts dans ce faciès.

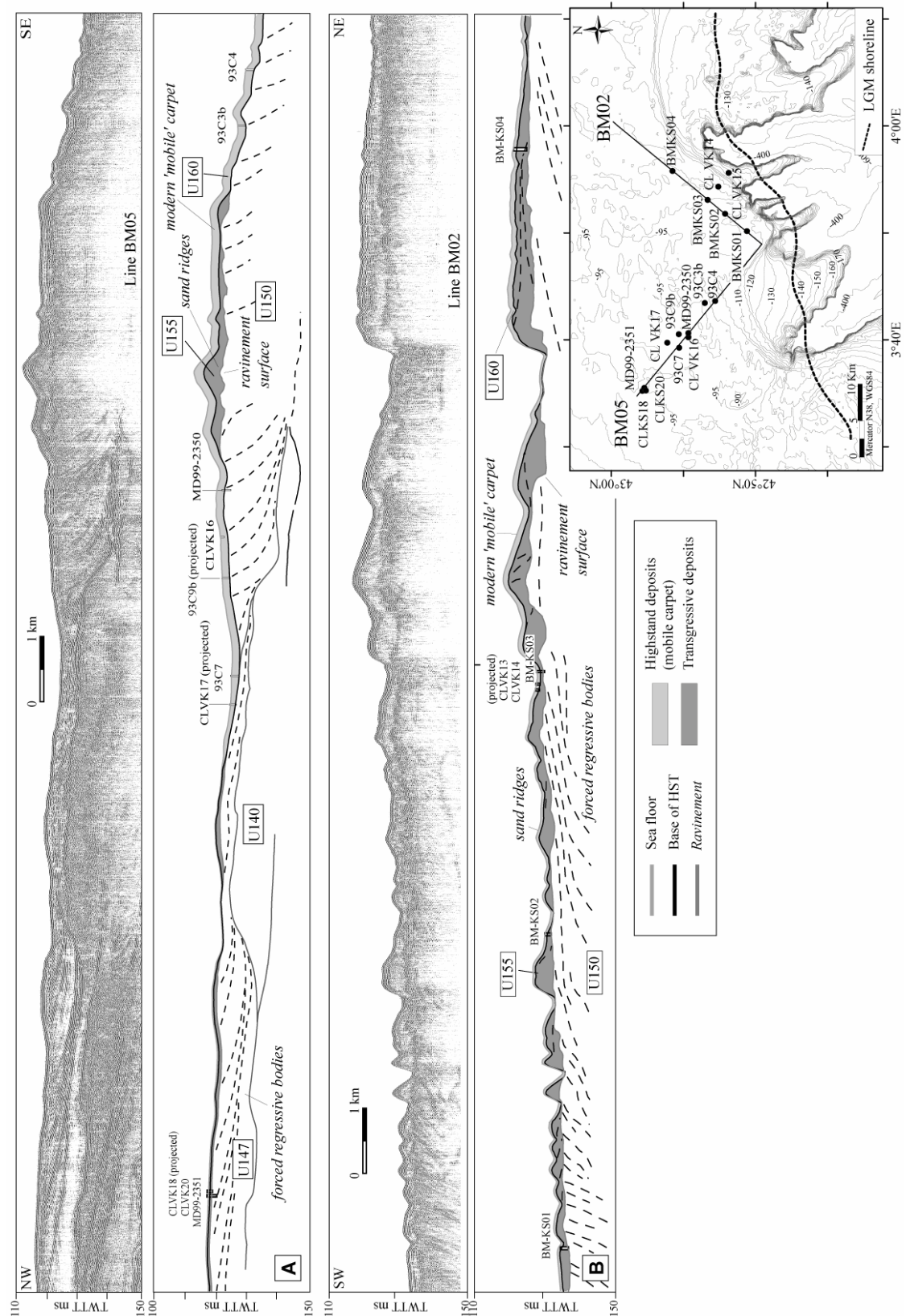


Figure VI.10: Profils de sismique Chip et leurs interprétations sur la plateforme externe, (A) en amont de la zone Bourcart-Hérault et (B) au Nord des canyons Hérault (modifiée de Bassetti et al., 2006). Ces deux profils perpendiculaires montrent les relations stratigraphiques entre les corps sédimentaires déposés par régression forcée (U140, U147 et U150) et les unités transgressives (U155) et post-glaciaires (U160).

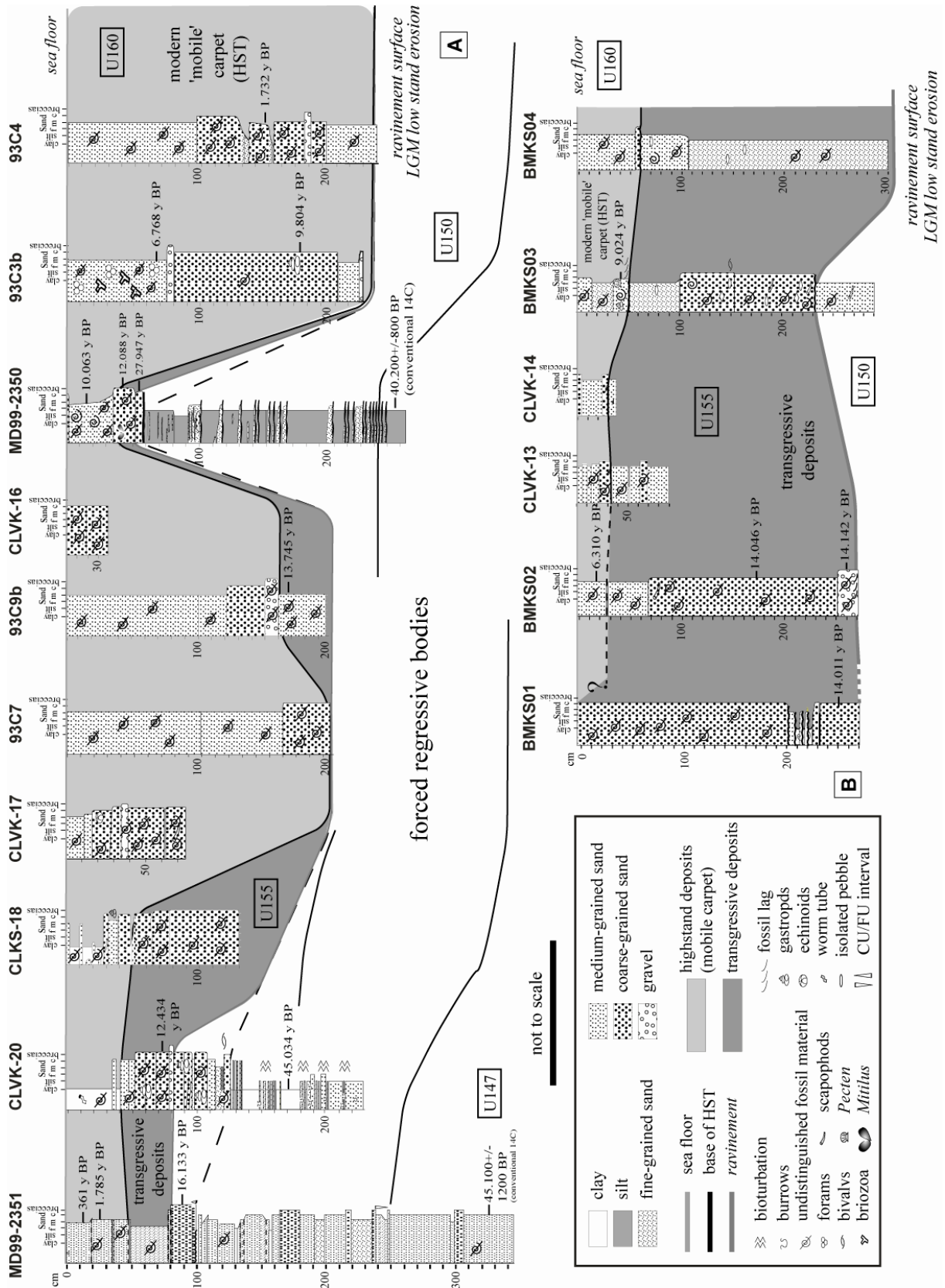


Figure VI.11: Corrélations chrono-stratigraphiques le long des 2 sections (A) NO-SE et (B) NE-SO; ces 2 profils sont décrits par la sismique à la figure VI.10 (modifiée de Bassetti et al., 2006). Les lignes-temps se basent sur les dates radiocarbone, les interprétations sismo-stratigraphiques et les analyses de faciès faites sur les carottes sédimentaires.

A la base, le faciès le plus grossier avec la présence de graviers, marque un changement brutal de lithologie avec les dépôts sous-jacents. Cet intervalle est composé de fragments clastiques et biogéniques mélangés souvent enveloppés dans une matrice argileuse. Les assemblages de macrofaunes sont dominés par une association de mollusques (*e.g.* *Mytilus* sp.), caractéristiques d'un environnement littoral à estuarien. D'autres coquilles associées à de la bioturbation indiquent un environnement plus profond (infra-littoral). Ces assemblages contiennent des espèces typiques d'eaux froides (*Arctica islandica*, *Mya truncata*, *Buccinum* sp.) vivant sans doute pendant le dernier âge glaciaire (Figure VI.11). Ce faciès sédimentaire se trouve à la transition entre l'unité U155 et les unités glaciaires, principalement U151 et U152 (regroupées dans l'unité générale U150; *cf* Annexe II). Il correspond à la surface d'érosion qui est à la base des dépôts post-glaciaires (surface de ravinement); cette limite est particulièrement bien visible, à la fois, sur les profils de sismique réflexion et sur les sections sédimentaires.

- *Contraintes chrono-stratigraphiques*

Les dates radiocarbones (Annexe II) mettent en évidence trois périodes de dépôts distinctes, correspondant respectivement aux unités U150, U155 et U160. Au-dessous de la surface de ravinement, les dépôts de U150 par régression forcée sont antérieurs à 20 000 ans cal. BP, alors qu'au-dessus de cette limite, les dates dans les sédiments de l'unité U155 s'étalent entre 15 000 et 12 000 ans cal. BP. L'unité la plus superficielle (U160) indique des âges de dépôt allant du début de l'Holocène (environ 10 000 ans cal. BP.) jusqu'à très récemment (250 ans cal. BP). Les incertitudes concernant l'existence de cette couche superficielle (U160) peuvent être en partie écartées grâce à la présence d'une coquille à 155 cm sous le fond marin au sein de cette unité et datée à 1 700 ans cal. BP (carottes 93C4 sur la figure VI.11); elle démontre la mise en place tardive de ces dépôts sédimentaires en contexte de haut niveau marin.

Le début de la transgression marine déglaciaire, à partir d'un bas niveau positionné sur la plateforme externe, a été partiellement enregistrée par les structures sédimentaires du rebord de plateau et les édifices turbiditiques du domaine profond. Après cette période "tardiglaciaire" relativement froide, l'augmentation de l'accommodation créée par la remontée du

niveau de la mer, va favoriser l'accumulation des sédiments sur la plateforme interne du Golfe du Lion.

VI.2.2. Dépôts tardi-glaciaires et holocènes de la plateforme interne (16-0 ka)

Les données géophysiques, utilisées pour l'étude des dépôts récents de la plateforme interne et médiane en face de la plaine deltaïque du Rhône, ont été acquises par l'Ifremer et l'Université de Perpignan (BDSI). Dans le cadre des projets européens Eurodelta et Beachmed, les deux importantes bases de données de sismiques THR Sparker monotrace et de sondeur de sédiments (Chirp, 2,5 kHz et 3,5 kHz) ont été mises en commun (5 000 km de profils). Elles ont permis de réaliser une synthèse détaillée de l'organisation stratigraphique du cortège transgressif et de haut niveau marin dans le Golfe du Lion (Labaune *et al.*, 2005; Satra *et al.*, 2006; Berné *et al.*, sous presse).

VI.2.2.A Stratigraphie sismique de la plateforme interne orientale (Sud du Rhône)

La carte bathymétrique (Figure VI.4) et des sections sismiques (Figure VI.12) permettent d'illustrer l'arrangement des accumulations sédimentaires situées sur la plateforme interne. A l'Est, ces unités rétrogradantes correspondent au cortège deltaïque post-glaciaire du Rhône qui forme des prismes lobés avec des épaisseurs d'au maximum 50 m (Figure VI.12-A). La dérive littorale et la circulation anti-horaire dans le Golfe du Lion ont favorisé l'asymétrie de ces unités sédimentaires entre la partie orientale et occidentale du système Rhône avec leur étirement vers l'Ouest (Figure VI.4). Encore plus à l'Ouest, le prisme littoral sous-marin est également alimenté par les apports sédimentaires pyrénéens et languedociens (Hérault, Aude, Agly, Têt) et forme une structure allongée parallèle à la côte qui ne dépasse pas 20-25 m d'épaisseur (Figure VI.12-B).

Plus précisément, 12 surfaces (D200 à D610) et 13 unités sismiques (U200 à U610) ont été identifiées localement ou régionalement de la base au sommet des sections sismiques (Figures VI.13 et VI.14; Tableau VI.1). Globalement, les limites stratigraphiques forment des surfaces relativement planes, à l'exception de celles situées dans la zone centrale de retrait du Rhône (Labaune *et al.*, 2005). Les sédiments de la période déglaciaire reposent en discordance sur une surface d'érosion (D200) marquée par une discontinuité à forte amplitude sur l'enregistrement sismique. D200 est une discontinuité érosive régionale qui peut-être

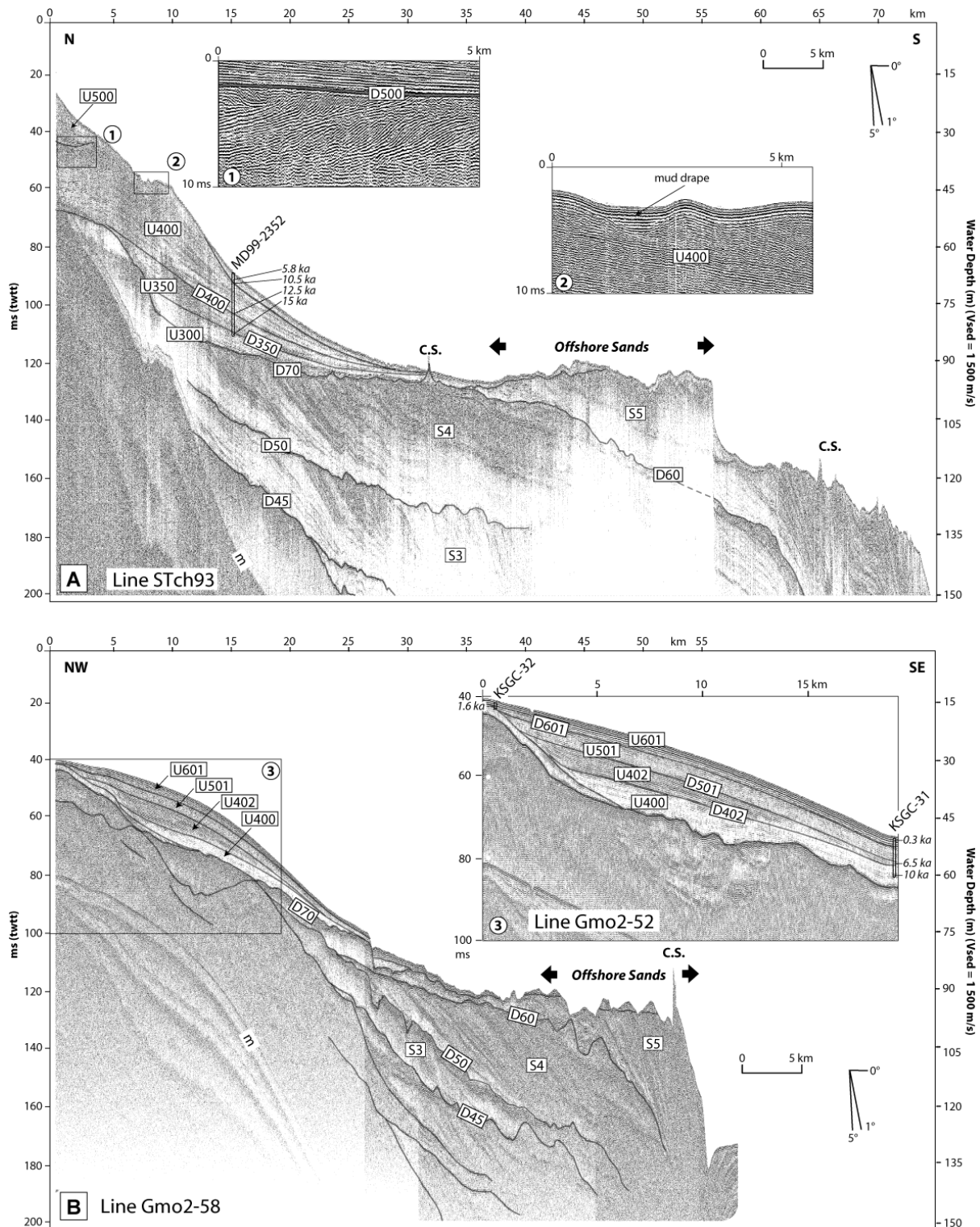


Figure VI.12: Profils de sismique Chirp décrivant le cortège post-glaciaire et de haut niveau marin, déposé sur la plateforme interne du Golfe du Lion (localisation des profils sur la figure VI.3). Le profil Stch93 (A) traverse du Nord au Sud le système deltaïque tardi-glaciaire du Rhône (Berné et al., sous presse). Le profil Gmo2ch58 (B) montre l'extension occidentale de ces accumulations sédimentaires. A ce niveau, elles sont alimentées par les sédiments du Rhône mais également par les apports des fleuves pyrénéo-languedociens (Hérault, Aude, Agly, Têt, etc...). CS: sables cimentés.

corrélée avec la surface D70 définie sur le rebord de plateforme (Figure VI.12). Elle scelle les anciennes séquences progradantes (S0 à S5) déposées par régressions forcées suivant les cycles glaciaires/interglaciaires de 100 000 ans (*cf* Chapitre IV). Malgré le fait que D200 soit amalgamée avec D300 dans la partie occidentale, cette discontinuité basale est particulièrement bien définie dans la partie centrale et orientale par des tronçures d'érosion (terminaison en "toplap" des réflexions sous-jacentes).

L'unité **U200** est située dans la partie centrale et orientale. Elle atteint une épaisseur maximale de 10 m (Figures VI.13 et VI.14). Elle recouvre en discordance les dépôts des prismes pléistocènes. L'organisation sismique interne évolue d'un faciès chaotique à réflecteurs discontinus dans la partie axiale à un faciès à réflecteurs continus, légèrement convexes qui se terminent en "downlap" vers l'Est sur la surface sous-jacente (D200) et en "toplap" sur la discontinuité à son toit (D300). Cette surface érosive régionale D300, souvent amalgamée avec D400, est définie vers l'Est grâce aux terminaisons en "onlap" des réflexions sus-jacentes et vers le continent par des "onlaps" côtiers sur les dépôts pléistocènes.

L'unité **U300** s'observe dans la partie occidentale, à partir du milieu de la plateforme et jusqu'à 30 m de profondeur. Son extension régionale montre une répartition en forme de croissant avec une épaisseur maximum d'une vingtaine de mètres dans la zone la plus proximale de l'unité (Figures VI.13 et VI.14). La structure interne est caractérisée par des réflecteurs horizontaux à sub-horizontaux terminant en "onlap" vers le continent sur les dépôts pléistocènes et latéralement sur les dépôts de U200. Cette unité U300 a été, par la suite, subdivisée en deux unités **U300** et **U350**. Elles sont séparées par une discontinuité sismique érosive (D350) qui marque la progression des terminaisons en "onlap" des réflecteurs de U350 sur ceux sub-horizontaux de U300 (Figure VI.13). Le toit de ces dépôts est scellé par la surface régionale D400 qui s'étend sur toute la zone. Cette discontinuité érosive se caractérise principalement par la progradation vers le large des dépôts sus-jacents dont les réflecteurs se terminent en "downlap".

Les unités progradantes **U400** et **U500** sont surimposées et rétrogradantes. Les deux sont des unités régionales mais elles sont particulièrement développées dans les parties centrale et occidentale où elles affleurent au niveau de la plateforme interne à des profondeurs

Area Age	RHONE (Inner Shelf)			SETE (Inner Shelf)			INTERFLUVE B/H (Outer Shelf)		
	Surfaces	Units	Sub-Units	Surfaces	Units	Characteristics	Surfaces	Units	Characteristics
0	sea-bottom	-----		sea-bottom	-----	Erosional surface	sea-bottom	-----	Erosional surface
<1 600		U610	Highstand prodeltaic lobe		U601	Highstand "subaqueous delta"	D70m	U160	Condensed flooding surface (mfs) & highstand deposits (dunes)
	D610	-----	Flooding surface	D601	-----	Flooding surface (erosional)			
7 000		U600	Highstand prodeltaic lobe		U501	Highstand "subaqueous delta"	D501	-----	
	D600	-----	Flooding surface (erosional)		-----	Maximum flooding surface (mfs)			
10 000		U400	Transgressive deltaic/prodeltaic lobe		U402	Transgressive "subaqueous delta"	D402	-----	
	D400c (D401)		-----	Flooding surface (downlap)		-----			
11 200		U400b	Transgressive deltaic/prodeltaic lobe		U400	Transgressive "subaqueous delta"	D400	-----	
	D400b		-----	Flooding surface (downlap)					
12 600		U400a	Transgressive deltaic/prodeltaic lobe		D400	Transgressive surface (Rv)	D400	-----	
	D400 (D400a)		-----	Flooding surface (downlap)					
15 000		U350	Transgressive shelf deposits		U300	Fine alluvial deposits ?	D300	-----	
	D350	-----	Transgressive surface (Rv)						
20 000		U200	Coarse fluvial path		D200	Lowstand erosional surface (Rv)	D200	-----	
	D200	-----	Lowstand erosional surface						

Tableau VI.1: Synthèse des unités et discontinuités sismiques définies à partir de l'organisation stratigraphique déglaciaire de la plateforme du Golfe du Lion. mfs: surface d'inondation maximale; Rv: surface de ravinement.

comprises entre 30 et 60 m de profondeur (Figures VI.13 et VI.14). Dans la partie orientale, en avant de l'embouchure actuelle du Rhône, U400 et U500 sont relativement peu épaisses et aggradantes.

L'unité **U400** est principalement développée au large du Golfe d'Aygues-Mortes. Sur une section perpendiculaire à la côte, elle apparaît comme un corps lenticulaire et prismatique avec une épaisseur d'une trentaine de mètres, s'amincissant vers l'Est et vers le large (Figures VI.13 et VI.14). Les faciès sismiques correspondent à des réflexions obliques-tangentiels avec des terminaisons en "toplap" vers le haut à fort pendage (1 à 1,5°). Les "bottomsets" des cliniformes ont un contact basal tangentiel ("downlap") et se confondent avec les réflecteurs sub-parallèles de U300 ou U350 (Figure VI.13). Vers le littoral, U400 est érodée à son toit par les surfaces locales D401 et D402, discontinuités érosives respectivement à la base des unités U401 et U402. La première est observée essentiellement dans le Nord du Golfe d'Aygues-Mortes et présente des cliniformes progradant vers le continent alors que la seconde est restreinte à la côte la plus occidentale (Figures VI.13 et VI.14). U402 est un corps lenticulaire de 15 m d'épaisseur avec des réflecteurs obliques-tangentiels progradant sur les dépôts de U400. Dans la partie orientale, U400 est peu épaisse (maximum de 15 m) et se compose de réflecteurs horizontaux à sub-horizontaux. Elle repose directement sur les dépôts pléistocènes ou sur U200. Au sommet de ces dépôts, la discontinuité érosive régionale D500 met en évidence les terminaisons en "toplap" des réflecteurs de U400 et en "downlap" de ceux de U500, à l'exception de la zone centrale où elle affleure.

L'unité **U500** s'étend sur la partie supérieure de la plateforme interne, encore plus proche du littoral que U400 (Figures VI.13 et VI.14). Dans la partie centrale, elle possède une forme lenticulaire et prismatique parallèle à la côte avec une épaisseur maximale d'une trentaine de mètres. Son organisation interne montre des cliniformes à contact basal tangentiel vers le large. Vers l'Est, U500 se prolonge sous la plaine deltaïque moderne; seule la partie distale de l'unité peut-être observée sur nos données avec ses réflecteurs horizontaux à sub-horizontaux. L'unité **U501**, située dans la partie la plus occidentale de l'étude, proche du Cap d'Agde est un prisme d'une vingtaine de mètres, équivalent à U500. Son faciès sismique montre des réflecteurs sigmoïdes à obliques-tangentiels. Les limites supérieures de U500 (D600 et D610) sont identifiables dans la partie orientale comme surface de "downlap" des cliniformes sus-jacents. Dans la partie occidentale, D601 est une discontinuité érosive tronquant les terminaisons en "toplap" de U501.

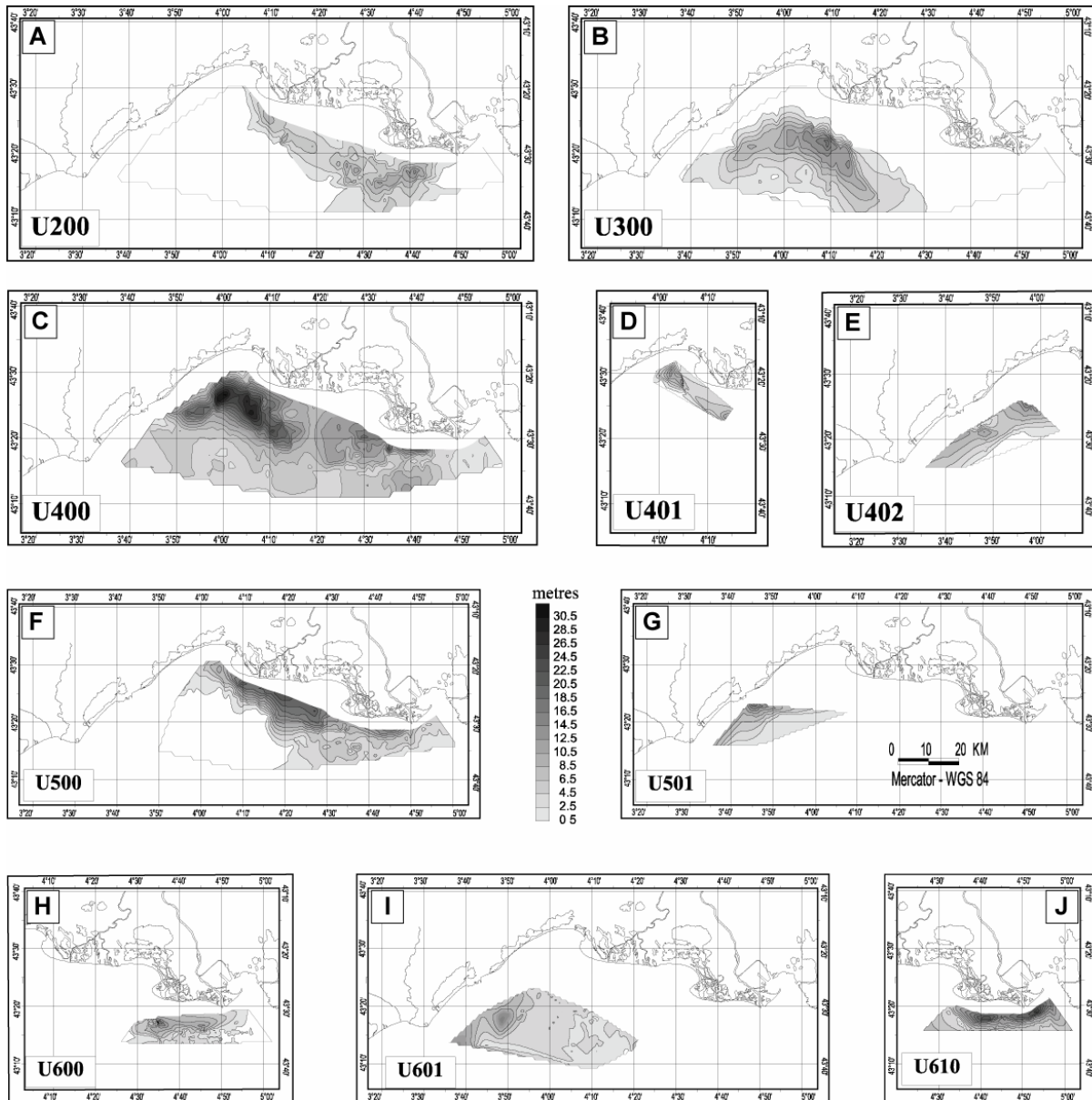


Figure VI.14: Carte des isopaques des principales unités sismiques définies au sein du prisme sédimentaire post-glaciaire sur la plateforme interne (Labaune et al., 2005). A noter que dans cette cartographie, U300 inclue également U350.

Au dessus de ces discontinuités, les unités superposées **U600** et **U610** se développent dans la partie orientale, devant la plaine deltaïque du Rhône (Figures VI.13 et VI.14). Sous la forme de prismes s'amincissant progressivement vers le large, elles montrent des réflexions obliques-tangentielles progradantes. Les dépôt-centres sont situés en face des embouchures du "Grand Rhône" et du "Bras de Fer" avec des épaisseurs atteignant 10 m pour U600 et 25 m pour U610. L'unité **U601** est la plus superficielle dans la partie occidentale. Elle apparaît comme un corps lenticulaire avec une épaisseur maximum de 10 m. U601 montre des réflecteurs de type sigmoïde.

Les unités identifiées ici composent essentiellement les prismes transgressifs (TST) et de haut niveau (HST), délimitées par les surfaces d'inondation. A noter que l'interprétation sismique a été rendue difficile par l'existence de zones acoustiquement sourdes au sein des unités sismiques U400, U500 et U600. L'hypothèse a été de considérer ces masques acoustiques comme indicateurs de la présence de gaz (*e.g.* synthèse de Anderson and Bryant, 1990; Judd and Hovland, 1992); suivant sa concentration il gêne la pénétration de la sismique pour des observations plus profondes (Hampton et Anderson, 1974; Field, 1987; Yun *et al.* 1999; Jeong *et al.* 2004).

VI.2.2.B Accumulation de gaz biogénique

La quantité importante de données sismiques sur la plateforme interne a permis de faire une étude détaillée des faciès des différentes unités sismiques, précédemment décrites, et en particulier d'évaluer ces accumulations potentielles de gaz dans les sédiments. Un faciès acoustique dit de "Table" se surimpose le plus souvent à la structure litée des unités déglaciaires (Figure VI.12). Dans les dépôts argilo-silteux stratifiés riches en minéralisations sulfurées, il provoque l'effet d'écran acoustique (Chassefière *et al.*, 1970; Bouye, 1983) et se manifeste par la disparition apparente des réflexions sous-jacentes (Aloïsi, 1986). Ces faciès sont caractérisés par une structure sédimentaire à inclusions gazeuses ("vases à bulles": Aloïsi *et al.*, 1975a; Aloïsi et Monaco, 1980). La présence de gaz au niveau du front de delta du Rhône a été définitivement confirmée par des données, récemment acquises sur carottes, et qui ont mesurées des anomalies de concentration en méthane de plus de 87440 ppm dans les sédiments (Ballester *et al.*, 1981; Garcia-Garcia *et al.*, 2006). Les analyses isotopiques et la composition du gaz prouvent son origine bactérienne. Dans le même temps, un lever ADCP ("Acoustic Doppler Current Profiler") au niveau de l'embouchure du Rhône a permis de mettre en évidence des perturbations dans la colonne d'eau, associées à des déformations sur le fond de mer qui indiqueraient des échappements actuels de gaz (Garcia-Garcia *et al.*, 2006; Maillet *et al.*, 2006).

Dans le cadre de cette thèse une étude a été menée dans le but de déterminer la répartition de ces zones de masques acoustiques à partir de données sismiques et de mettre en relation cette cartographie avec l'extension des unités sismiques interprétées (Figure VI.14). Les faciès "gazeux" sont relativement fréquents dans les sédiments post-glaciaires du Golfe du Lion et sous différentes formes. Les manifestations de ces gaz dans les sédiments ont

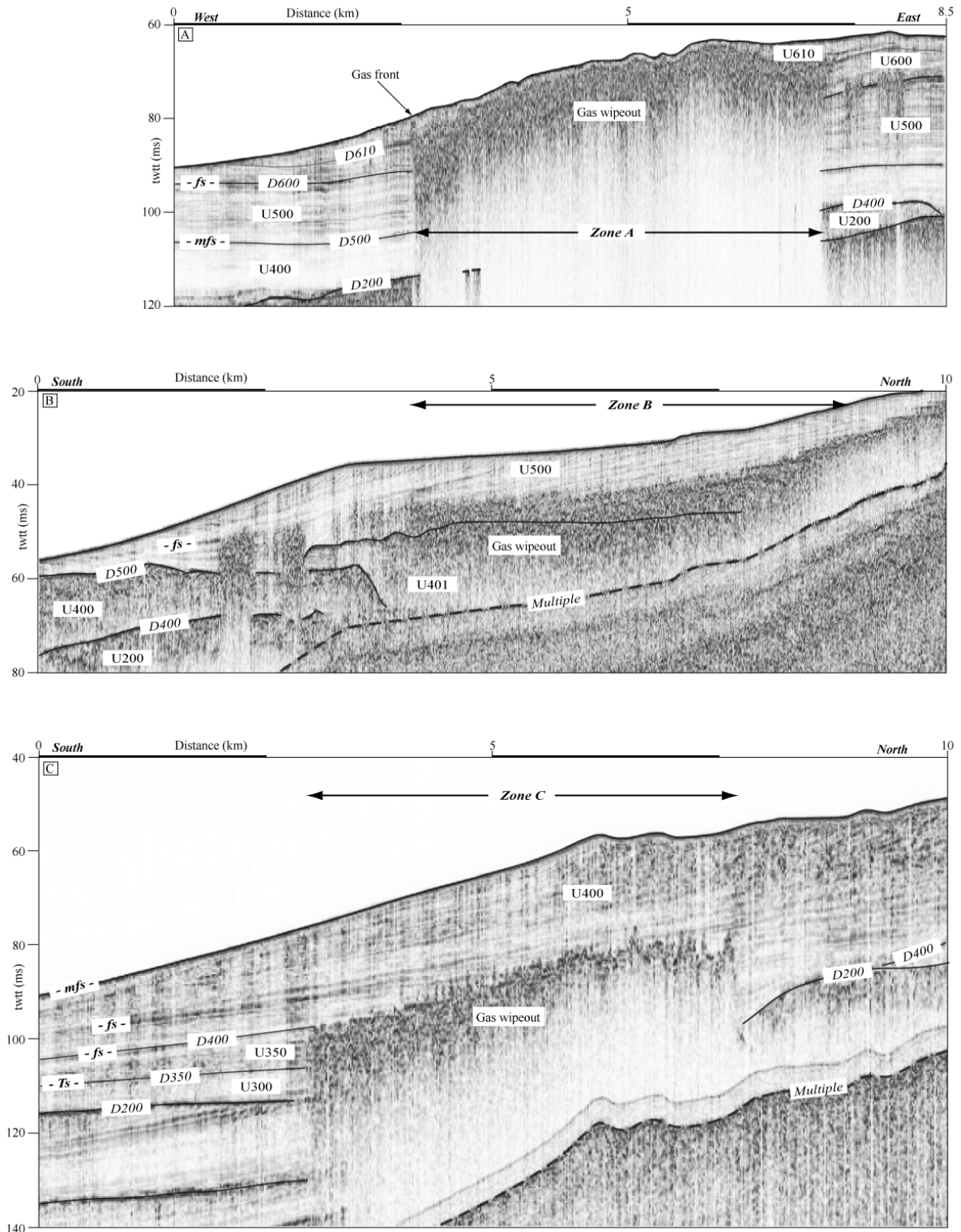


Figure VI.15: Profils de sismique Chirp et leurs interprétations à travers les édifices prodeltaïques récents du Rhône; (A) prodelta du Grand-Rhône actuel, (B) prodelta de l'ancien lobe Saint-Ferréol et (C) ancien complexe deltaïque du Rhône ou ERDC (localisation sur la figure VI.16). Les anomalies acoustiques ("gaz wipeout") sont des indicateurs potentiels de la présence de gaz dans les sédiments.

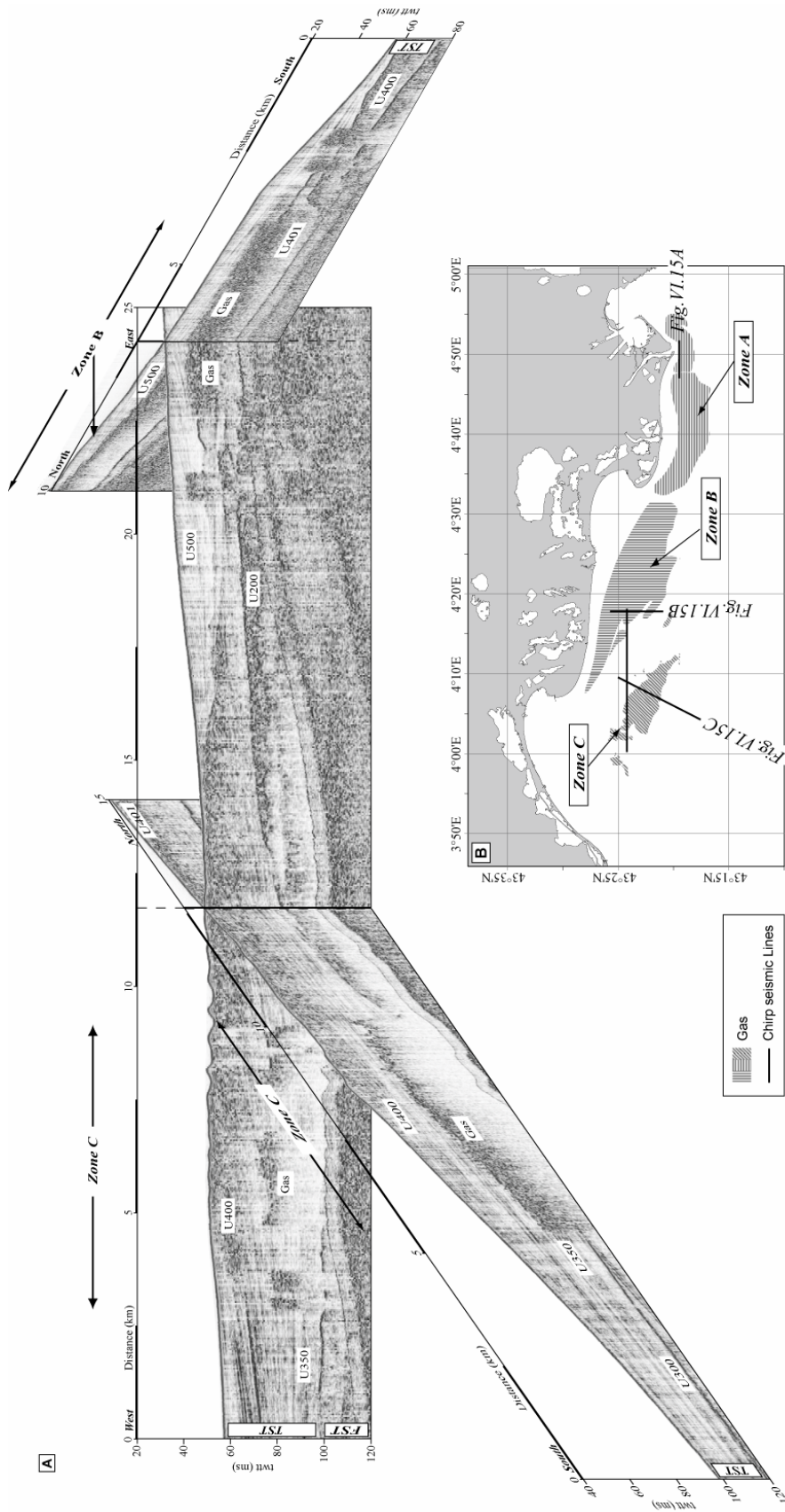


Figure VI.16: Distribution des différentes zones de gaz sur la plateforme interne du Golfe du Lion. (A) Représentation 3D des différents niveaux définis à partir des rideaux acoustiques masquant la stratification litée décrite par la sismique Chirp. (B) Carte de répartition de ces niveaux de gaz.

permis de repérer et de cartographier trois zones majeures d'accumulation de gaz (Figures VI.15 à VI.17). Elles se situent respectivement, au niveau du prodelta actuel du Rhône, du prodelta de l'ancien Rhône Saint-Ferréol et de l'ERDC à des profondeurs différentes.

Sur le prodelta du Rhône, les interprétations de la sismique et les levés ADCP (Maillet *et al.*, 2006) indiquent la présence potentielle de gaz du front de delta (10 m) et jusqu'à plus de 60 m de profondeur (Figure VI.15-A). La turbidité acoustique de la zone-A remonte pratiquement au niveau de l'interface eau-sédiment, au sein des unités sismiques U600 et U610; elle crée un rideau acoustique imperméable aux ondes sismiques. Ce niveau de gaz s'étend le long de la côte actuelle au sein des lobes prodeltaïque Bras de Fer et Roustan (Figures VI.16 et VI.17).

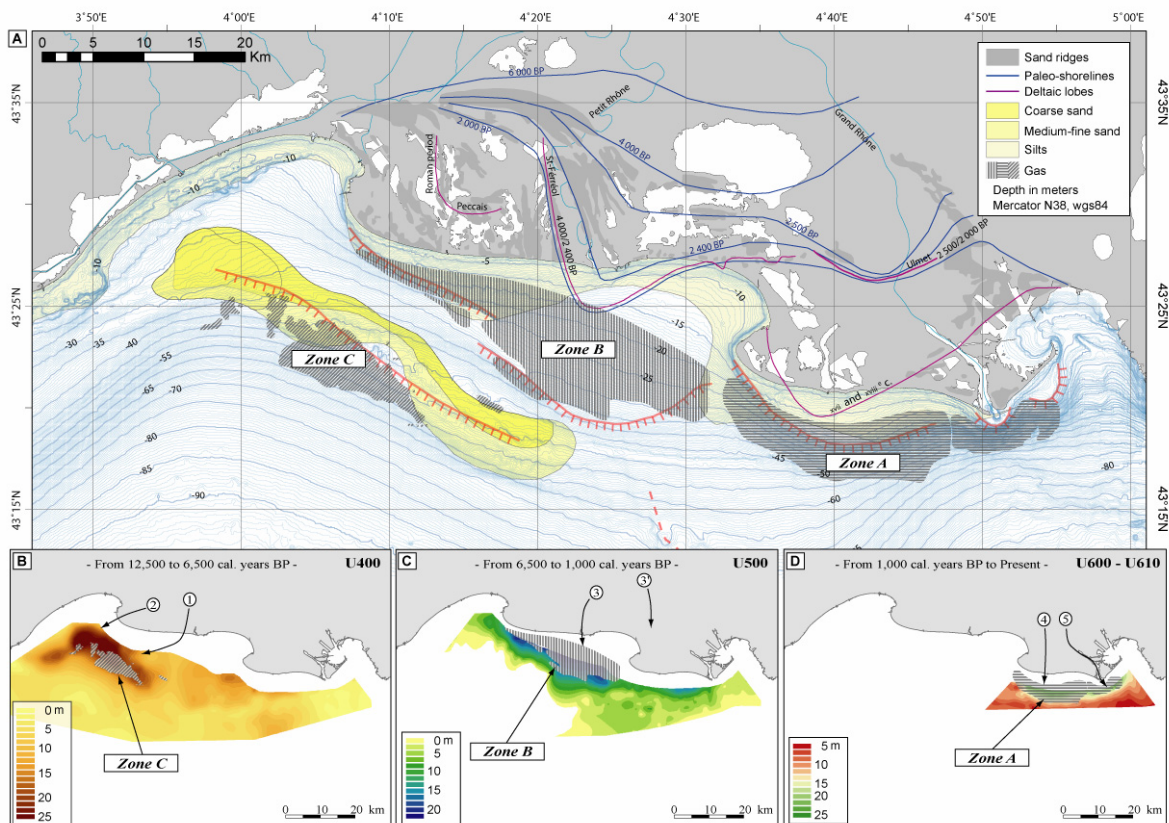


Figure VI.17: Distribution des différentes zones de gaz au sein des accumulations sédimentaires prodeltaïques du Rhône (A). L'extension de ces zones gazeuses semble étroitement liée aux dépôts-centres des principales unités sismiques tardi-glaciaires et holocènes U400 (B), U500 (C) et U600-U610 (D).

Au niveau de l'ancien lobe prodeltaïque du Rhône Saint-Ferréol, un second niveau de gaz a été localisé entre 30 et 40 m de profondeur (Figure VI.15-B). Cette zone-B se caractérise par une turbidité acoustique plus discrète que la précédente. Le niveau de gaz se situe dans l'unité U500, enfoui sous 10-15 m de sédiments prodeltaïques de l'ancien lobe Rhône Saint-Ferréol (Figures VI.16 et VI.17).

La troisième zone de gaz est plus restreinte et localisée. Elle est confinée dans l'ancien complexe deltaïque du Rhône submergé ou ERDC (Figure VI.15-C). Cette zone-C se situe à 70-85 m de profondeur et forme un rideau acoustique au sein de l'unité U400 (Figures VI.16 et VI.17). Elle est recouverte par 15-20 m de sédiments.

Ces trois zones de gaz se matérialisent sur les profils sismiques par des turbidités acoustiques ou "wipeout". Elles forment des masques dont l'efficacité est exacerbée lors d'un faible enfouissement. A noter que ces 3 niveaux de gaz sont à des profondeurs actuelles différentes. La comparaison de la position de ces zones gazeuses avec les unités stratigraphiques définies précédemment, nous permet d'observer une relation étroite entre les dépôt-centres de ces unités et les concentrations de gaz (Figure VI.17). Ainsi, la zone-A est associée aux unités U600 et U610, la zone-B correspond à la distribution de U500 et la zone-C se concentre là où se situe le maximum d'épaisseur de U400. Il semble que ces niveaux se forment au contact de discontinuités sismiques mineures au sein de ces unités. Le gaz migre vers le haut jusqu'à des surfaces qui présentent les "downlap" des terminaisons des réflecteurs sus-jacent (les réflecteurs en-dessous sont masqués). Le masque acoustique apparaît au niveau des surfaces d'inondation qui fonctionnent comme des barrières de perméabilité au sein d'unités plus ou moins récentes.

VI.2.3. Stratigraphie détaillée du complexe deltaïque précoce du Rhône (ERDC)

En complément de cette étude sur l'organisation stratigraphique déglaciaire générale de la plateforme interne, une investigation plus approfondie et la calibration chrono- et litho-stratigraphique des unités sismiques cartographiées ont été réalisées (Figure VI.18). Elles se focalisent essentiellement sur les unités U400, représentant le complexe deltaïque précoce du Rhône (ERDC d'après Berné *et al.*, sous presse) et U500.

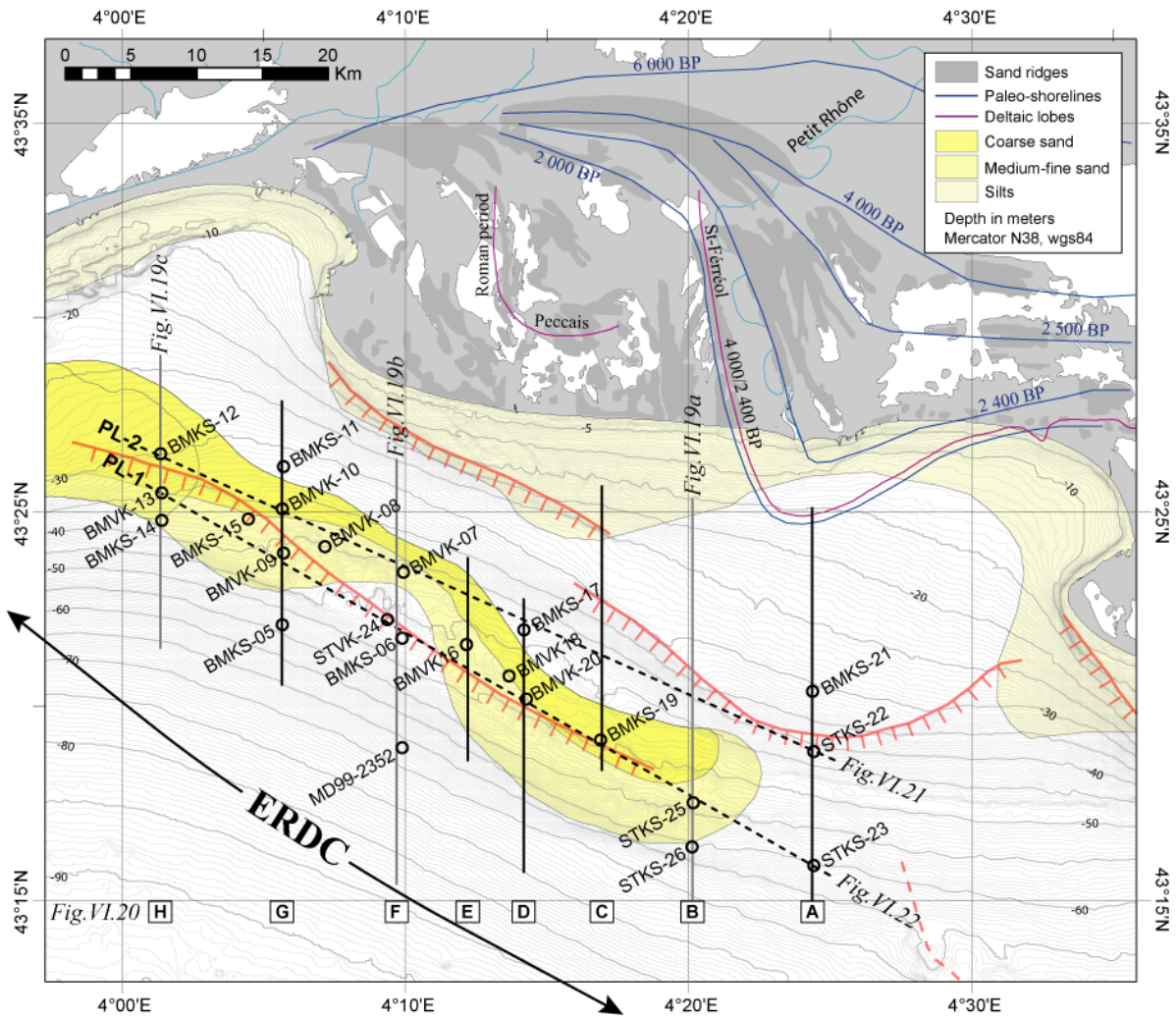


Figure VI.18: Etude spécifique du complexe deltaïque précoce du Rhône (ERDC): présentation des données géophysiques et sédimentaires utilisées sur la carte géomorphologique. Les positions de 8 transects N-S présentés sur les figures VI.19 et VI.20, sont indiquées ici; ils sont composés par des profils de sismique Chirp et 2,5 kHz passant sur des carottes sédimentaires acquises par carottier Küllenberg et vibro-carottier. Deux profils synthétiques NO-SE (PL-1 et PL-2) ont également été décrits (Figures VI.21 et VI.22) afin de comprendre l'évolution latérale et la chronologie de construction de l'ERDC.

VI.2.3.A Faciès sismiques et organisation stratigraphique

Le long d'une coupe verticale, l'ERDC correspond aux cliniformes pentés de l'unité sismique U400 (Figures VI.13 et VI.19). L'unité sismique d'une trentaine de mètres d'épaisseur se biseaute vers le large par 90 m de fond (Figure VI.14), alors que vers le continent, elle est recouverte par les dépôts transgressifs et de haut niveau plus récents du delta du Rhône (U500 et autres unités décrites précédemment). Les géométries internes présentent des cliniformes de 10-20 m de haut à pentes élevées (jusqu'à 0,5 à 1°) et de type

oblique-tangentiel. Ils sont tronqués au sommet par une surface d'érosion irrégulière et les "bottomsets" se terminent en "downlap" à contact tangentiel sur l'unité U350. De manière générale, les profils de sismique Chirp montrent que la surface d'érosion au toit de U400 se corrèle avec la limite D500 (séparant U400 et U500). La base de U400 (D400) n'est pas une limite sismique à forte amplitude. Elle s'identifie par les terminaisons en "downlap" des clinofformes de l'unité sus-jacente U400 et parfois elle marque le toit des masques sismiques attribués à la présence de gaz biogénique (Figure VI.15).

Dans le détail, il est possible de distinguer deux discontinuités sismiques internes à l'intérieur de U400, souvent marquées par des terminaisons en "downlap" des réflecteurs sus-jacents. Trois sous-unités sismiques, nommées U400a, U400b et U400c sont ainsi distinguées (Figure VI.19). A l'intérieur de ces sous-unités, des changements latéraux sont possibles, avec des évolutions de faciès lités obliques à des faciès chaotiques à fortes amplitudes. Les sous-unités se superposent sous la forme de lobes progressivement décalés vers l'Ouest et présentant les caractéristiques de dépôts d'environnements deltaïques (Berné *et al.*, 2002b; Abdulah *et al.*, 2004; Roberts *et al.*, 2004; Correggiari *et al.*, 2005; Berné *et al.*, sous presse) et prodeltaïques (Cattaneo *et al.*, 2004b; Trincardi *et al.*, 2004).

Le dépôt-centre de U400a occupe la partie orientale de l'ERDC par 55-60 m de profondeur. Les 15 m d'épaisseur maximum de U400a au large du Rhône Saint-Ferréol, diminuent progressivement vers l'Ouest (Figures VI.19 et VI.20). Le sommet de U400a est parfois affecté par des réflexions chaotiques, désorganisées et à forte amplitude.

L'unité U400b, qui recouvre la partie occidentale de U400a, a une position centrale en face du Rhône Peccais (Figures VI.19 et VI.20). Son sommet se situe par 40-45 m de profondeur avec une épaisseur maximum d'une quinzaine de mètres, s'amenuisant vers l'Ouest.

La dernière unité U400c est plus complexe et constitue la partie supérieure et la plus occidentale de U400. De moins de 10 m en face du Rhône Peccais, l'épaisseur de ces dépôts augmente jusqu'à plus de 20 m au niveau du Golfe d'Aigues-Mortes (Figures VI.19 et VI.20). La profondeur du toit de U400c se situe à environ 30-35 m. Dans la partie supérieure de U400, U400c présente un groupement de faciès sismiques (initialement regroupé dans U401 par Labaune *et al.*, 2005) montrant à la fois une organisation chaotique et des réflexions continues sub-parallèles (Figures VI.12-A et VI.19-B). La limite basale de ces dépôts correspond à une discordance érosive. Ces faciès se prolongent vers l'Ouest par des clinofformes pentés; la partie la plus septentrionale prograde vers le Nord et pourrait illustrer

le transport des sédiments vers le continent dans un contexte de lagune d'arrière-plage, alors que la partie méridionale prograde vers le Sud (Figure VI.20).

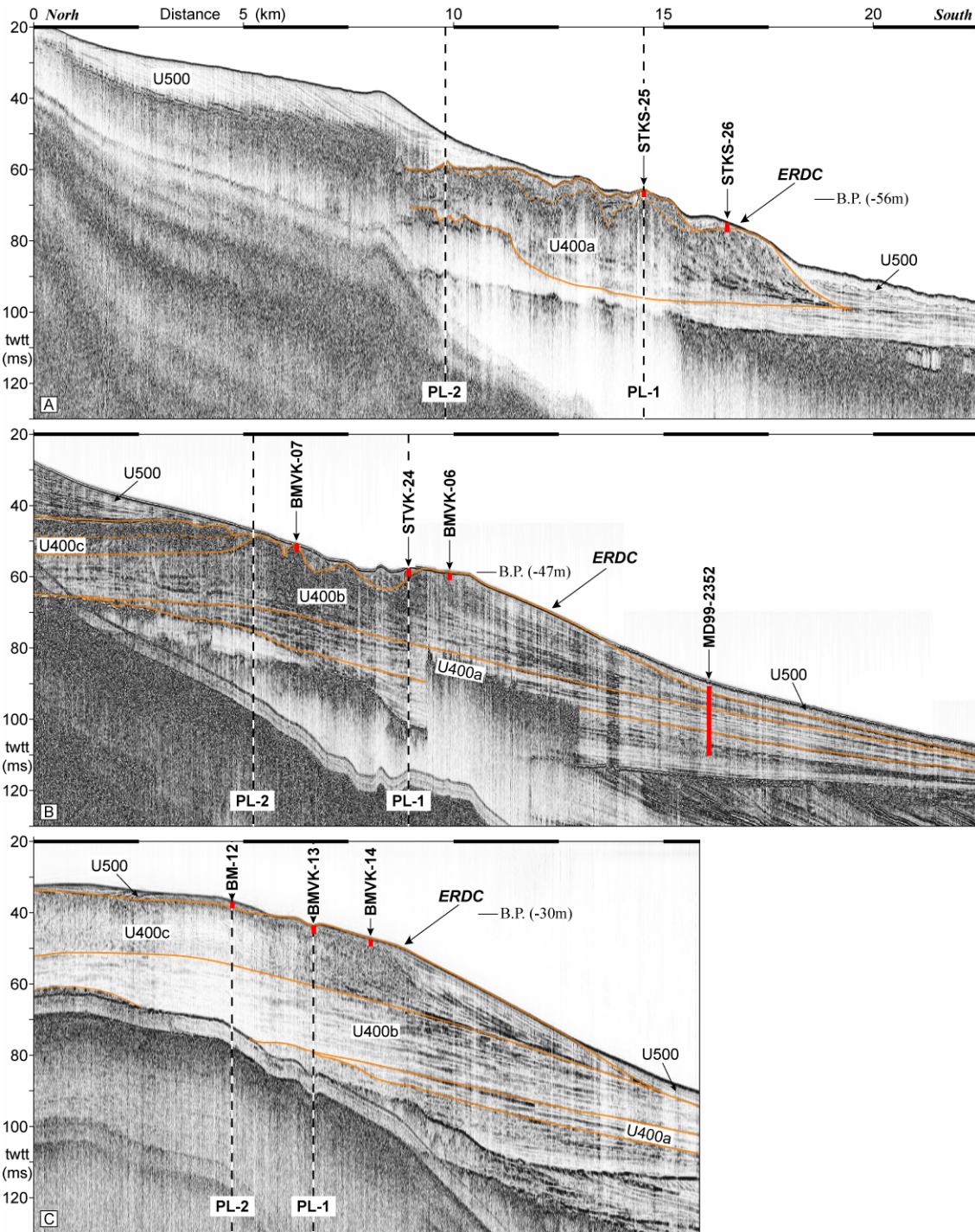


Figure VI.19: Profils de sismique Chirp et leurs interprétations du complexe deltaïque précoce du Rhône (ERDC) suivant 3 sections N-S réparties de l'Est à l'Ouest du système (localisation sur la figure VI.18); (A) système deltaïque à -55/60 m (au Sud du lobe de Saint-Ferréol), (B) système deltaïque à -45 m (au large du Rhône Peccais) et (C) système deltaïque à -30/35 m (dans le Golfe d'Aigues-Mortes). Trois sous-unités ont été repérées au sein de l'unité sismique U400. Elles forment les différents stades de l'évolution de l'ERDC. Les carottes (Kullenberg et vibro-carottier) sont positionnées le long des profils.

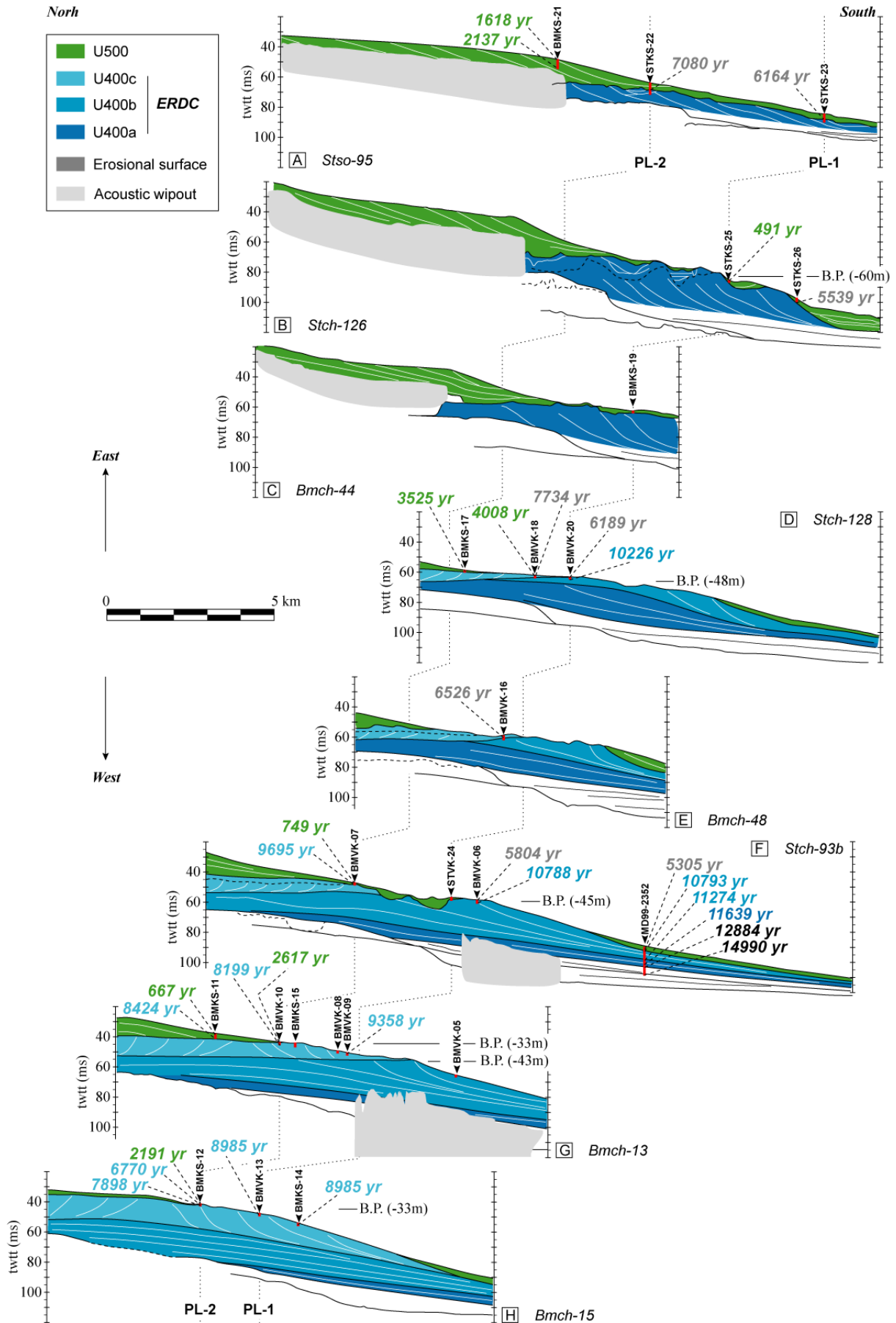


Figure VI.20: L'évolution spatiale et temporelle du complexe deltaïque précoce du Rhône (ERDC) est montrée par ces 8 sections synthétiques N-S, réparties d'Est en Ouest (localisation sur la figure VI.18). L'interprétation des profils de sismique Chirp et 2,5kHz permet de mettre en évidence l'évolution latérale des sous-unités de U400 (U400a, U400b et U400c). Ces faciès acoustiques sont calibrés par des carottes sédimentaires (Küllenberg et vibro-carottier) qui fournissent également les contraintes d'âges. Les âges indiqués ont été obtenus par datation radiocarbone sur des coquilles bien préservées; il s'agit d'âges corrigés et calibrés (calib-5.1) (cf Annexe II). ◀

En résumé, l'ERDC se compose principalement de 3 sous-unités superposées, se décalant progressivement vers le Nord-Ouest entre 55 m (U400a) et 30 m (U400c). Elles ont des épaisseurs équivalentes et forment des corps lobés de type deltaïque à prodeltaïque.

VI.2.3.B Faciès sédimentaires, environnements de dépôts et chrono-stratigraphie

Une série de campagnes à la mer a eu pour objectif l'échantillonnage de l'ERDC grâce à des carottiers Küllenberg ou des vibro-carottiers (Image-5, Strataform, Beachmed, Calimero; cf Chapitre II). La stratégie adoptée a été de prélever successivement les sédiments des "topsets", "foresets" et "bottomsets" de ce prisme sédimentaire dans le but d'établir l'évolution des conditions de sédimentation et la chronologie des dépôts.

- *La lithologie des "topsets" (zone des dunes et bancs sableux)*

La partie supérieure de l'ERDC ("topsets" des cliniformes) est particulièrement difficile à échantillonner à cause de la nature sableuse des sédiments. De ce fait, les 24 carottes prélevées sont relativement courtes. La plupart des carottes (exemple carotte BMVK-06 sur PL1; Figure VI.22), expose une séquence sédimentaire grano-croissante; les lits de sables fins à moyens alternant avec des intervalles silteux sont de plus en plus fréquents vers le haut de la carotte jusqu'au passage abrupt à une couche massive de sables fins à moyens de plus de 1,50 m d'épaisseur (Figures VI.21 et VI.22). A l'échelle des lits sableux, il est possible d'observer une organisation des grains grano-décroissante (Berné *et al.*, sous presse). Un lag grossier (5-30 cm), coquillier avec parfois des galets, scelle le sommet des carottes. Les coquilles ou leurs fragments indiquent un environnement de dépôt littoral peu profond. Dans la partie orientale de l'ERDC, ce dépôt grossier se transforme en une accumulation de galets (carotte STKS-25) traduisant la proximité d'un système fluvial (cf Fig.9 in Berné *et al.*, sous presse). Cet intervalle est à mettre en relation avec la surface d'érosion décrite par la sismique au toit de l'unité U400 (Figure VI.20).

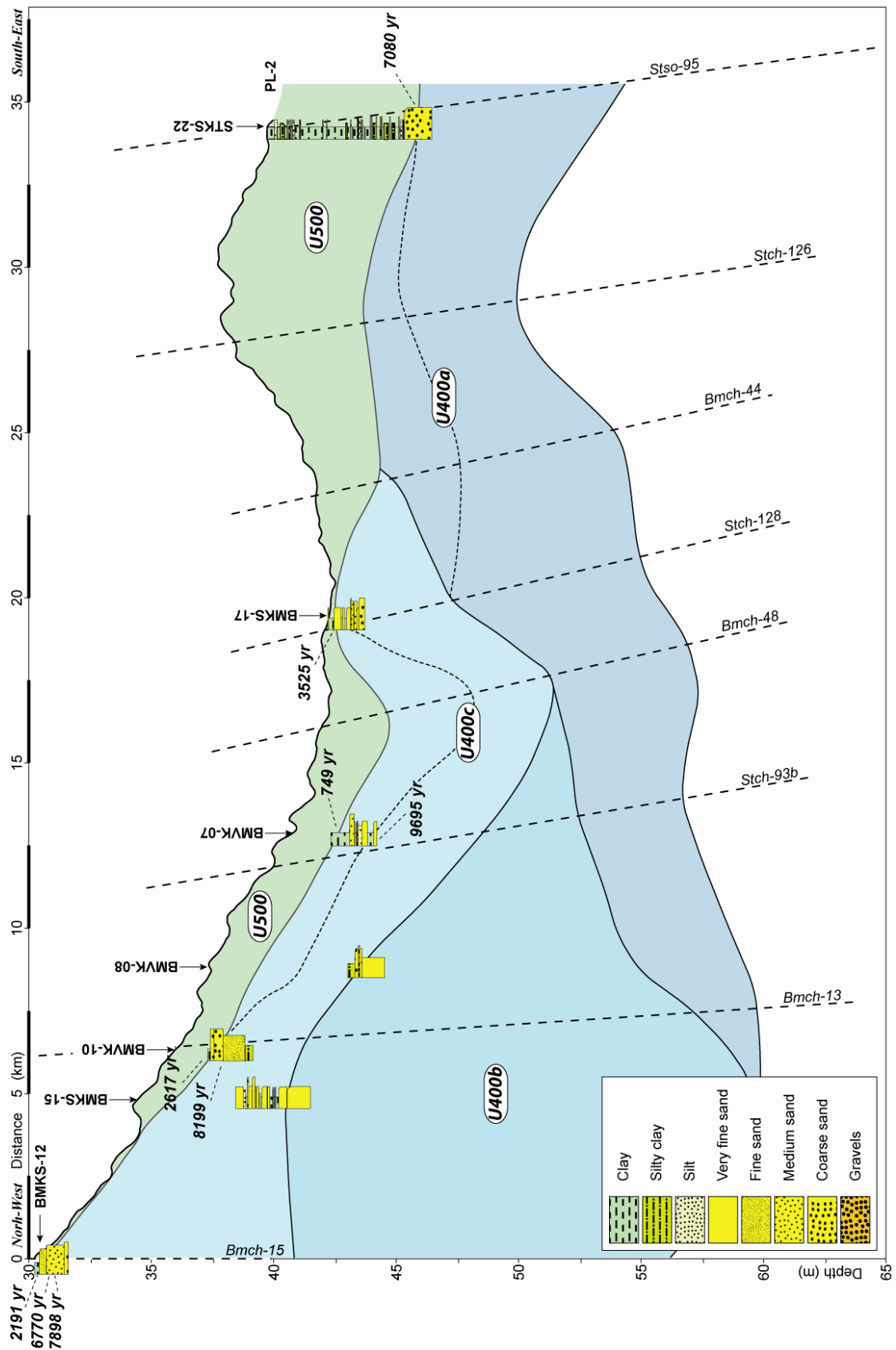


Figure VI.21: Section longitudinale (PL-2 sur la figure VI.18) orientée NO-SE, le long du complexe deltaïque précoce du Rhône (ERDC). Les carottes sédimentaires et les indications chronologiques sont positionnées sur le profil bathymétrique. L'interprétation stratigraphique provient de l'analyse des données de sismique THR.

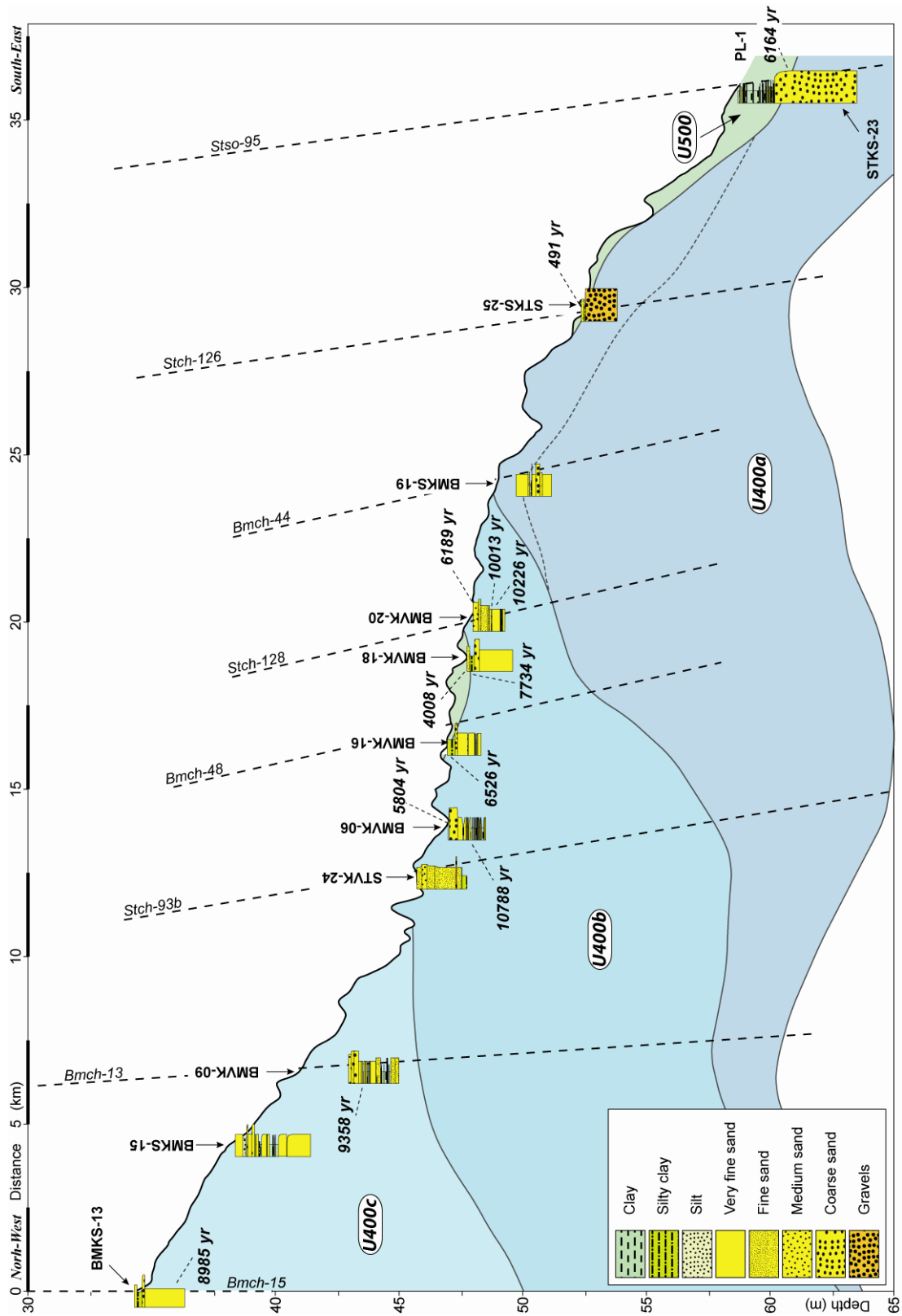


Figure VI.22: Section longitudinale (PL-1 sur la figure VI.18) en aval de PL-2, orientée NO-SE, le long du complexe deltaïque précoce du Rhône (ERDC). Les carottes sédimentaires et les indications chronologiques sont positionnées sur le profil bathymétrique. L'interprétation stratigraphique provient de l'analyse des données de sismique THR.

Plus les carottes sont septentrionales et plus ce dépôt grossier est recouvert par un intervalle argilo-silteux épais (jusqu'à 80 cm d'épaisseur de U500) qui vient confirmer que les dunes ne sont pas en équilibre avec le régime hydrodynamique actuel, du moins pendant les périodes de beau temps. L'évolution NO-SE de l'ERDC a été matérialisée par 2 transects, PL1 et PL2 (respectivement Figures VI.22 et VI.21). Les carottes courtes permettent d'échantillonner successivement les différentes unités de U400 qui présentent des caractéristiques lithologiques équivalentes. Elles ont surtout apporté des contraintes d'âges (Annexe II) qui couplées avec celles des "bottomsets", serviront à établir la chronologie de dépôt des unités stratigraphiques.

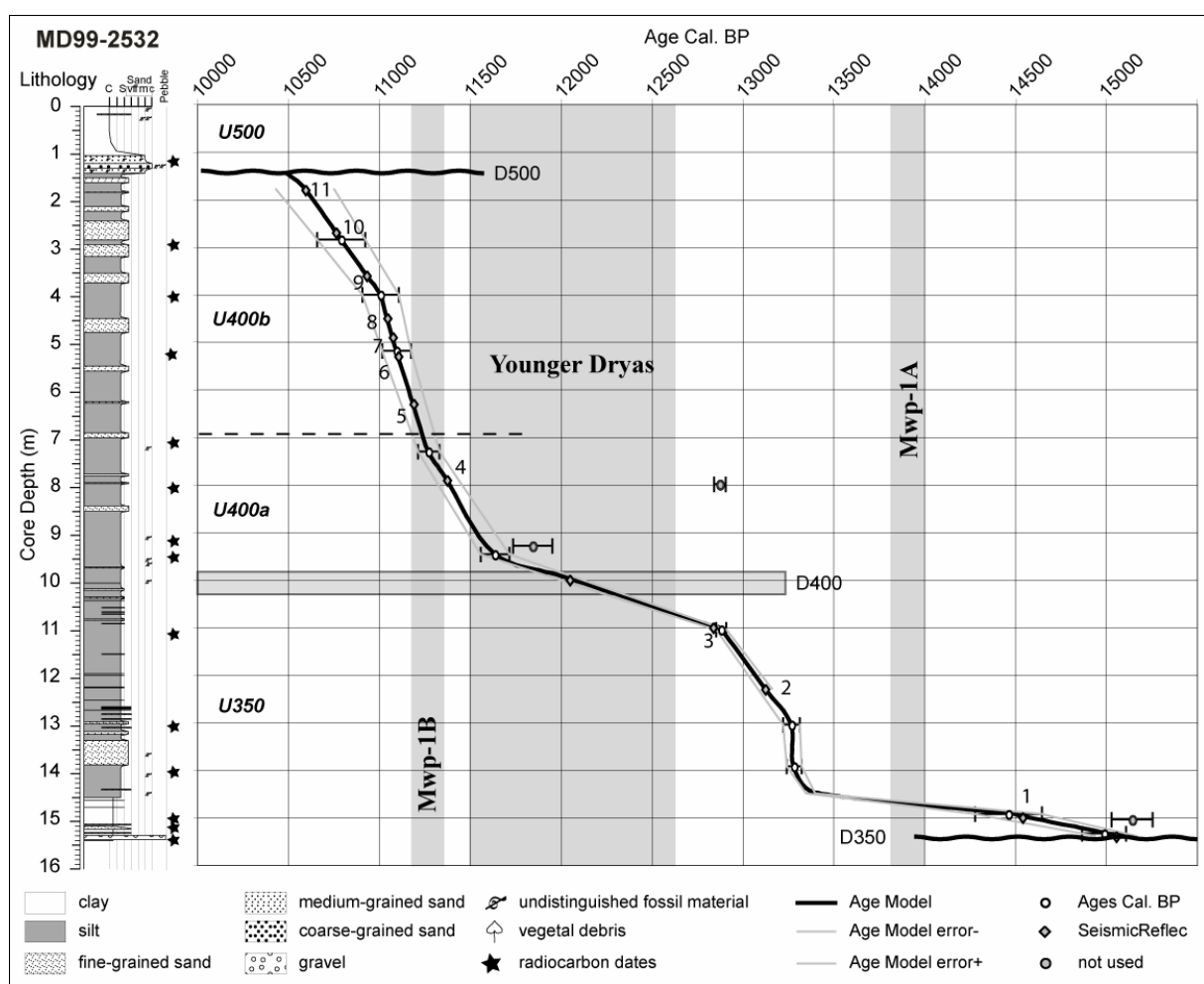


Figure VI.23: Descriptions lithologiques et modèle d'âge de la MD99-2532 (Berné et al., sous presse). Localisation des carottes sur la figure VI.18. Les dates radiocarbones calibrées y sont reportées. Les discontinuités D350 et D500 sont des surfaces érosives individualisées sur la sismique et la carotte MD99-2532.

● *La lithologie des "foresets/bottomsets" (carotte MD99-2352)*

La carotte Calypso MD99-2352, avec ses 15,40 m de long, a permis d'échantillonner les "foresets/bottomsets" des unités U400 et U350 (Figure VI.23 et Annexe II). A la base (1538-1529 cm), des sédiments très grossiers sont associés à un horizon coquillier avec des galets qui est interprété comme une surface de ravinement (Berné *et al.*, sous presse). Juste au-dessus, des coquilles de mollusques remaniées sont jonchées et mélangées dans une boue argileuse, typique d'un milieu infralittoral. Malgré cela, une partie des assemblages faunistiques décrit un environnement peu profond (0-2 m) représenté par le bivalve *Mytilus* sp. (*cf galloprovincialis*) daté à environ 15 000 ans cal. BP et *Chamelea gallina* ainsi que le gastropode *Nassarius reticulatus*. Une autre partie inclue des hôtes vivant actuellement dans les eaux froides des régions boréo-celtiques tels que *Mya truncata* et *Limacina* sp. Ces coquilles ont du être remaniées lors de la transgression.

L'intervalle sédimentaire sus-jacent correspond à une accumulation importante de silts argileux alternant avec des lamines millimétriques à centimétriques de silts sableux ou de sables fins, significatifs de l'énergie développée au sein d'un "shoreface" inférieur voir d'un prodelta. La présence des mollusques *Turritella communis* et *Corbula gibba* confirme cette interprétation.

Entre 102 et 140 cm, la carotte sédimentaire met à nouveau en évidence une couche mélangée coquillière avec une matrice de sable fin. Elle peut être corrélée avec la discontinuité sismique D500. Le mélange faunistique varié inclue des mollusques, bryozoaires et serpulidés de diverses origines. Ce lit sableux est attribué à l'action prolongée d'un vannage intense sur le fond de la mer (équivalent à un intervalle condensé).

Les 102 cm supérieurs sont composés d'argiles silteuses beiges bioturbées avec quelques débris de coquilles. La présence de *Parvicardium minimum*, *Acanthocardia echinata*, *Nassarius pygmaeus* et de *Corbula gibba* supporte l'hypothèse d'un environnement de dépôt argileux de plateforme, remanié de manière épisodique (*e.g.* Cabioch, 1968; Di Geronimo and Robba, 1989; Taviani *et al.*, 1998).

A partir des datations obtenues sur la paléo-faune (Annexe II), un modèle d'âge a été établi au niveau de la carotte MD99-2352 pour la période de temps comprise entre les 2 surfaces d'érosion D350 et D450 (Figure VI.23).

- *Chrono-stratigraphie de l'ERDC*

Dans cette étude, les cliniformes sableux de l'ERDC imagés par la sismique très haute résolution, ont été considérés comme des lignes-temps et ont ainsi servi à propager des datations radiocarbone obtenues sur la carotte MD99-2352, vers le haut des "foresets" préservés (Berné *et al.*, sous presse). La combinaison de l'ensemble des âges, acquis au niveau de l'ERDC (Annexe II), permet ainsi de préciser les périodes de dépôt et d'érosion des différentes unités de U400. La sous-unité U400a serait comprise entre 12 500 et 11 200 ans cal. BP, U400b entre 11 200 et 10 000 ans cal. BP et enfin U400c entre 9 700 et 6 770 ans cal. BP (Figures VI.20 à VI.22). A noter que de nombreuses coquilles ont été prélevées dans l'intervalle grossier au toit des unités U400a et U400b qui est assimilé à une surface d'érosion ou de condensation. De manière assez surprenante, ces âges sont concentrés dans une période de temps allant de 7 700 à 5 300 ans cal. BP, soit plus ou moins l'équivalent en temps du dépôt de l'unité U400c plus à l'Ouest. Globalement, l'âge des sous-unités décroît vers le NO en même temps que la profondeur d'eau.

Les carottes sédimentaires sur l'ERDC ont également permis de contraindre l'unité U500, recouvrant par endroit U400. Les carottes BMKS-21 et STKS-22 (Figure VI.20), par exemple, échantillonnent respectivement 5,60 m et 5,70 m des sédiments superficiels de cette unité. Ils consistent en des silts argileux et en considérant l'ensemble des prélèvements, ils se seraient déposés entre 4 000 et 1 600 ans cal. BP. Ces âges sont légèrement postérieurs à la période de mise en place du lobe deltaïque de Saint-Ferréol cartographié à terre (2 000 à 4 000 ans ¹⁴C BP; d'après Vella *et al.*, 2005). Le lobe 6 (Figure VI.4) et l'unité 500 (Figure VI.14) seraient en fait l'extension prodeltaïque marine de l'ancien delta de St Ferréol, ce dernier représentant une part non négligeable du delta du Rhône moderne. Les âges les plus récents (entre 400 et 600 ans cal. BP) ont été attribués à l'activité récente du Rhône de Saint-Ferréol qui est aujourd'hui encore alimenté par un émissaire du Rhône.

VI.2.4. Synthèse stratigraphique régionale (corrélations Terre-Mer)

En mer, nous venons de décrire l'accumulation sédimentaire post-glaciaire concentrée sur la plateforme interne et médiane. L'enregistrement sédimentaire holocène correspond à terre à la construction du delta du Rhône. Ces deux environnements de dépôts sont liés par une histoire sédimentaire commune: la construction de l'édifice deltaïque du Rhône.

VI.2.4.A Dépôts holocènes continentaux: delta du Rhône

L'édification du delta du Rhône est relativement récente puisqu'il s'est mis en place pendant l'Holocène (L'Homer *et al.*, 1981). L'agencement des dépôts est typique des environnements deltaïques, c'est-à-dire que les sédiments s'accumulent le long des systèmes fluviaux à la faveur des chenaux, levées et cordons littoraux. L'ensemble forme des lobes deltaïques qui évoluent principalement de manière auto-cyclique en fonction de l'espace disponible. D'autres facteurs peuvent être à l'origine de la migration de ces lobes. Le remplissage sédimentaire de la plaine deltaïque après 6 000 ans BP a été principalement contrôlé par les variations du niveau marin relatif et des flux sédimentaires (Vella *et al.*, 2005).

Les premiers dépôts déglaciaires se sont installés sur des sédiments grossiers pléistocènes (des graviers d'après Oomkens, 1970). Les nombreux forages disponibles au niveau des corps sédimentaires holocènes qui composent le delta du Rhône ne fournissent que très peu d'informations sur ce substratum pléistocène. La stratigraphie de ces forages a tout de même permis de cartographier l'épaisseur des dépôts et ainsi de faire une carte de la surface de base (Kruit, 1955; Oomkens, 1970; Pons *et al.*, 1979). L'existence de paléo-vallées dans la topographie des graviers pléistocènes a favorisé la progradation des dépôts de haut niveau (Figure VI.24). Les premiers apports sédimentaires post-glaciaires ont circulé via ces chenaux creusés dans le substrat graveleux pléistocène à environ 40 m sous le 0 NGF.

Le delta holocène du Rhône a été formé par la contribution de 3 lobes principaux: Peccais, Saint-Ferréol et Ulmet (d'Ouest en Est; d'après Vella *et al.*, 2005). Les parties superficielles (delta) des 2 derniers se sont installées, de manière synchrone, entre 4 000 et 2 000 ans ¹⁴C BP (Figure 24); les lobes Peccais, Bras de Fer et Roustan étant plus récents. Les forages de la plaine deltaïque, récemment ré-interprétés par le BRGM (Boyer *et al.*, 2005), ainsi que de nouveaux puits (forage SF01) réalisés dans le cadre du GDR-Marges par le CEREGE, permettent d'avoir une représentation générale de l'organisation stratigraphique de ces lobes deltaïques.

Au niveau de la plaine deltaïque inférieure, la partie inférieure des dépôts s'organise en plusieurs unités progradantes superposées dans une organisation générale rétrograde. Le forage SF01, au niveau du lobe de Saint-Ferréol, a traversé ces dépôts. Ils consistent en une ancienne plaine deltaïque située entre 30 et 40 m sous la plaine actuelle et datée

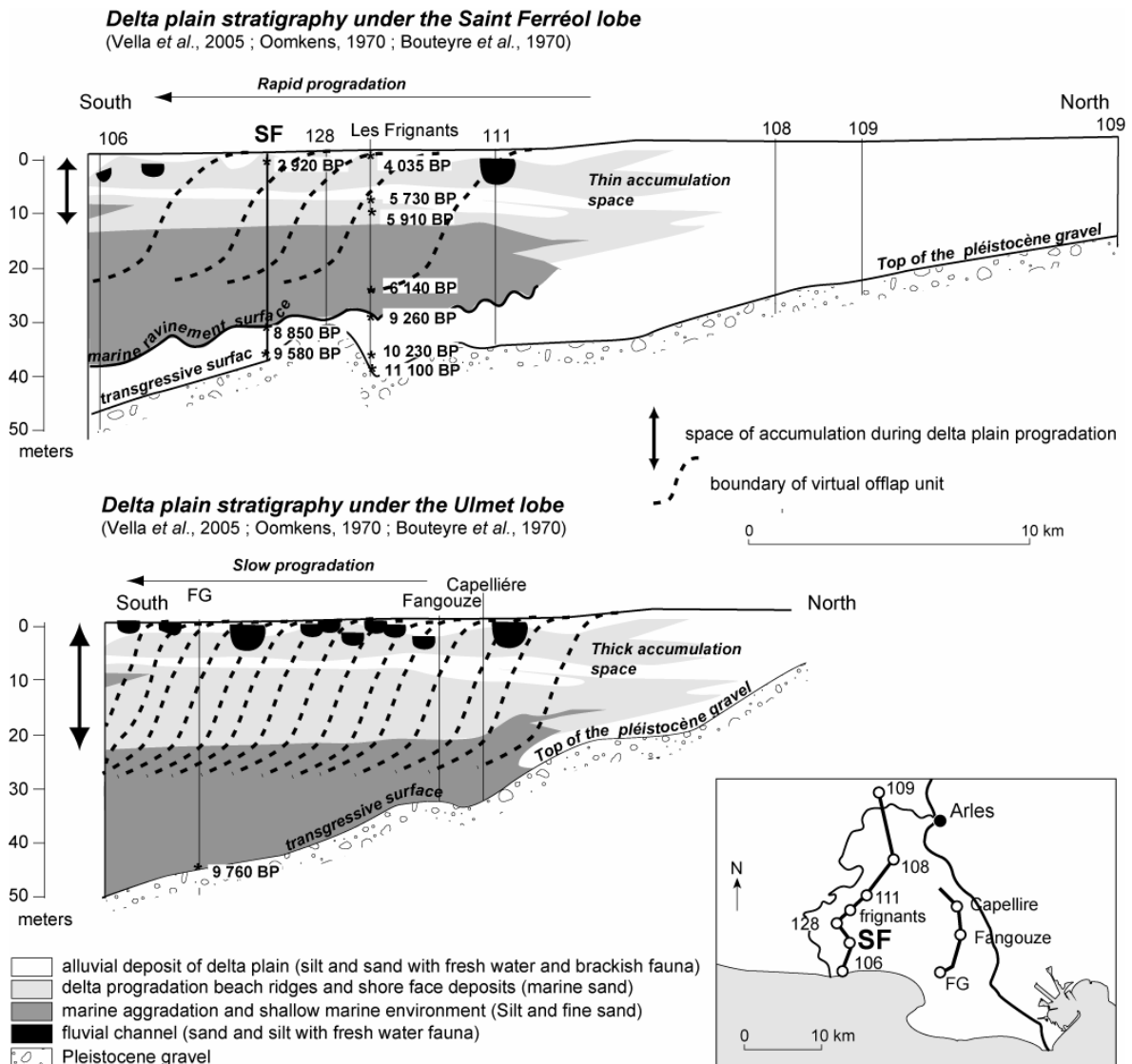


Figure VI.24: Synthèse de la stratigraphie des dépôts déglaciaires du delta actuel du Rhône. Modèles conceptuels décrivant l'évolution stratigraphique latérale de la plaine deltaïque au niveau de 2 transects à travers les lobes de Saint-Ferréol et d'Ulmet (modifiée de Vella *et al.*, 2005). Les environnements de dépôts ont été interprétés d'après les travaux de Oomkens (1970), Bouteyre *et al.* (1970), Pons *et al.* (1979) et Boyer *et al.* (2005) et les datations radiocarbones proviennent des études de Pons *et al.* (1979) et Vella, (com. perso). Entre les 2 sections, les variations latérales d'accommodation au moment du dépôt expliquent des distances et des vitesses de progradation différentes des lobes.

entre 10 000 ans cal. BP (8 850 ±52 ans ¹⁴C BP) et 10 900 ans cal. BP (9 580 ±50 ans ¹⁴C BP) (Vella *et al.*, 2005). Une surface d'érosion importante scelle cette unité; elle correspond à une surface de ravinement. Au-dessus, les dépôts forment un prisme sédimentaire s'épaississant vers le large avec des sédiments de plus en plus grossiers vers le sommet de la section. Ils s'organisent également en plusieurs unités stratigraphiques progradantes les unes sur les autres. La remontée de la mer a créé une accommodation importante qui a tout d'abord

conduit les dépôts à aggrader sous la forme d'un prodelta marin. La progradation du delta intervient ensuite lorsque l'accommodation a suffisamment diminué (Figure VI.24). En effet, la partie superficielle correspond à des dépôts deltaïques progradant sur les dépôts prodeltaïques de la partie médiane de la section. Les premiers indices de progradation du lobe Saint-Ferréol sont des cordons littoraux datés autour de 4 500 ans cal. BP (Vella *et al.*, 2005).

En résumé, la partie inférieure des dépôts de la plaine deltaïque correspond à un corps transgressif qui est scellé par une surface d'inondation datée à environ 5 150 ans cal. BP et recouvert par des paraséquences de haut niveau marin qui ont progradé lors de la diminution de la remontée à la fin de l'Holocène.

VI.2.4.B Organisation stratigraphique *Terre-Mer* du prisme sédimentaire

L'organisation générale des dépôts post-glaciaires, à la fois sur la plateforme interne et au niveau du delta, a plusieurs fois été décrite sur la base des corrélations entre les interprétations géométriques et de faciès des unités sismiques marines avec les observations géo-morphologiques et stratigraphiques de la plaine deltaïque (Marsset and Bellec, 2002; Gensous and Tesson, 2003; Boyer *et al.*, 2005; Labaune *et al.*, 2005; Berné *et al.*, sous presse). Malheureusement, ces reconstitutions manquaient de contraintes chrono-stratigraphiques.

Sur la base de nos nouvelles données sismiques et lithologiques, le profil synthétique Nord-Sud, présenté à la figure VI.25, propose une synthèse des corps deltaïques et prodeltaïques déposés entre 15 000 ans cal. BP et aujourd'hui en mer et à terre au niveau du lobe deltaïque de Saint-Ferréol. Les unités progradantes du cortège déglaciaire s'intègrent dans un schéma général rétrograde. Cette coupe montre, en particulier, les connexions entre les unités marines U400, U500, U600 et leurs prolongations vers le delta avec les dépôts holocènes forés sur le continent (Oomkens, 1970; Bouteyre *et al.*, 1970; Vella *et al.*, 2005). La chronologie et la nature de ces dépôts sont contraintes par la carotte MD99-2352 en mer et le forage SF01 au niveau du lobe de Saint Ferréol.

La plaine deltaïque, décrite par Vella *et al.* (2005), à la base du forage SF01, est corrélable avec l'unité U400. Nous avons vu précédemment que les dépôts deltaïques surmontant l'unité U400 pourraient s'étendre en mer jusqu'au large du Rhône de Peccais actuel. Ce premier système se met en place jusqu'à environ 10 000 ans cal. BP.

Au dessus de ces dépôts, un autre système s'installe à partir 6 500 ans cal. BP. Tout d'abord, les sédiments prodeltaïques marins (U500) progradent au niveau du delta actuel entre 4 700 et 2 815 ans cal. BP (forage SF01; Vella, com. perso.) et ensuite sur la plateforme interne principalement entre 4 000 et 1 600 ans cal. BP (carottes marines); l'activité en mer de ce prodelta perdure encore aujourd'hui. La progradation du delta Saint-Ferréol se fait conjointement mais le long d'une colonne stratigraphique les dépôts sont décalés dans le temps. Ainsi, la plaine deltaïque colonise les dépôts prodeltaïques sous la forme de cordons littoraux à partir de 4 500 ans cal. BP (Vella *et al.*, 2005).

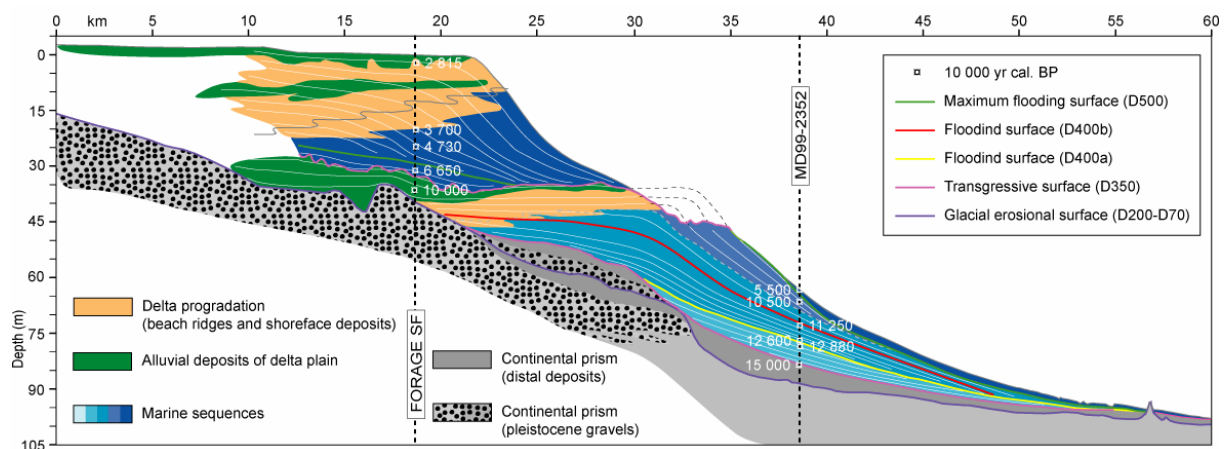


Figure VI.25: Profil synthétique du prisme déglaciaire déposé sur la plaine deltaïque et sur la plateforme interne du Golfe du Lion. Cette section NE-SO reprend les observations lithologiques, chrono-stratigraphiques et environnementales développées précédemment. Les informations sur le delta du Rhône sont issues des travaux de Vella *et al.* (2005) et Boyer *et al.* (2005). Cette section permet d'établir des corrélations sismo- et chrono-stratigraphiques Terre-Mer (localisation sur la figure VI.30).

Ainsi 2 épisodes de progradation généralisés, recouvrant les dépôts pléistocènes plus anciens, peuvent être décrits. Il s'agit de la construction de 2 systèmes deltaïques et prodeltaïques préservés sur cette plateforme. Le toit du premier ensemble ou du moins ce que le ravinement marin a conservé se situe actuellement entre 10 et 20 km de la côte par 45 à 55 mètres sous le niveau 0 NGF. Il se serait formé entre 15 000 et 10 000 ans cal. BP. Le second système correspond en surface au delta actuel qui se serait majoritairement formé à partir de 6 500 ans cal. BP. D'un point de vue stratigraphique, chaque ensemble répond au schéma suivant: une unité transgressive rétrogradante à la base, recouverte par une unité aggradante, elle-même surmontée d'une unité progradante. La section de la figure VI.25 est synthétique et il ne faut pas sous-estimer les variations latérales dans ce contexte deltaïque. Elles se

matérialisent par des chronologies de dépôt différentes et par l'évolution de l'épaisseur des corps sédimentaires.

La conclusion de cette étude stratigraphique est que l'enregistrement sédimentaire de la déglaciation est continu dans le temps si l'on considère plusieurs zones de dépôts. Les épandages sédimentaires marins du bassin profond et les structures discontinues du haut de pente et de la plateforme externe ont recueilli les sédiments entre 20 000 et 15 000 ans cal. BP. Mais l'enregistrement de la déglaciation s'effectue principalement sur la plateforme interne lors des différentes étapes de construction de la plaine deltaïque. La synthèse des dépôts mis en place dans cette zone, nous permet d'avoir une représentation exhaustive des sédiments accumulés entre 15 000 ans cal. BP et aujourd'hui.

Une dernière zone de dépôt se situe dans le bassin versant du Rhône; elle comprend l'ensemble du réseau fluvial avec en particulier les pièges à sédiments que constituent les lacs d'altitude. Que ce soit le lac Léman (de Genève), le lac du Bourget (Chapron, 1999; van Rensbergen *et al.*, 1999; Girardclos, 2001; Arnaud *et al.*, 2005; Chapron *et al.*, 2005; Debret, 2005; Revel-Rolland *et al.*, 2005) et le lac d'Annecy (Magny *et al.*, 2003; Magny and Bégeot, 2004) dans les Pré-Alpes ou le lac Lautrey dans le Jura (Peyron *et al.*, 2005; Magny *et al.*, 2006), parmi ceux les plus explorés, ces zones de transits et de captures sédimentaires ont fait l'objet de nombreuses études sédimentologiques ces dernières années (*e.g.* programmes nationaux Eclipse et Aphrodyte). Suivant les lacs, les enregistrements sédimentaires partiels ou continus couvrent une période qui s'étend de 12 000 ans cal. BP jusqu'à nos jours. Ils offrent l'opportunité de considérer l'évolution tardi-glaciaire et holocène des reliefs alpins et jurassiques en réponse à la variabilité du climat.

VI.3. DISCUSSION ET MODELISATION

L'ensemble des informations obtenues va permettre, tout d'abord, de faire une synthèse des paléo-environnements de dépôt caractérisant le système sédimentaire du Rhône dans le but, ensuite, d'élaborer un scénario de mise en place des unités post-glaciaires. La définition de ce modèle géologique nous permettra enfin de discuter les facteurs à l'origine de l'organisation stratigraphique, en particulier grâce à la modélisation numérique.

VI.3.1. Interprétations de la stratigraphie et des environnements de dépôts

La terminaison glaciaire est une période relativement limitée dans le temps. En effet, la déglaciation ne correspond qu'aux derniers 20 000 ans alors que la période glaciaire précédente a duré plus de 110 000 ans. Malgré cela, le dernier réchauffement climatique a été enregistré par les sédiments au sein de trois cortèges stratigraphiques (bas niveau, transgressif, haut niveau) séparés par des surfaces d'inondation majeures (Figure VI.26).

VI.3.1.A Limites stratigraphiques associées aux dépôts transgressifs

Le prisme déglaciaire couvre plusieurs domaines physiographiques. Il forme une suite de cortèges de dépôts séparés par des discontinuités (Vail *et al.*, 1987). Plusieurs de ces discontinuités majeures ont servi à replacer les différentes accumulations dans leur contexte chrono-stratigraphique afin de reconstituer un enregistrement continu dans le temps des événements post-glaciaires (Figures VI.26 et VI.27).

- *Limite de séquence et surface d'érosion de bas niveau marin*

Sur l'ensemble de la plateforme, la base des dépôts post-glaciaires est matérialisée par une surface d'érosion régionale. Cette surface est nommée D70s sur le haut de pente et sur la plateforme continentale. Elle rejoint la surface D200 sous les dépôts déglaciaires de la plateforme interne. Enfin cette surface glaciaire scelle les cailloutis pléistocènes à la base de l'enregistrement holocène sur la plaine deltaïque. Elle est interprétée comme la surface d'érosion (aérienne, fluviale et sous-marine) du bas niveau marin et correspond ainsi à la limite de séquence. Elle a été datée autour de 20 000 ans cal. BP sur la partie supérieure de la pente continentale (*cf* Chapitre V).

- *Surface transgressive et de ravinement*

La surface de ravinement est la surface d'inondation qui se situe à la base des paraséquences transgressives (van Wagoner *et al.*, 1990). A de rares exceptions près, elle se confond sur la plateforme externe avec la limite de séquence et se compose de plusieurs surfaces d'inondation successives sur la plateforme interne. Une telle surface a été observée et étudiée sur plusieurs marges continentales comme en Mer Adriatique (Trincardi *et al.*, 1994)

ou dans le Golfe du Mexique (Anderson *et al.*, 2004). Mais des conditions hydrodynamiques plus énergétiques dans le Golfe du Lion permettent de mieux isoler cette surface de ravinement au-dessus du plus bas niveau marin.

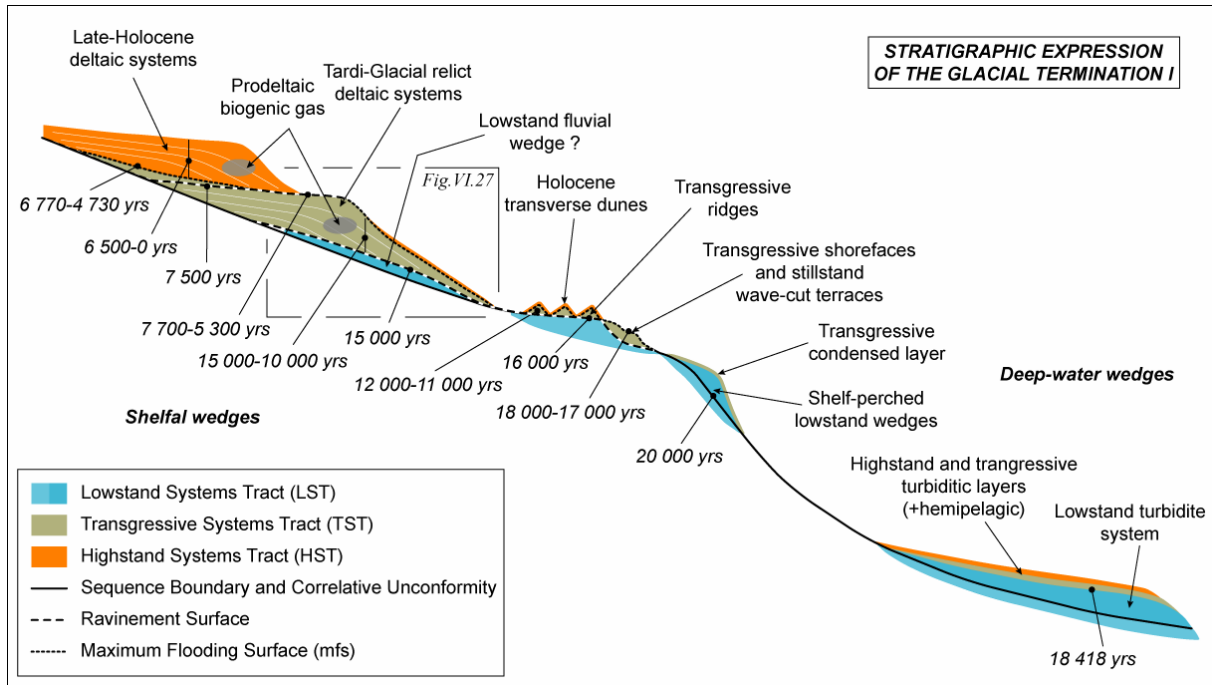


Figure VI.26: Expression stratigraphique et distribution des dépôts post-glaciaires du Golfe du Lion. Les cortèges de bas niveau, transgressif et de haut niveau marin se sont successivement déposés sur les différentes zones physiographiques de la marge sous la forme de paraséquences locales qui ont pu être corrélées régionalement grâce aux surfaces d'inondation majeures. A noter que la limite de séquence et le prisme de bas niveau ont été interprétés au sens de Hunt and Tucker, 1992.

Alors que la partie supérieure de la pente continentale se trouvait sous le plus bas niveau marin, le rebord de plateforme enregistrait les premières marques d'érosion due au ravinement par les vagues en tout début de transgression. Ainsi plusieurs stationnements marins ont formé des terrasses d'érosion entre 18 000-17 000 ans cal. BP et postérieurement à 16 000 ans cal. BP, respectivement à 110-115 m et 98-105 m (Jouet *et al.*, 2006). Ce dernier niveau sur la plateforme externe correspond à la base des dépôts transgressifs et est particulièrement identifiable sur les profils de sismique Chirp très haute résolution (Figure VI.10). Les dates radiocarbones permettent de distinguer les dépôts régressifs (antérieurs à 20 000 ans cal. BP) de ceux transgressifs (postérieurs à 16 000 ans cal. BP). L'intervalle de temps entre ces deux périodes de dépôts correspond à l'érosion (ou ravinement) représenté par un intervalle de sables grossiers avec de nombreuses coquilles et fragments coquilliers (Bassetti *et al.*, 2006). La meilleure estimation de l'âge de la surface de ravinement

est issue de l'analyse d'une coquille de *Mytilus* sp. dans la carotte MD99-2351 (99 m); elle donne une date de 16 000 ans cal. BP à 1 mètre sous le fond marin actuel (Figure VI.11). D'après la courbe eustatique de Camoin *et al.* (2004), le niveau de la mer se situait autour de 99 m à cette période.

Sur la plateforme interne (Figure VI.27), la surface d'inondation (D350), à la base du prisme déglaciaire, a été interprétée comme la surface de ravinement créée par la transgression marine (Mwp-1A) autour de 15 000 ans cal. BP, c'est-à-dire au début du Bølling-Allerød (Berné *et al.*, sous presse). Un doute subsiste à propos de l'âge de la surface de ravinement à ce niveau et nous ne pouvons exclure une sédimentation plus précoce sur la plateforme interne (unité U300 continentale ?).

Au-dessus de l'ERDC, la limite supérieure (D500) est également une surface d'inondation qui s'est formée avec la reprise de la transgression rapide, après la fin du Younger Dryas. Elle peut également être considérée comme la prolongation de la surface de ravinement. Sur la partie orientale de l'ERDC qui ne reçoit pas les apports du Rhône à cette période, elle a été datée entre 7 700 à 5 300 ans cal. BP.

Sous la plaine deltaïque actuelle, les forages ont échantillonné une surface qui marque la transition entre une ancienne plaine deltaïque et les dépôts prodeltaïques marins. Cette limite a été datée à environ 7 500 ans cal. BP à plus de 30 m sous le 0 NGF par le forage SF01 (Vella, com. perso.).

En résumé, la surface de ravinement asynchrone a enregistré la remontée du niveau de la mer sur la plateforme continentale, successivement autour de 18 000-17 000 ans cal. BP à 110-115 m (rsl), puis autour de 16 000 ans à 98-105 m et enfin autour de 15 000 ans cal. BP à 80 m. Après la progradation d'un prisme littoral pendant le stationnement marin du Younger Dryas, elle ne s'exprime qu'entre 7 700 et 5 300 ans cal. BP au-dessus de l'ERDC, et sous la plaine deltaïque actuelle entre 30 et 45 m de profondeur. Postérieurement à cette date, la plaine deltaïque actuelle se met en place.

- *Surfaces d'inondation*

Globalement, D500 est la surface qui s'approche le plus de la définition d'une surface d'inondation maximum (mfs). Elle sépare les unités rétrogradantes transgressives des unités aggradantes/progradantes de haut niveau marin (Labaune *et al.*, 2005). La mfs est généralement une surface de "downlap" au sein du prisme déglaciaire mais au niveau du lobe

de Saint-Ferréol, elle est combinée avec la surface érosive de ravinement et elle affleure entre les dépôts de l'ERDC et ceux du lobe Saint-Ferréol; les apports deltaïques se situaient plus à l'Ouest entre 7 700 et 5 300 ans cal. BP et l'inondation maximale intervient dans cette zone lors d'une faible sédimentation deltaïque (lacune). D'après les prélèvements sédimentaires, 6 770 ans cal. BP correspond à la datation la plus récente obtenue dans les dépôts sédimentaires continentaux de l'ERDC (~36 m) appartenant au cortège transgressif. Au niveau du delta du Rhône (forage SF01; Vella, com. perso.), la date de 4 730 ans cal. BP marquerait le passage d'un intervalle à faible sédimentation à la reprise d'une progradation rapide des dépôts prodeltaïques. La mfs aurait donc un âge compris entre 6 770 et 4 730 ans cal. BP.

D'autres surfaces ont été interprétées comme des surfaces d'inondation. En particulier, la surface de "downlap" D400 qui peut être assimilée à une surface d'inondation marquant la fin de la remontée rapide et une stabilisation du niveau marin au début du Younger Dryas (~12 500 ans cal.BP) (Berné *et al.*, sous presse). Les autres discontinuités sismiques (D600/D601, D610) correspondent également à des surfaces d'inondation (Labaune *et al.*, 2005) mais nous ne disposons pas suffisamment de datations pour contraindre leur âge.

Que ce soit la limite de séquence, la surface de ravinement ou encore les surfaces d'inondation, l'ensemble des surfaces marque différentes étapes eustatiques de mise en place du système déglaciaire sur la plateforme. Elles ont permis d'identifier les différents cortèges de dépôt qui composent un ensemble de paraséquences transgressives ("parasequence set" de van Wagoner *et al.*, 1990).

VI.3.1.B Cortège de bas niveau marin

Le début de la dernière déglaciation (~20 000 ans cal. BP) prend effet pendant la dernière période glaciaire, en contexte de bas niveau marin. L'enregistrement de l'intervalle post-glaciaire s'effectue à travers les accumulations sédimentaires mises en place sur la plateforme externe (Bassetti *et al.*, 2006; Jouet *et al.*, 2006), la pente continentale et le bassin profond (Bonnell *et al.*, 2005; Droz *et al.*, 2006; Dennielou *et al.*, soumis). Ces dépôts sont ainsi le résultat de divers processus de sédimentation, actifs en contexte de bas niveau marin (Figure VI.26).

Au pied du réseau de canyons du Golfe du Lion, des dépôts turbiditiques se sont mis en place durant la dernière glaciation (Figure VI.9). Le principal édifice, le Néofan du Rhône (Droz *et al.*, 1985; Torres *et al.*, 1997; Bonnell *et al.*, 2005) se serait construit depuis le

Dernier Maximum Glaciaire (d'après Méar, 1984) jusqu'à la déconnexion, vers 18 418 ans cal. BP (Bonnel *et al.*, 2005) du système deltaïque du Rhône avec la tête de canyon Petit-Rhône en rebord de plateau. La partie supérieure de la pente continentale a également enregistré localement le début de la déglaciation jusqu'à environ 15 000 ans cal. BP (Figure V.13).

Encore plus en amont, l'unité sismique U200, à la base de l'enregistrement déglaciaire de la plateforme interne, est construite le long de l'itinéraire de retrait de l'embouchure du Rhône sur la plateforme. Dans la partie centrale de la plateforme, les faciès sismiques indiqueraient plutôt des dépôts grossiers résultant probablement du remaniement des dépôts alluviaux de la vallée glaciaire du Rhône. Malheureusement, ces dépôts n'ont jamais été prélevés. Au-dessus, l'unité U300 qui n'a également pas été prélevée, correspondrait au reliquat d'un prisme continental glaciaire (*cf* section VI.3.3). A ce titre, les unités U200 et U300 ont été attribuées au cortège de bas niveau marin au sens de Hunt and Tucker (1992).

VI.3.1.C Dépôts turbiditiques du cortège transgressif et de haut niveau

Alors que le Néofan du Rhône répond aux critères du cortège de bas niveau, il apparaît désormais de manière évidente que l'activité turbiditique ne s'est pas interrompue définitivement avec l'arrêt de construction du Néofan du Rhône. Des événements sédimentaires plus récents ont épisodiquement perturbé le bassin profond. Ainsi, plusieurs couches turbiditiques isolées ont été repérées dans la zone située entre le Néofan du Rhône et la Ride Pyrénéo-Languedocienne (Droz *et al.*, 2001; Dennielou *et al.*, soumis). Cette dernière a également recueilli le produit des courants gravitaires récents circulant dans le réseau occidental de canyons débouchant dans le canyon Sète (Jallet *et al.*, 2005). Ces dépôts illustrent le maintien d'une activité turbiditique et des processus d'érosion/dépôt dans le bassin profond du Golfe du Lion pendant la période post-glaciaire en contexte de bas niveau marin tardi-glaciaire mais également lors de la transgression post-glaciaire. D'après les contraintes chrono-stratigraphiques apportées par Dennielou *et al.* (soumis), ces dépôts se sont, en effet, mis en place pendant la dernière terminaison glaciaire et pendant l'Holocène; ils appartiennent de ce fait au cortège transgressif et de haut niveau (Figure VI.26). De par leur présence dans le domaine profond, ils ont une position atypique en comparaison avec les concepts généraux de la stratigraphie des marges passives continentales et ils viennent également remettre en question les modèles de mise en place des systèmes turbiditiques profonds pendant des périodes de haut niveau marin.

VI.3.1.D Corps transgressifs et de haut niveau de la plateforme externe

A partir de 15 000 ans cal. BP, la partie supérieure de la pente continentale a été soumise au vannage et à la condensation d'une couche sableuse. Sur la plateforme externe, (Figure VI.26) les premiers dépôts post-glaciaires correspondent à des dépôts littoraux qui se sont agglomérés aux prismes sableux régressifs préexistants et qui ont contribué au remplissage de certaines têtes de canyon (*e.g.* canyons Bourcart et Petit-Rhône).

- *Environnement de dépôt des corps transgressifs de la plateforme externe*

Sur la plateforme externe, les dépôts transgressifs (U155) représentent principalement un intervalle sableux peu épais (inférieur à 9 m) reposant sur la surface d'érosion (de ravinement). Ces sédiments sont le produit de l'érosion des sables de "shoreface" sous-jacents (U150), mis en place pendant la régression des stades isotopiques MIS-3 et MIS-2 (*cf* Chapitre V). Le toit de ces dépôts régressifs a été remobilisé et réorganisé sous forme de bancs de sable lors de la transgression. Or des bancs sableux actifs ou reliques de ce type ont été décrits sur les plupart des plateformes continentales à travers le monde. D'après certains auteurs (voir la revue proposée par Berné, 1999), leurs caractéristiques morphologiques peuvent renseigner sur leur profondeur de formation (Yalin, 1964; Allen, 1984). En utilisant les différentes équations proposées par ces auteurs, on trouve une profondeur d'eau maximum de l'ordre de 50 m pour la formation de ces bancs; d'après la courbe de variations du niveau de la mer de Camoin *et al.* (2004), l'âge de formation peut être estimé entre 11 000 et 12 500 ans cal. BP pour un niveau marin entre -50 et -60 m (*in* Bassetti *et al.*, 2006).

Cette période de temps est confirmée par les dates radiocarbone obtenues au sein de l'unité U155 en rebord de plateau. La paléo-bathymétrie peut être également confortée par l'étude des assemblages faunistiques, indiquant une tranche d'eau entre 3 à 50 m. La surface de ravinement, à la base de U155, contient les indicateurs d'un environnement littoral à estuarien (*i.e* *Mytilus cf galloprovincialis*) alors que les éléments présents dans les bancs sous-jacents de sables argileux suggèrent un environnement infra-littoral plus profond entre 30 et 50 m d'eau.

- *Cortège de haut niveau sur la plateforme externe*

Considérant l'éloignement des sources et la nature grossière des sédiments, il est manifeste que la couche sédimentaire superficielle de la plateforme externe (U160) n'est pas le résultat d'un transport des apports en sédiment fluviatiles actuels vers le large mais plutôt de processus occasionnels de remise en suspension et dépôt. La macro-faune, présente dans les sédiments de l'unité U160, se compose majoritairement de bivalves (*Bathyarca grenophia*, *Nuculana commutata*, *Pseudoamussium clavatum*, *Corbula gibba*, *Timoclea ovata*, etc.), de gastéropodes (*Aporrhais cf pespelecani*, *Turritella communis*, *Alvania testae*, etc.), de scaphopodes (*Dentalium* sp.) et d'occasionnels ptéropodes (*Creseis acicula*, *Diacria trispinosa*). L'association de ces espèces caractérise un milieu de dépôt offshore sur la plateforme médiane à externe (plus de 50 m de profondeur). Elle vient appuyer l'hypothèse d'une couche sédimentaire "moderne" en rebord de plateau. En effet, d'après l'âge radiocarbone des dépôts, ce transport sédimentaire sur la plateforme externe intervient pendant l'Holocène récent et dans des conditions océanographiques modernes. Les sédiments déplacés (U160) s'organisent sous forme de dunes transverses qui viennent remobiliser la surface des rides sableuses transgressives (Bassetti *et al.*, 2006).

VI.3.1.E Corps transgressifs et de haut niveau de la plateforme interne

D'après les courbes eustatiques déglaciaires (*e.g.* Camoin *et al.*, 2004), il semble que le niveau de la mer commence sa remontée autour de 16 000-15 000 ans cal. BP. Cette période correspond à l'enneigement de la plateforme continentale et à la création d'assez d'accommodation pour accumuler un prisme sédimentaire qui enregistre la transgression marine (Figure VI.27).

- *Le gaz biogénique: un marqueur de la sédimentation prodeltaïque*

L'analyse de la sismique THR sur la zone du prodelta du Rhône a révélé localement la présence, au sein des faciès lités, de 3 niveaux acoustiques (Figure VI.17) qui se matérialisent par des turbidités acoustiques ou "wipeout" (faciès dit de "Table" d'après Bouye, 1983; Aloïsi, 1986). Ces masques acoustiques sont observés communément dans les environnements peu profonds des marges deltaïques à travers le monde (Colantoni *et al.*, 1981; Siddiquie *et al.*, 1981; Hovland and Curzi, 1989; Popescu *et al.* 2006). Ces types de faciès sismiques ont, en

particulier, été décrits en Méditerranée occidentale dans les sédiments fins des prismes de haut niveau holocènes du Golfe du Lion (Aloïsi, 1986; Garcia-Garcia *et al.*, 2006) et en Adriatique (Garcia-Garcia *et al.*, 2003; Trincardi *et al.*, 2004; Orange *et al.*, 2005). Dans cette dernière région, des zones de turbidité acoustique ont également été reportées dans les cliniformes de dépôts progradants plus anciens du Younger Dryas (Marsset *et al.*, 2004). Il semble que ces masques acoustiques soient associés à la présence de gaz biogénique dans les sédiments.

La distribution spatiale du gaz est liée aux faciès sédimentaires, à la porosité et à la quantité de gaz dans le sédiment (Garcia-Gil *et al.*, 2002). Les concentrations les plus importantes se trouvent souvent dans des zones sous influence directe des flux sédimentaires riches en matière organique aux abords des estuaires et des deltas. Les deltas sous-marins ont, en effet, la capacité d'apporter une grande quantité de matériel terrigène qui va favoriser un enfouissement rapide des sédiments et de la matière organique dans la partie proximale des lobes prodeltaïques. Ces environnements sont des zones privilégiées pour la méthanogénèse anaérobie par les bactéries à partir de la matière organique. Sur le prodelta du Rhône, les carottes sédimentaires contiennent plus de 1-2 % de gaz (plus de 30 ml/l d'après Garcia-Garcia *et al.*, 2006); ce qui correspond au minimum requis pour créer une anomalie acoustique (Fannin, 1980; Løseth *et al.*, 2003). De plus, la composition isotopique du méthane prélevé dans les sédiments confirme l'origine bactérienne (Garcia-Garcia *et al.*, 2006).

Ainsi, les faciès sismiques à stratifications obliques avec des masques acoustiques indiquent la distribution du gaz au sein des diverses unités sismiques et peuvent être utilisés comme "marqueurs lithosismiques" de la sédimentation du domaine prodeltaïque. Dans le Golfe du Lion, les 3 niveaux de turbidité acoustique, définis au sein du cortège transgressif et de haut niveau sur la plateforme interne, apparaissent à des profondeurs différentes respectivement au sein des "bottomsets" des unités sismiques U400, U500 et U600/U610 et sous les surfaces d'inondation maximum de chaque unité progradante. La nature argileuse et "imperméable" de la "mfs" (maximum d'argilosité d'après Vail and Mitchum, 1977; Posamentier *et al.*, 1988; Vail *et al.*, 1991) interdit, en effet, la migration des gaz vers le haut de la section litho-stratigraphique. La distribution du gaz permet alors d'établir un schéma évolutif du complexe deltaïque le long du retrait du Rhône et cela se traduit par la construction de 3 systèmes deltaïques et prodeltaïques successifs (l'ERDC ou U400, le Rhône Saint-Ferréol ou U500 et le prodelta récent et actuel du Rhône ou U600/U610). La présence de gaz biogénique permet de confirmer que les sédiments qui composent ces unités progradantes se sont déposés en contexte prodeltaïque.

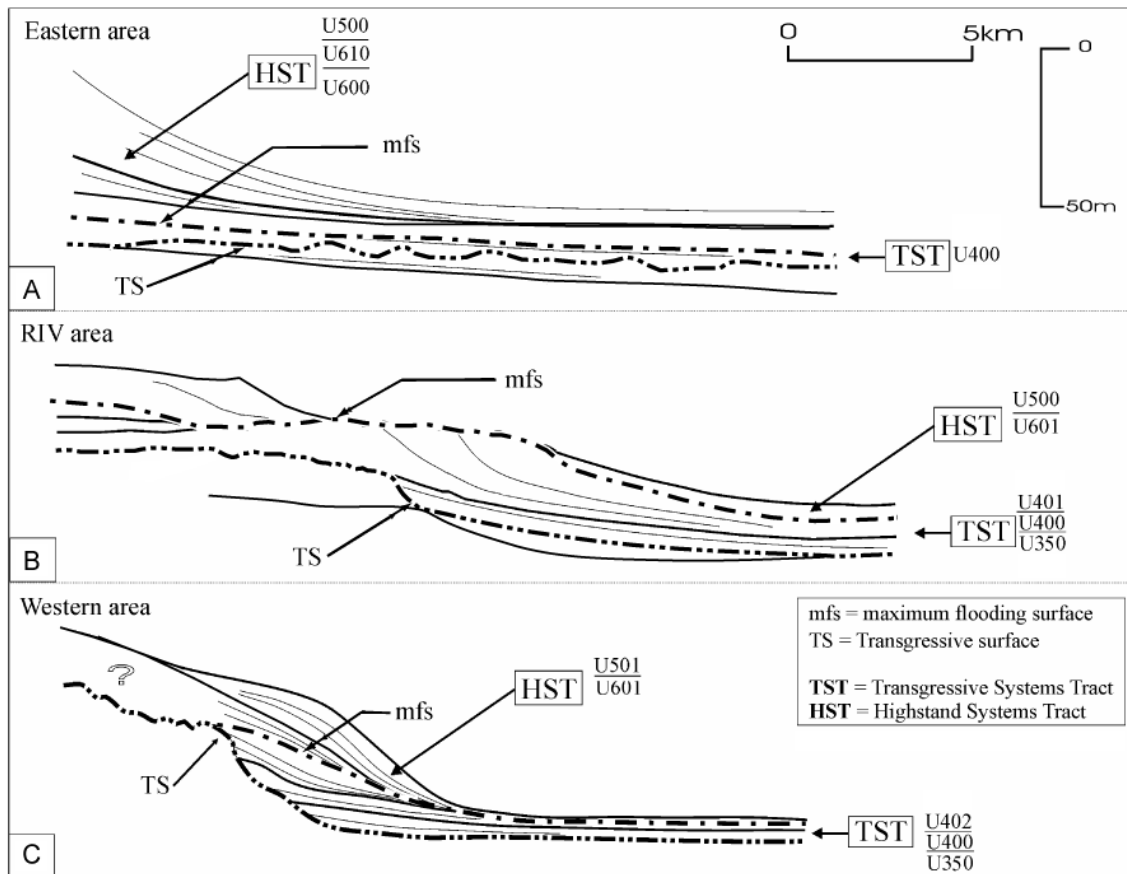


Figure VI.27: Représentation des paraséquences transgressives déposées sur la plateforme interne. L'évolution latérale de l'organisation des dépôts s'explique par les migrations successives des différents lobes deltaïques et prodeltaïques lors de la transgression marine déglaciaire (modifiée de Labaune *et al.*, 2005 et de Berné *et al.*, sous presse). RIV: "Rhône incised valley" ou partie centrale de la zone d'étude.

● *Environnement de dépôt des corps sédimentaires de la plateforme interne*

Dans ce contexte de rétrogradation des unités deltaïques et prodeltaïques du Rhône, l'évolution latérale des dépôts est marquée par trois types d'organisations stratigraphiques sur la plateforme interne en face du delta du Rhône (Figure VI.27; Labaune *et al.*, 2005):

- Aggradation des unités dans la zone orientale
- Rétrogradation des unités dans la partie centrale (avec affleurement de la "mfs")
- Aggradation dans la partie occidentale (avec affleurement de la "mfs").

Malgré cet arrangement latéral différent, les unités permettent de préciser, de la base au sommet de la colonne stratigraphique, l'évolution des conditions environnementales de dépôt.

D'après les contraintes chrono-stratigraphiques apportées par la carotte MD99-2352 sur la surface transgressive, l'unité U350 serait la première unité transgressive enregistrée sur la plateforme interne; son organisation interne ("onlaps") suggère que l'unité s'est développée durant une période de migration rapide de la ligne de rivage vers le continent.

L'unité progradante U400 (ou ERDC) correspond à une paraséquence transgressive limitée par les surfaces d'inondation (et/ou de ravinement) D350 et D500 (Figure VI.27). L'âge des "bottomsets" (entre 15 000 et 10 500 ans cal. BP) indique qu'elle est relique. La partie supérieure des sables de l'ERDC correspondrait à la préservation d'un littoral mis en place lors d'un niveau marin stable (Berné *et al.*, sous presse). En effet, l'unité U400 possède des caractéristiques proches de celles des systèmes de dépôts littoraux modernes. Dans la partie des "topsets" (*cf* paragraphe VI.2.3), les figures sédimentaires sableuses forment des cordons littoraux équivalents à ceux observés actuellement sur le delta récent du Rhône (Oomkens, 1967; Vella *et al.*, 2005). Dans la partie amont de U400, les cliniformes progradant vers le continent seraient les témoins de dépôts de lagune (Figure VI.12a1). Cette unité résulte de la progradation de lobes deltaïques et prodeltaïques vers le large. La position d'un tel édifice sédimentaire et la chronologie de dépôt sont similaires à des paraséquences transgressives décrites sur d'autres marges continentales. Par exemple, la rivière Colorado a formé un système rétrogradant deltaïque entre 14 000 et 11 000 ans cal. BP par 45 m de profondeur (Abdulah *et al.*, 2004). L'Adriatique offre également ce type de géométries préservées (Trincardi *et al.*, 1996; Cattaneo and Trincardi, 1999; Asioli *et al.*, 2001; Cattaneo *et al.*, 2003).

L'unité U500 possède les mêmes caractéristiques que l'unité U400. Cette paraséquence transgressive est limitée à la base par une surface ravinant le toit de U400 et à son sommet par la topographie actuelle. En mer, seule la partie distale des dépôts a été cartographiée et échantillonnée; il s'agit des lobes prodeltaïques du delta de Saint-Ferréol (entre 4 000 et 1 600 ans cal. BP). En effet, la partie proximale de l'unité U500 se situe au niveau de la plaine deltaïque actuelle et correspond aux systèmes littoraux et deltaïques du delta de Saint-Ferréol.

L'organisation générale rétrogradante des unités U400 et U500 met en évidence le caractère transgressif de ces dépôts tardi-glaciaires et holocènes (Figure VI.27). Ces unités ont progradé en réponse soit à des périodes de diminution de vitesse dans la remontée du niveau de la mer, soit à des périodes d'augmentation du flux sédimentaire. Les unités U402 et U501, dans la partie occidentale de la zone, peuvent être considérées comme des équivalents aux unités U400 et U500. Elles répondent aux critères des "subaqueous deltas" décrits par

Cattaneo *et al.* (2003) et se sont formées grâce à la dérive littorale et les courants régionaux orientés vers l'Ouest.

Les unités U600 et U610 regroupent les lobes prodeltaïques les plus récents. Elles sont corrélées avec les dépôts supérieurs de la plaine deltaïque à terre. Ces lobes progradent sur les derniers dépôts de U400 et U500 et sont interprétés comme des corps sédimentaires appartenants au cortège de haut niveau marin. Leur limite inférieure (D600) correspond également à une surface d'inondation. Dans la partie occidentale, l'unité U601 peut également être interprétée comme un delta subaquatique récent (au sens de Cattaneo *et al.*, 2003) déconnecté des apports fluviaux en sédiments.

VI.3.2. Mise en place des dépôts post-glaciaires

Les corrélations entre les unités sismiques superficielles, définies localement au niveau des différentes zones physiographiques de la marge, et les données provenant de l'analyse des nombreuses carottes sédimentaires, nous ont permis d'établir la chronologie de mise en place de ces corps sédimentaires pendant la dernière déglaciation (Figures VI.28-30). Nous balayerons ainsi trois périodes:

- Le début de la déglaciation de 20 000 à 15 000 ans cal. BP, marquée par la période climatique GS-2 (GS/GI pour "Greenland Stadial/Interstadial" d'après Bjorck *et al.*, 1998),
- L'alternance climatique GI-1/GS-1 et la transition avec l'Holocène de 15 000 à 10 000 ans cal. BP couvrant les chronozones du Bølling-Allerød, Younger Dryas et Préboréal,
- La suite de l'Holocène de 10 000 ans cal. BP à nos jours.

VI.3.2.A Début de la déglaciation post-DMG (de 20 000 à 15 000 ans cal. BP)

La période entre 20 000 et 15 000 ans cal. BP marque le passage de la dernière glaciation au début du réchauffement de la terminaison climatique I (Figure VI.28). A cette époque, le niveau de la mer commence sa remontée du rebord de plateau au milieu de la plateforme continentale. Ce début de transgression s'effectue par pulsations, comme suggéré par le "melt water pulse" (Mwp-19ka) décrit par plusieurs auteurs autour de 19 000 ans cal. BP (Yokoyama *et al.*, 2000; Clark *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2004). Cette période comprend le stade GS-2 (Bjorck *et al.* (1998) et l'événement de Heinrich H1 (GS-2a de Bjorck *et al.*, 1998 ou Oldest Dryas de Mangerud *et al.*, 1974).

Pendant le bas niveau marin du DMG, la plateforme émergée a subi l'érosion intensive des vents et des paléo-réseaux fluviaux. Les sédiments se sont accumulés localement sur la partie supérieure de la pente continentale au niveau des interfluves et en particulier sur l'interfluve Bourcart-Hérault dans la partie centrale du Golfe du Lion (*cf* Chapitre V). Mais la plupart des sédiments étaient canalisés par les canyons incisant la pente continentale. Plusieurs d'entre eux, comme les canyons Marti, Hérault-2, Hérault-3, Bourcart-2, Lacaze-Duthier et Cap de Creus présentent une incision axiale marquée le long de la pente; elle est interprétée comme le signe d'une activité turbiditique à l'origine des processus d'érosion (Baztan *et al.*, 2005). Ce réseau occidental de canyons débouche dans le canyon Sète (Figure VI.9) et il a continuellement alimenté la Ride Pyrénéo-Languedocienne (Jallet *et al.*, 2005).

Mais il est désormais avéré que la majorité des sédiments transitait par le canyon Petit-Rhône et venait alimenter le système turbiditique du Néofan du Rhône (Mear, 1984; Droz and Bellaiche, 1985; Dos Reis *et al.*, 2004; Jallet and Giresse, 2005; Droz *et al.*, 2006; Bonnel *et al.*, 2005; Dennielou *et al.*, soumis). D'après la profondeur absolue de la tête du canyon Petit-Rhône (-115 m d'après la rupture de pente sous les sédiments post-glaciaires, corrigée de -15 m équivalents à l'isostasie et la subsidence d'après Jouet *et al.*, sous presse) et la position du niveau de la mer issue de 3 différentes courbes eustatiques (Camoïn *et al.*, 2004; Fairbanks, 1989; Hanebuth *et al.*, 2000), l'ennoiement de cette tête de canyon est survenu entre 20 000 à 18 000 ans cal. BP (Figures VI.28-30). La déconnexion du fleuve Rhône et la tête de canyon Petit-Rhône est donc relativement proche en temps de la fin d'activité du Néofan (18 418 ans cal. BP d'après Bonnel *et al.*, 2005). Elle met un terme à l'alimentation directe du système profond en sédiments fluviaux et pourrait être induite par la remontée rapide du niveau de la mer au Mwp-19ka (Yokoyama *et al.*, 2000; Clark *et al.*, 2004; Liu *et al.*, 2004). Que ce soit sur la pente continentale ou dans le bassin profond, 18 000 ans cal. BP scelle la fin du cortège de bas niveau marin.

Après cette déconnexion, la migration vers le continent de la ligne de rivage au début de la transgression marine, a conduit à la fois, au ravinement des sédiments de la période glaciaire et au dépôt de corps transgressifs sur la plateforme externe (Figures VI.28-30). Les dépôts de "shoreface" ont pu prograder lors des stationnements marins au début de la transgression post-glaciaire datés autour de 18 000-17 000 ans cal. BP et postérieurement à 16 000 ans cal. BP (Jouet *et al.*, 2006). En effet, les niveaux relatifs de ces édifices sableux

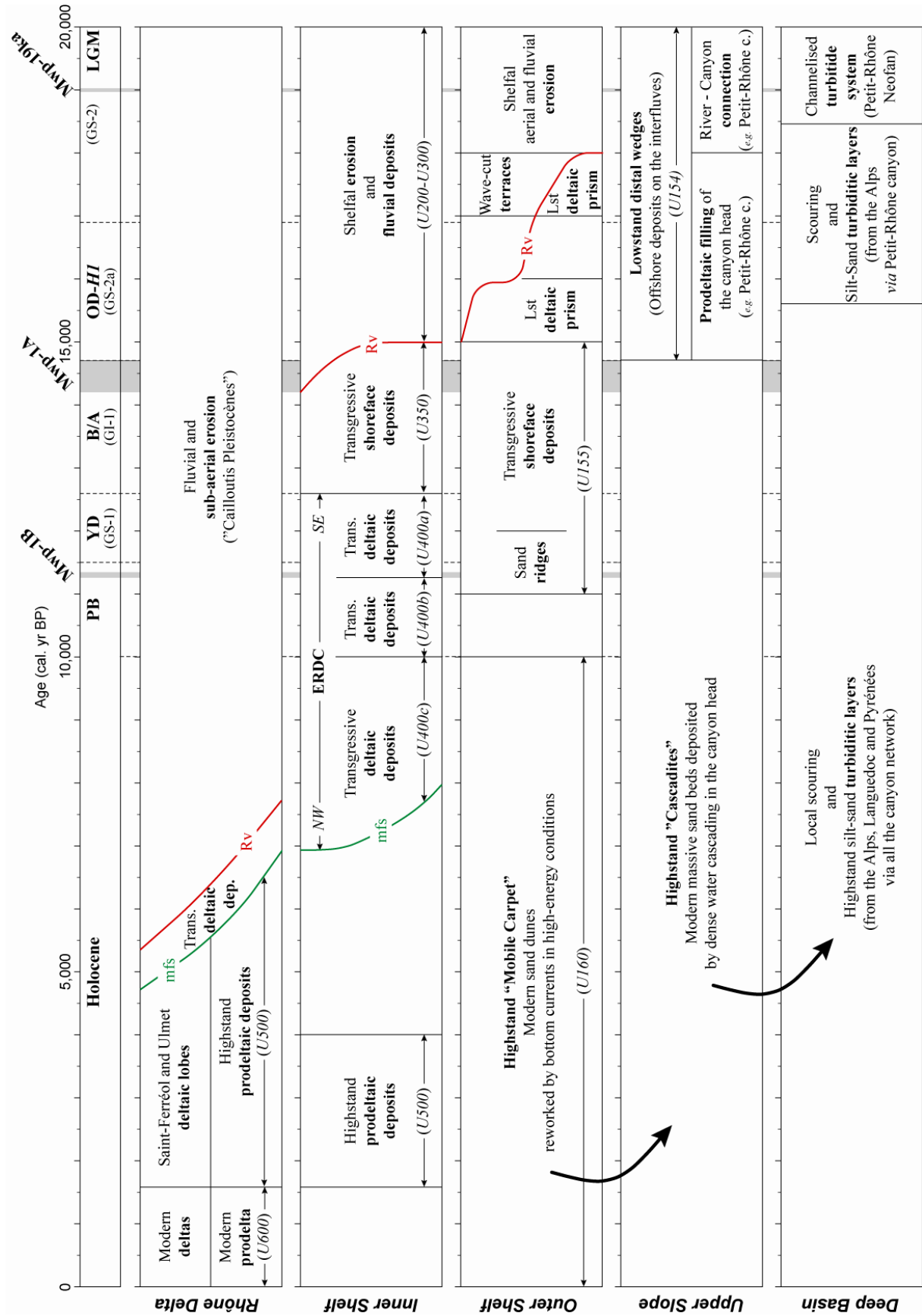


Figure VI.28: Principaux événements ayant participé à l'organisation stratigraphique de la marge du Golfe du Lion pendant les 20 000 dernières années. Cette synthèse regroupe les différentes informations issues des travaux de Labaune et al. (2005), Vella et al. (2005), Bassetti et al. (2006), Gaudin et al. (2006), Jouet et al. (2006), Berné et al. (sous presse), Dennielou et al. (soumis). Comparaison avec les événements climatiques majeurs intervenus pendant cette période: GS-2, GI-1 et GS-1 sont issus de la nomenclature de Björck et al (1998); Oldest Dryas (O.D.), Bølling-Allerød (B/A), Younger Dryas (YD), Préboréal (PB) et Holocène d'après Mangerud et al., (1974). Les principales pulsations du niveau de la mer sont également indiquées: le Mwp-19ka (Yokoyama et al., 2000; Clark et al., 2004), le Mwp-1A et le Mwp-1B (Fairbanks, 1989; Bard et al., 1996; Weaver et al., 2003). mfs: surface d'inondation maximale; Rv: surface de ravinement. ◀

sont équivalents aux terrasses d'érosion fossiles formées par l'action des vagues décrites sur l'interfluve Bourcart-Hérault; respectivement 110-115 m et 98-105 m. Le dernier niveau associé à une phase de relative stabilité du niveau marin correspond à la principale surface de ravinement sur la plateforme externe; il s'installe pendant la période froide GS-2a (équivalent de l'événement H1).

Simultanément à partir de 18 000 ans cal. BP, les dépôts post-glaciaires, décrits au niveau de l'édifice tubiditique profond entre 18 000 et 15 600 ans cal. BP, résultent principalement de l'interaction entre le niveau de mer qui remonte et les objets sédimentaires présents sur la plateforme externe. Le remplissage tardif de certaines têtes de canyons pourrait être le résultat de la proximité de fleuves dont la charge solide devait être très importante en début de débâcle glaciaire et de la mise en place d'édifices prodeltaïques post-glaciaires sur la plateforme externe. Par exemple, la proximité à cette époque, du système deltaïque du Rhône et le remplissage d'une partie de la tête de canyon Petit-Rhône par les sables du "shoreface" inférieur en lien direct avec ce système permettent d'expliquer à la fois la fréquence des dépôts dans le domaine profond (tous les 500 ans) malgré le fait que le canyon soit sous-marin et l'origine rhodanienne quasi-unique des dépôts. Sous le poids de l'accumulation sédimentaire et l'action des agents hydrodynamique littoraux, des déstabilisations ont pu être à l'origine de courants de turbidité et alimenter épisodiquement le domaine profond.

VI.3.2.B Transition glaciaire/interglaciaire (de 15 000 à 10 000 ans cal. BP)

La période entre 15 000 à 10 000 ans cal. BP correspond à la transition glaciaire/interglaciaire de la Terminaison-I. Elle regroupe de nombreux événements climatiques et eustatiques (Figure VI.28) correspondant aux chronozones du Bølling-Allerød (de 14 700 à 12 600 ans cal. BP), du Younger Dryas (de 12 600 à 11 500 ans cal. BP) et du Préboréal (de 11 500 à 10 000 ans cal. BP) (d'après Mangerud et al., 1974). Ces périodes

climatiques correspondent à l'alternance GI-1/GS-1 et à la transition avec l'Holocène (Bjorck *et al.*, 1998). A noter que le passage entre GS-2 et GI-1 est marqué par le Mwp-1A (~14 600 ans cal. BP d'après Weaver *et al.*, 2003) alors que celui entre GS-1 et l'Holocène correspond à un possible Mwp-1B (~11 300 ans cal. BP d'après Bard *et al.* 1996).

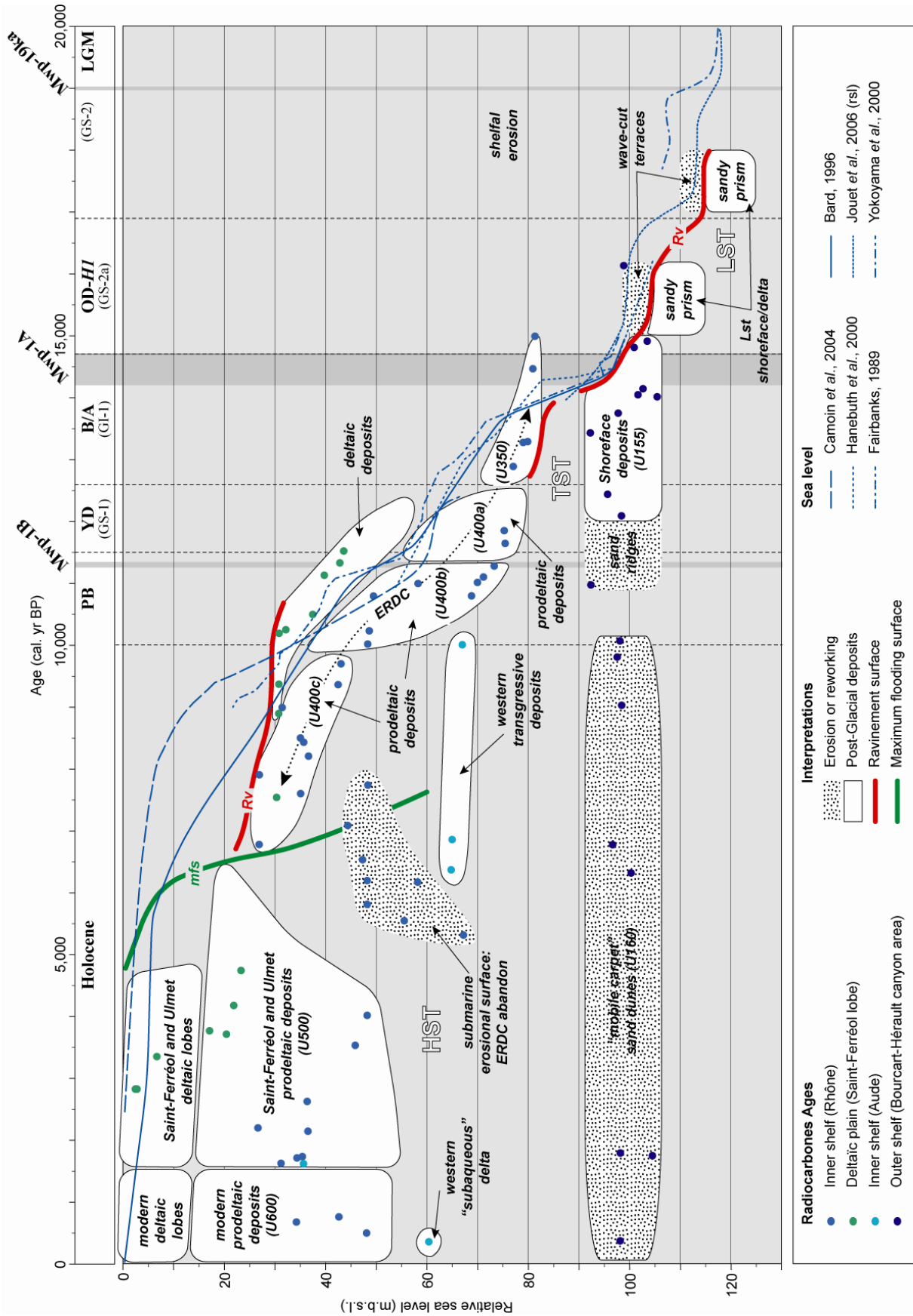
- *Transition Oldest Dryas et Bølling-Allerød (GS-2/GI-1)*

Le début de cette période marque une évolution progressive de l'origine des apports arrivant jusqu'au glacis (Denniellou *et al.*, soumis). Les événements turbiditiques deviennent de moins en moins fréquents (tous les 2 000 ans en moyenne) et ils indiquent une origine languedocienne et pyrénéenne de plus en plus importante (relativement à l'origine alpine). A partir de 15 000 ans cal. BP, les dépôts gravitaires transitent via l'ensemble du réseau de canyon du Golfe du Lion et non plus exclusivement via le canyon du Petit-Rhône (entre 20 000 et 15 000 ans cal. BP).

Sur la plateforme externe, le dernier stationnement marin à 98-105 m autour de 16 000 ans cal. BP (Jouet *et al.*, 2006), est suivi au début du Bølling-Allerød (vers 14 700 ans cal. BP) par la migration rapide du littoral vers le continent (Mwp-1A). Il faut considérer le faible gradient de la plateforme médiane, hérité de la dernière période de bas niveau et qui favorise un déplacement rapide du littoral. La plateforme externe est toujours sous une faible tranche d'eau. Elle reste de ce fait soumise au ravinement des vagues et enregistre localement les premiers dépôts transgressifs (U155).

Pendant cette période, l'unité U200 se met en place en contexte continental par remaniement des terrasses fluviales glaciaires (Aloïsi, 1986; Marsset and Bellec, 2002). Elle se forme de part et d'autre de l'axe du paléo-Rhône depuis la plateforme externe et jusqu'à la plateforme interne (Gensous and Tesson, 2003; Labaune *et al.*, 2005). La distribution de cette unité permet de tracer le "chemin de retrait" de l'embouchure du Rhône lors de la remontée du niveau de la mer.

Figure VI.29: *Chronologie des paraséquences post-glaciaires sur la plateforme externe, interne et jusqu'à la plaine deltaïque du Rhône. Les datations radiocarbone des différents corps sédimentaires ont été positionnées sur une synthèse des variations du niveau de la mer (Fairbanks, 1989; Bard et al., 1996; Hanebuth et al., 2000; Yokoyama et al., 2000; Camoin et al., 2004; Jouet et al., 2006). Ces positions relatives apportent des indications sur le dépôt des unités sédimentaires en relation avec l'évolution du niveau marin et les variations climatiques majeures intervenues pendant cette période (cf Figure VI.28 pour la nomenclature). Cette synthèse regroupe les différentes informations issues des travaux de Labaune et al. (2005), Vella et al. (2005), Bassetti et al. (2006), Jouet et al. (2006), Berné et al. (sous presse).* ►



Sur la plateforme interne, le prisme tardi-glaciaire s'installe autour de 15 000 ans cal. BP, au-dessus de la surface de ravinement D350 (Figures VI.28-30). Nous ne pouvons exclure une sédimentation plus précoce sur la plateforme interne représentée par l'unité U300 qui pourrait correspondre au reliquat d'un prisme continental glaciaire (cf section VI.3.3). Au dessus de la surface de ravinement, l'unité transgressive U350 a enregistré, entre 85 et 70 m, les 500 ans du Mwp-1A, centré autour de 14 600 ans Cal. BP.

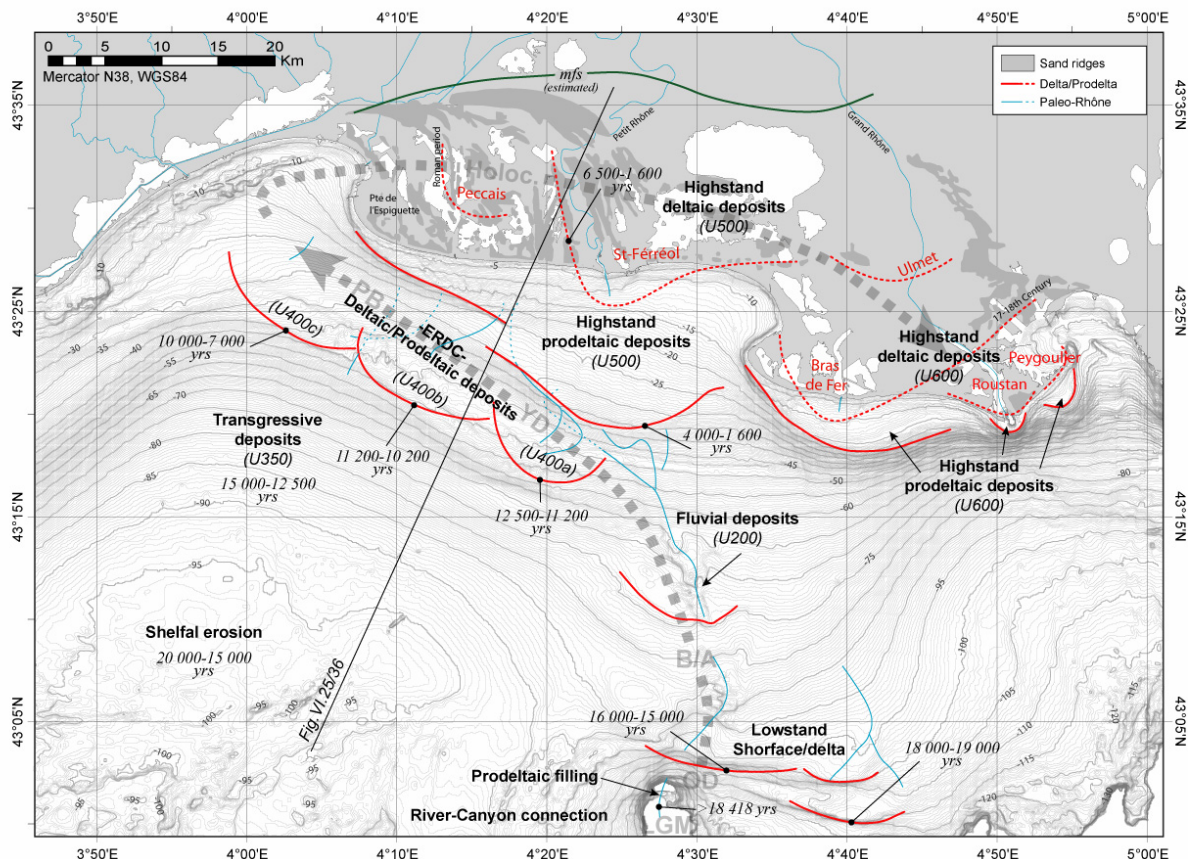


Figure VI.30: Scénario de mise en place des unités sédimentaires déglaciaires dans le Golfe du Lion. Cette synthèse regroupe les différentes informations issues des travaux de Labaune et al. (2005), Vella et al. (2005), Bassetti et al. (2006), Gaudin et al. (2006), Jouet et al. (2006), Berné et al. (sous presse), Dennielou et al. (soumis) (cf Figure VI.28 pour la nomenclature). Les âges indiqués ont été obtenus par datation radiocarbone sur des coquilles bien préservées; il s'agit d'âges corrigés et calibrés (calib-5.1) (cf Annexe II).

- *Younger Dryas (GS-1)*

Le Younger Dryas correspond à un refroidissement climatique important entre 12 600 et 11 500 ans cal. BP (Mangerud et al., 1974) qui pourrait être assimilé à l'événement d'Heinrich H0 (d'après Bond et al., 1993). Il est associé à une diminution de la vitesse de

remontée du niveau de la mer, voire à un stationnement marin (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1996).

Ce stationnement marin, environ 55-60 m sous le niveau actuel, a tout d'abord eu un impact sur la dynamique des dépôts sédimentaires de la plateforme externe. Les dépôts transgressifs en rebord de plateau (U155) sont issus du remaniement des "shorefaces sableux" régressifs et se présentent actuellement sous la forme de bancs sableux asymétriques (Bassetti *et al.*, 2006). Ces corps sédimentaires se seraient mis en place par environ 50 m de profondeur pendant cette stabilisation du niveau de la mer au Younger Dryas.

Mais cet événement froid a principalement contribué à la construction de l'ERDC (U400). La surface de "downlap" D400 a un âge estimé de 12 500 ans cal. BP, c'est-à-dire qu'elle s'est formée lors de la stabilisation du niveau marin au début du Younger Dryas. Cette période de relative stabilité se traduit ainsi par le passage de l'aggradation (U350) à la progradation (U400) de l'ERDC. Le Younger Dryas correspond à la première phase de mise en place de ce système avec l'installation d'un delta/prodelta dans l'Est de l'ERDC (Figures VI.28-30). Cette première étape de construction est représentée par la sous-unité U400a, située au Sud de Saint-Ferréol.

• *Transition Younger Dryas (GS-1) et Préboréal*

La phase terminale de dépôt de l'ERDC (U400) ne coïncide pas avec la fin du Younger Dryas; au contraire le maximum d'accumulation sédimentaire de la sous-unité U400b, dans la partie centrale, intervient entre 11 200 ans et 10 000 ans cal. BP (Figures VI.28-30). Cet intervalle correspond à un nouveau réchauffement climatique lors de l'installation du Préboréal.

Les mesures faites sur la migration de la ligne de rivage au sein de l'unité U400b indiquent une augmentation de la vitesse de remontée pendant la phase terminale de progradation de cette unité (Berné *et al.*, sous presse). Cette transgression rapide peut être mise en relation avec le Mwp-1B (Fairbanks, 1989) qui intervient à la transition entre le Younger Dryas et le Préboréal (~11 300 ans cal. BP d'après Bard *et al.* 1996).

Malgré ce Mwp-1B, l'unité U400b a progradé jusqu'à environ 10 000 ans cal. BP. L'abandon de cette unité prodeltaïque semble retardé par rapport à la remontée rapide du niveau de la mer. Nous étudierons et discuterons les facteurs forçants à l'origine de ce phénomène grâce à la modélisation stratigraphique (*cf* section VI.3.3).

VI.3.2.C L'Holocène (de 10 000 ans cal. BP à nos jours)

La dernière période couvre l'Holocène de 10 000 ans cal. BP à nos jours (Figures VI.28-30). De manière générale, le réchauffement se termine ainsi que la remontée du niveau de la mer. Des fluctuations du climat existent, mais elles ne seront pas abordées ici, car leur impact sur la sédimentation marine est limité à la zone côtière que nous n'avons pas explorée.

- *Constructions deltaïques pendant la phase d'inondation maximum*

La fin de fonctionnement de l'ERDC correspond à l'installation de l'interglaciaire actuel, au début de l'Holocène. La migration du système se poursuit vers l'Ouest avec la mise en place de la dernière sous-unité deltaïque et prodeltaïque U400c entre 9 700 et 6 770 ans cal. BP au large du Rhône Peccais. A l'est de U400c, une surface érosive vient sceller le toit de l'unité U400. Cette surface d'érosion (D500) peut être associée à une période de réduction des dépôts, liée à un éloignement rapide des sources sédimentaires. Elle a été interprétée comme un intervalle transgressif condensé (*e.g.* Bassetti *et al.*, 2006). L'abandon de l'ERDC correspond au retrait final du niveau de la mer vers le continent et à la progression rapide de la ligne de rivage sur l'ancienne plaine deltaïque du Rhône. Cette plaine fossile se situe actuellement entre 30 et 40 m sous le 0 NGF (Vella *et al.*, 2005). La surface d'abandon (D500) est assimilée à la surface d'inondation maximum à la base du cortège de haut niveau marin.

- *Systèmes deltaïques récents du Rhône*

Les lobes deltaïques récents de la seconde partie de l'Holocène se sont développés sur cette surface d'inondation D500 et sur les dépôts transgressifs déposés sur l'ancienne plaine deltaïque du Rhône. Grâce à la diminution progressive de la vitesse de remontée du niveau de la mer, l'unité U500 a pu s'établir au niveau du delta à partir de 6 500 ans cal. BP (Vella *et al.*, 2005). Elle rassemble les systèmes deltaïques de Saint-Ferréol et d'Ulmet qui se sont mis en place de manière synchrone. Le lobe deltaïque et prodeltaïque de Saint-Ferréol a principalement progradé entre 4 700 et 1 600 ans cal. BP. La construction du lobe de Peccais intervient juste après ceux de Saint-Ferréol et d'Ulmet (Vella *et al.*, 2005).

Les unités les plus récentes U600 et U610 se sont également déposées après une diminution notable dans le taux de remontée du niveau de la mer à la fin de l'Holocène (Labaune *et al.*, 2005). Les deux dépôts-centres de ces unités correspondent au lobe deltaïque du "Bras de Fer" (Vella, 1999) qui s'est formé pendant le 17^{ème} et 18^{ème} siècle (petit âge glaciaire) lors d'une période où le flux sédimentaire a augmenté et où le lobe de "Roustang", actif aujourd'hui et qui a été artificiellement chenalisé à la fin du 19^{ème} siècle.

A noter que pendant la même période, U501 et U601 se sont déposées sous la forme de "subaqueous deltas" (Cattaneo *et al.*, 2003) plus à l'Ouest.

- *Installation d'un régime hydrodynamique de haut niveau marin*

Avec la fin de la remontée du niveau de la mer, une circulation océanique et des conditions hydrodynamiques de haut niveau marin s'installent sur la plateforme. La variabilité saisonnière et inter-annuelle des vents (Cers, Mistral et Tramontane) serait à l'origine des modifications fréquentes de ce régime hydrodynamique. Des courants sur le fond, induits par les fortes tempêtes d'Est, sont ainsi capables de remobiliser les dépôts transgressifs de la plateforme externe. Les bancs sableux formés au Younger Dryas sont, en particulier, recouverts par cette pellicule (< 2 m) de sables vaseux (U160) localement agencée sous forme de dunes transverses (Bassetti *et al.*, 2006). Ces événements de forte énergie favorisent également le transport de cette couche mobile vers la pente et les têtes de canyon (Bassetti *et al.*, 2006).

La capacité de stockage limitée des têtes de canyon (Degeest, 2005; Gaudin *et al.*, 2006) conduit à des vidanges épisodiques pendant ces mêmes périodes de tempêtes, associées à des phénomènes de cascades d'eau froide (Ulses, 2005; Canals *et al.*, 2006; Heussner *et al.*, 2006; Palanques *et al.*, 2006). Ces déstabilisations ont récemment continué à alimenter en sables les édifices turbiditiques profonds à la confluence des canyons Sète et Petit-Rhône. Ainsi, les événements de tempêtes sont indirectement à l'origine de la mise en place d'une sédimentation turbiditique discontinue de haut niveau marin interglaciaire (Dennielou *et al.*, soumis).

En conclusion, notre scénario de mise en place des unités post-glaciaires sur l'ensemble de la marge du Golfe du Lion met clairement en évidence le partitionnement des dépôts (Figure VI.30) en fonction de la remontée eustatique, des sources en sédiments et de la

variabilité temporelle des flux. Sur la plateforme, elles constituent essentiellement l'intervalle transgressif et le cortège de haut niveau marin délimités par les surfaces d'inondation. Le modèle géologique et sédimentologique ainsi défini va nous permettre d'étudier les principaux facteurs responsables de cet agencement stratigraphique.

VI.3.3. Modélisation de la stratigraphie post-glaciaire

La modélisation stratigraphique va être l'occasion de tester certaines hypothèses concernant l'évolution et les fluctuations rapides du niveau de la mer et du flux sédimentaire au cours du réchauffement climatique. La simulation de ces facteurs, avec pour objectif principal de reconstituer les géométries des corps sédimentaires déglaciaires décrits par le modèle géologique, permettra également de valider la chronologie de mise en place des édifices deltaïques sur la plateforme du Golfe du Lion.

VI.3.3.A Mise en œuvre des simulations

Les simulations stratigraphiques de la marge deltaïque du golfe du Lion ont été réalisées grâce au modèle dynamique Dionisos (*cf* Chapitre III), développé à l'IFP (Granjeon, 1997). La stratégie adoptée pour ces simulations stratigraphiques consiste, tout d'abord à extraire du modèle géologique les informations indispensables à la quantification des paramètres qui vont ensuite être nécessaires pour reproduire les géométries sédimentaires observées. La comparaison des résultats des simulations avec le modèle géologique permet enfin d'avoir un retour sur l'estimation de ces paramètres et ainsi de les modifier pour se rapprocher le plus possible de la réalité terrain.

- *Elaboration du modèle*

En premier lieu, l'élaboration du modèle nécessite de préciser ses limites spatiales et temporelles. Considérant l'évolution latérale importante des unités déglaciaires (Figures VI.20 et VI.27) et après plusieurs modèles en 2D, il a rapidement été envisagé d'étendre la modélisation stratigraphique aux trois dimensions pour être plus proche de la réalité. La zone simulée comprend la plaine deltaïque actuelle et toute la partie orientale du Golfe du Lion. L'intérêt de ce domaine est qu'il constitue l'exutoire des bassins versants alpins drainés par le Rhône et de ce fait, il est directement sous l'influence de ses apports. La géométrie du bassin

présente une superficie de 6 400 km² (carré de 80 km de côté). Dans un souci de ne pas trop augmenter le temps de calcul tout en gardant une résolution suffisante pour modéliser les objets sédimentaires, nous avons échantillonné cette zone avec une maille de 2 km (40 mailles dans chaque direction; cf Figure VI.31). La structure du bassin est telle qu'elle permet la comparaison avec de nombreux profils de sismique 2D et 2 puits ont été entrés dans le modèle afin de comparer les 2 sections verticales simulées avec le forage SF01 de la plaine deltaïque et la carotte marine MD99-2352.

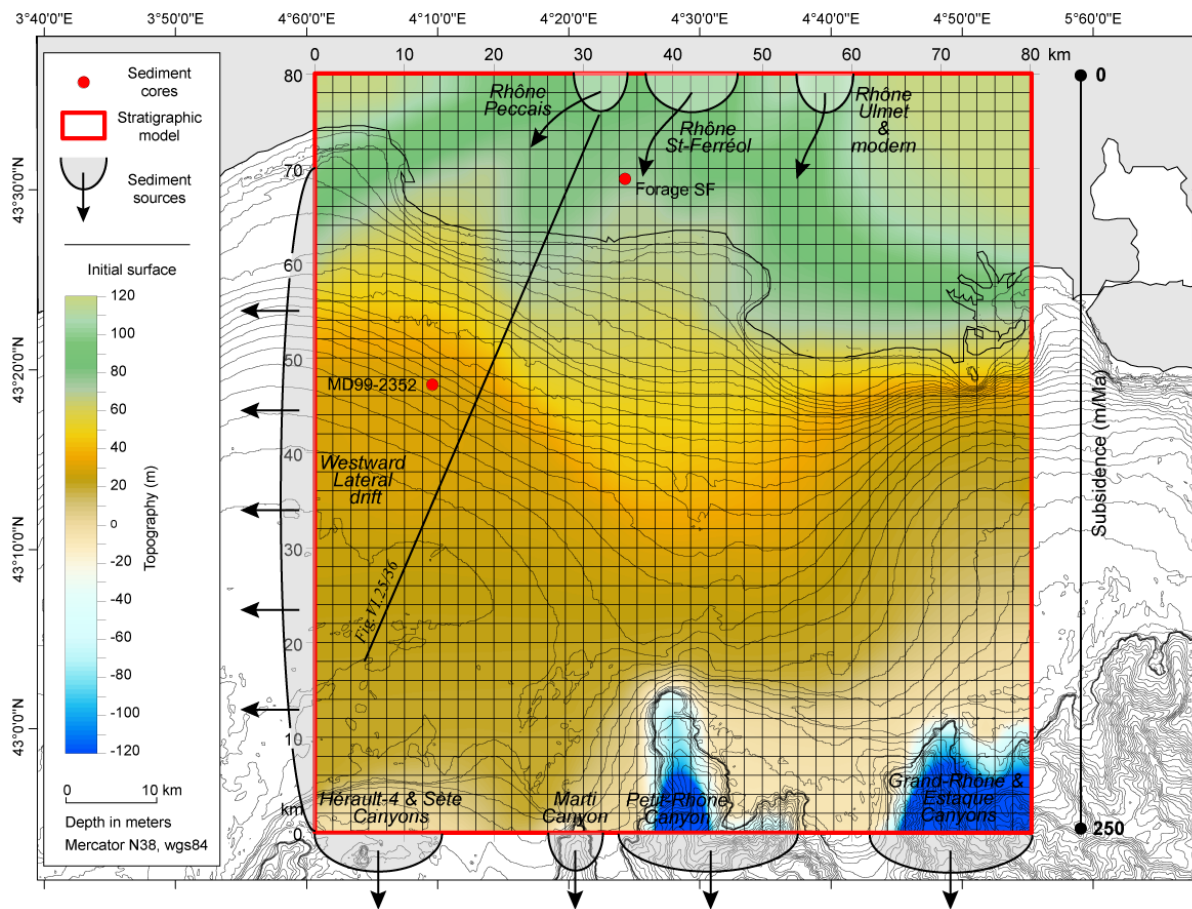


Figure VI.31: Présentation des caractéristiques générales de la modélisation stratigraphique réalisée avec Dionisos. Le MNT représente la carte de la surface d'érosion de la dernière période glaciaire (D70-D200), corrigée de la subsidence. Cette synthèse a été réalisée à partir de la compilation des données marines provenant de l'interprétation des nombreux profils de sismique THR sur la plateforme du Golfe du Lion (cf Chapitre IV) et des données à terre issues de l'analyse des multiples forages sur la plaine deltaïque (Oomkens, 1970; Pons et al., 1979; Vella et al., 2005). Cette topographie a servi de surface initiale pour la modélisation stratigraphique de la zone du prodelta du Rhône (délimitée par le rectangle rouge). Le profil NE-SO correspond à la position de la coupe synthétique présentée à la figure VI.25 qui est comparée avec une section 2D simulée à la Figure VI.36. Les contraintes litho- et chrono-stratigraphiques sont principalement apportées par la carotte marine Calypso MD99-2352 et le forage continental SF01. Les sources sédimentaires ont été positionnées sur la base des résultats de l'étude des dépôts sédimentaires déglaciaires de la plateforme du Golfe du Lion (zones d'entrée et de sortie des sédiments).

La période de temps considérée est comprise entre 20 000 ans et nos jours. Le modèle Dionisos calcule tous les processus sédimentaires simulés à chaque itération, avec un pas de temps de 100 ans.

Enfin, le modèle permet de prédire la nature des sédiments de manière assez précise. Il a été exécuté avec 5 différentes lithologies, définies à partir de la taille des grains D (Argiles $D < 0,003$ mm, Silts $0,003 < D < 0.063$ mm, Sables fins $0.063 < D < 1$ mm, Sables moyens $1 < D < 4$ mm, Sable grossier $D > 4$ mm). Ces lithologies sont calquées sur la nomenclature généralement utilisée pour décrire les sédiments prélevés par carottage. Cela permet ensuite de pouvoir comparer les mêmes classes de grain le long des sections simulées et carottées.

Ces informations constituent les données de base du bassin simulé (géométrie, temps et lithologie). Nous devons désormais contraindre le modèle à partir des données géologiques observées par l'intermédiaire de paramètres qui seront, dans ce cas précis, fixés.

- *Contraintes géologiques et sédimentaires*

Les dépôts déglaciaires de la plateforme reposent sur la surface d'érosion marquant le Dernier Maximum Glaciaire (D200-D70). Cette discontinuité sismique, datée approximativement autour de 20 000 ans cal. BP, se prolonge sous la plaine deltaïque par la surface au toit des "cailloutis pléistocènes". La topographie de cette surface a été établie en mer à partir de l'interprétation d'une maille très serrée de profils sismiques Sparker (*cf* Chapitre IV) et elle a été corrélée à terre avec la topographie de la base des dépôts holocènes (Oomkens *et al.*, 1970, Vella *et al.*, 2005). Le MNT de la topographie glaciaire a ensuite été corrigé des effets de la subsidence (255 m/Ma d'après Rabineau *et al.*, 2005) pour la période considérée; soit -5 m en rebord de plateau et 0 m sous la plaine deltaïque avec une évolution linéaire entre les deux. La topographie ainsi reconstituée est supposée correspondre à la surface glaciaire dans sa position, il y a 20 000 ans. Elle a servi de surface de base à la simulation (Figure VI.31).

Au-dessus de cette surface, plusieurs unités ont été cartographiées dans le prisme infralittoral (Labaune *et al.*, 2005; Berné *et al.*, sous presse) et au niveau du delta du Rhône (Vella *et al.*, 2005). L'organisation stratigraphique des dépôts est synthétisée le long de la section N-S, présentée à la figure VI.25. La chronologie et la nature des dépôts sont contraintes par la carotte MD99-2352 en mer et le Forage SF01 au niveau du lobe de Saint-Ferréol. Ces données nous ont permis, lors de notre analyse stratigraphique, de faire des

hypothèses sur les paléo-bathymétries, sur les environnements de dépôts et également d'établir une chronologie de mise en place grâce aux datations radiocarbone (*cf* Sections VI.3.1 et VI.3.2). Nous avons simplifié l'organisation stratigraphique en retenant dans le modèle 5 indicateurs chrono-stratigraphiques correspondant aux surfaces d'inondation majeures issues de notre analyse: D70 (20 000 ans), D350 (14 500 ans), D400a (12 600 ans), D400b (11 200 ans) et D500 (6 000 ans). Ils faciliteront la comparaison avec le modèle géologique.

VI.3.3.B Paramètres et facteurs globaux

Pour gérer le remplissage d'un bassin, le modèle calcule, à chaque pas de temps, l'espace disponible qui va induire le dépôt ou la mobilisation des sédiments. Dans Dionisos, l'accommodation est appréhendée à partir de l'évolution combinée du niveau de la mer et des mouvements du substrat.

A l'échelle de notre simulation, les déplacements verticaux de la marge ont été considérés comme constants. Ils suivent un basculement régulier vers le large de l'ordre de 5 m pour la période considérée au niveau de la plateforme externe (Rabineau *et al.*, 2005). L'eustatisme et les flux sédimentaires n'ont pas été aussi réguliers.

● *Eustatisme*

Dans le détail, des différences importantes existent entre les différentes courbes eustatiques déglaciaires, principalement estimées à partir d'observations géologiques ou dérivées de l'enregistrement des isotopes de l'oxygène (Bassinot, 1994; Imbrie *et al.*, 1984; Labeyrie, 1987 et 1989; Fairbanks, 1989; Bard, 1990 et 1996; Lambeck *et al.*, 1997; Skene *et al.*, 1998; Shackleton *et al.*, 2000; Waelbroeck *et al.*, 2002; Siddall *et al.*, 2003; Clark *et al.*, 2004). Ces différences sont parfois de l'ordre de la trentaine de mètres (Figure VI.32). Cette simple observation remet en cause le caractère global de ces courbes et suggère plutôt que les variations eustatiques, même corrigées, restent relatives à leur position géographique et leur contexte tectono-sédimentaire.

Pour les besoins du modèle, une courbe synthétique a été réalisée pour les derniers 20 000 ans. Elle est présentée sur la figure VI.32. Tout en respectant les observations et mesures des différents auteurs, nous avons essayé de conserver, lors de la synthèse des niveaux marins, les pulsations rapides du niveau de la mer (Mwp-1A, YD et Mwp-1B). Nous

pourrions ainsi évaluer l'impact éventuel de ces fluctuations rapides sur l'organisation stratigraphique.

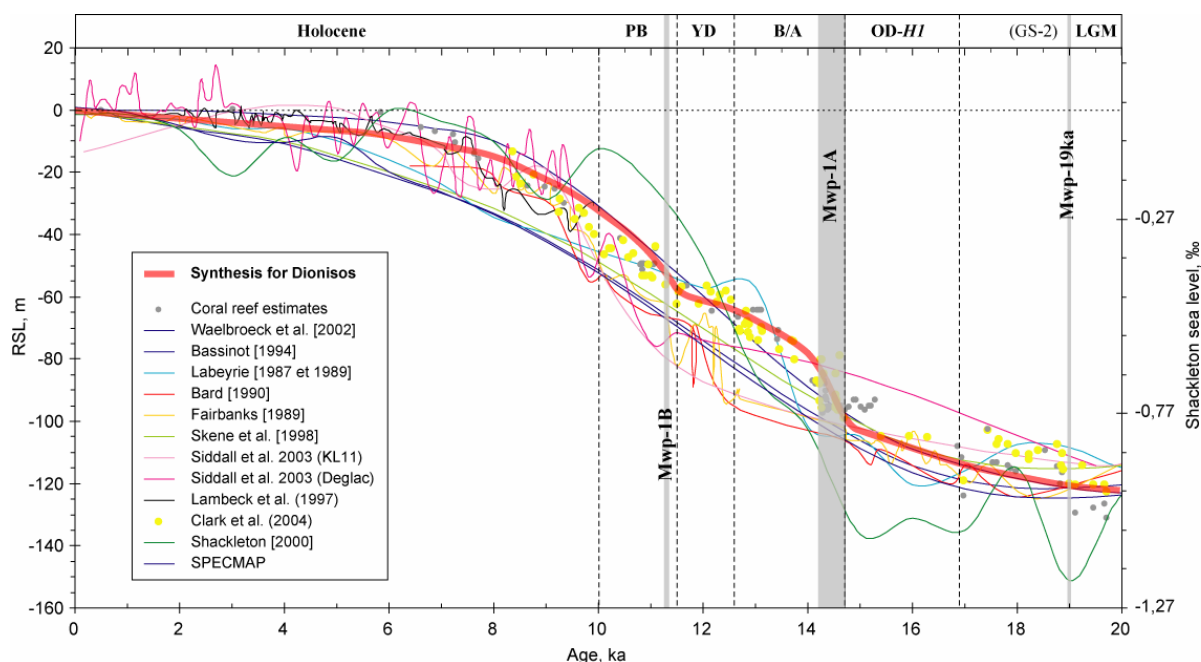


Figure VI.32: Courbe eustatique utilisée pour la modélisation stratigraphique (en rouge) et comparaison avec une synthèse des différentes courbes de variations absolues du niveau de la mer pour les 20 000 dernières années (Bassinot, 1994; Imbrie et al., 1984; Labeyrie, 1987 et 1989; Fairbanks, 1989; Bard, 1990 et 1996; Lambeck et al., 1997; Skene et al., 1998; Shackleton et al., 2000; Waelbroeck et al., 2002; Siddall et al., 2003; Clark et al., 2004).

La courbe eustatique et la subsidence ont été fixées pour les différentes modélisations. Par contre le flux sédimentaire, qui est le paramètre le moins bien contraint a été utilisé comme variable d'ajustement pour atteindre une bonne restitution des géométries sédimentaires.

● *Flux sédimentaire*

Avec un bassin versant de près de 100 000 km² couvrant principalement les massifs et les vallées alpines, le Rhône constitue la source en sédiments la plus importante du Golfe du Lion. Elle représente environ 80 % du volume total de sédiments apportés sur la plateforme continentale (Pont *et al.*, 2002). Les autres contributions proviennent principalement des rivières pyrénéo-languedociennes (Aude, Agly, Hérault, Têt et Tech). Elles possèdent des flux moyens beaucoup plus faibles qui deviennent significatifs lors de crues épisodiques.

La disposition de ces apports sur la plateforme, avec un large système deltaïque et une prolongation sous-marine vers l'Ouest ("subaqueous delta" de Cattaneo *et al.*, 2003), reflète l'action de l'hydrodynamisme dans le Golfe du Lion. Le long de la côte, le régime dominant de vagues de Sud-Est engendre une dérive littorale vers le Sud-Ouest et la circulation océanographique générale est dominée par le courant géostrophique Liguro-Provençal vers le Sud-Ouest (Millot, 1994).

Considérant la position orientale de la zone de simulation et le sens des courants sur la plateforme, nous avons admis que ce domaine a été alimenté uniquement par le Rhône.

Actuellement, le Rhône est instrumenté et des informations quantitatives relativement précises sur les flux récents qui arrivent en mer sont disponibles. Le flux actuel (Q_0) varie entre 400 et 12 000 m³/s (Aloïsi, 1986) pour une charge solide (Q_{s0}) estimée entre 6,6.10⁶ tonnes/an (CSCF, 1984) et 7,4.10⁶ tonnes/an (Pont *et al.*, 2002); ce qui représente un flux moyen mesuré de l'ordre de $Q_0 = 50.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$ ($Q_0 \sim 1\,700 \text{ m}^3/\text{s}$) et un flux solide d'environ $Q_{s0} = 11,5.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$ ($Q_{s0} \sim 7.10^6 \text{ tonnes/an}$). Ces observations tiennent compte des activités anthropiques récentes et elles ne reflètent pas forcément le régime hydrologique du Rhône avant ces modifications. Il s'avère, en effet, beaucoup plus délicat de caractériser le flux sédimentaire à l'embouchure du Rhône tout au long de la dernière déglaciation. Les connaissances sont le plus souvent ponctuelles et locales. Il existe tout de même plusieurs solutions pour approcher l'évolution déglaciaire des flux du Rhône à partir de l'analyse stratigraphique et les modélisations.

Il est, tout d'abord, possible de considérer les volumes de sédiments post-glaciaires déposés sur la marge, en particulier pour les édifices suivants (Figure VI.1):

- Le Delta du Rhône: $\sim 80 \text{ km}^3$ (calculé d'après l'isopaque des dépôts deltaïques dans Vella *et al.*, 2005)

- Les dépôts de la plateforme et la partie supérieure de la pente: $\sim 115 \text{ km}^3$ (calculé à partir de l'isopaque des sédiments post-glaciaires; cf Figure VI.8). Pour comparaison, ils avaient été estimés à un volume de 150 km³ par Aloïsi (1986),

- Le Néofan du Petit-Rhône: $\sim 25 \text{ km}^3$ (d'après Gaullier *et al.*, 1998).

Cela nous donne une estimation d'un volume minimum d'environ 220 km³ de sédiments déposés et préservés en 20 000 ans. En prenant une masse volumique moyenne (1 650 kg/m³), la charge solide serait $Q_{sv} = 18.10^6 \text{ tonnes/an}$. Le flux équivalent, pour une concentration actuelle de 0,6 g/L, est au minimum de $Q_{sv} = 30.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$.

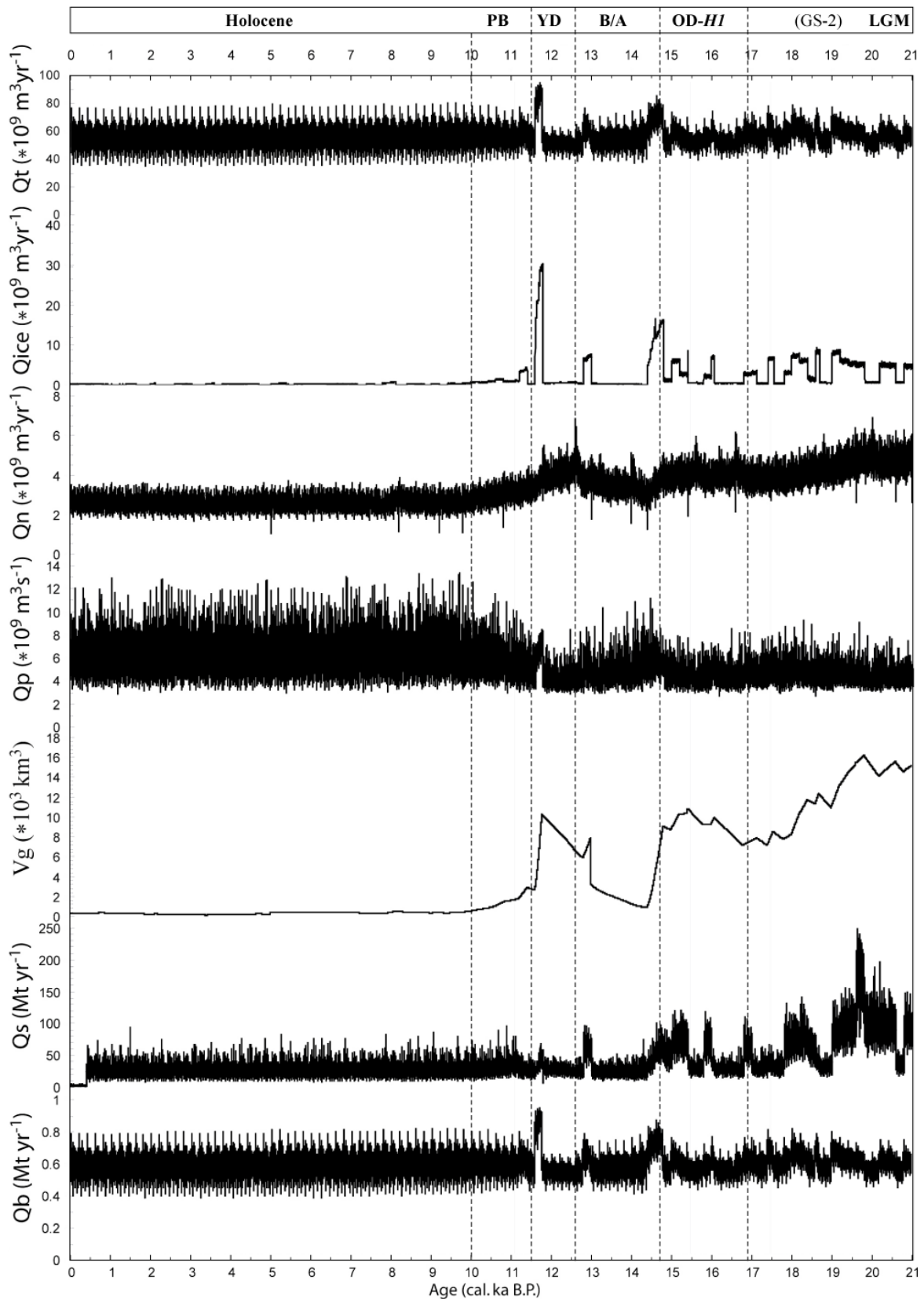


Figure VI.33: Evolution des flux du Rhône au cours de la déglaciation. Estimations basées sur les résultats de la modélisation hydrologique du bassin versant pendant cette période, grâce au programme Hydrotrend (Kettner et al., 2005). Q_t : débit liquide, Q_{ice} : flux associé à la fonte des glaciers, Q_n : flux lié à la fonte des neiges, Q_p : flux due aux précipitations, V_g : volume des glaciers, Q_s : flux sédimentaire en suspension, Q_b : flux sédimentaire sur le fond.

La seconde approche consiste à modéliser l'évolution des conditions hydrologiques du bassin versant du Rhône en réponse aux changements climatiques et environnementaux pendant la période déglaciaire. Par exemple, au maximum de glaciation, les glaciers alpins recouvraient une partie du bassin versant (Antoine *et al.*, 1999) et influençaient directement le cours du Rhône (Figure VI.1). Au cours du réchauffement, la majorité du produit de l'érosion due à la fonte de ces glaciers a été transportée vers le Golfe du Lion via le Rhône. Appréhender le comportement hydrologique des différents réservoirs au sein du réseau hydrographique en fonction du temps permet d'estimer les variations de flux en sortie du système fluvial. Ces évolutions ont pu être modélisées, en collaboration avec A. Kettner à l'Instaar (Boulder-CO), grâce au programme Hydrotrend (Syvitski *et al.*, 2003; Kettner *et al.*, 2005; cf Chapitre III). A partir des variations des propriétés du bassin de drainage (reliefs, réservoirs, réseau fluvial, hypsométrie) et des paramètres physiques extérieurs (température, précipitation, évapo-transpiration, glaciers), Hydrotrend caractérise l'érosion, le transport et la sédimentation dans le bassin versant et prédit le débit liquide et la charge sédimentaire journaliers à l'embouchure d'une rivière (Kettner *et al.*, soumis). Les simulations se basent à la fois sur les observations morphologiques et hydrologiques actuelles du bassin rhodanien pour la période récente et sur les évaluations des conditions environnementales au Dernier Maximum Glaciaire, issues des modèles climatiques CCSM (UCAR "Community Climate System Model"). L'interpolation des conditions de 20 000 ans à aujourd'hui a été réalisée en utilisant les fluctuations normalisées de $\delta^{18}\text{O}$ de la courbe GRIP. Ainsi, nous avons pu estimer l'évolution des caractéristiques du bassin versant et en déduire les flux du Rhône déglaciaire (Figure VI.33). La moyenne du flux total se situe autour de $Q_h = 55.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$ et la charge solide moyenne est estimée à environ $Q_{sh} = 40.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$ ($Q_{sh} = 24.10^6$ tonnes/an). Afin de normaliser les volumes, cette dernière valeur moyenne est calculée à partir de la concentration actuelle (0,6g/L) ce qui est loin d'être la réalité des 20 000 dernières années; le volume est sûrement beaucoup plus faible. Durant la période déglaciaire, les flux varient largement; Q_h fluctue de $35.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$ à $100.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$, et Q_{sh} de $1.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$ à plus de $70.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$ (Figure VI.34). Ces modélisations hydrologiques mettent en évidence des décharges sédimentaires importantes du Rhône associées principalement aux phases d'ablation des glaciers dans les Alpes. L'augmentation brutale des flux intervient en particulier aux transitions climatiques OD-B/A et YD-PB. L'augmentation des précipitations à l'Holocène vient prendre le relais des décharges glaciaires de la première partie de la déglaciation; elles contrôlent les pulsations du flux sédimentaire des 10 000 dernières années (Figure VI.33).

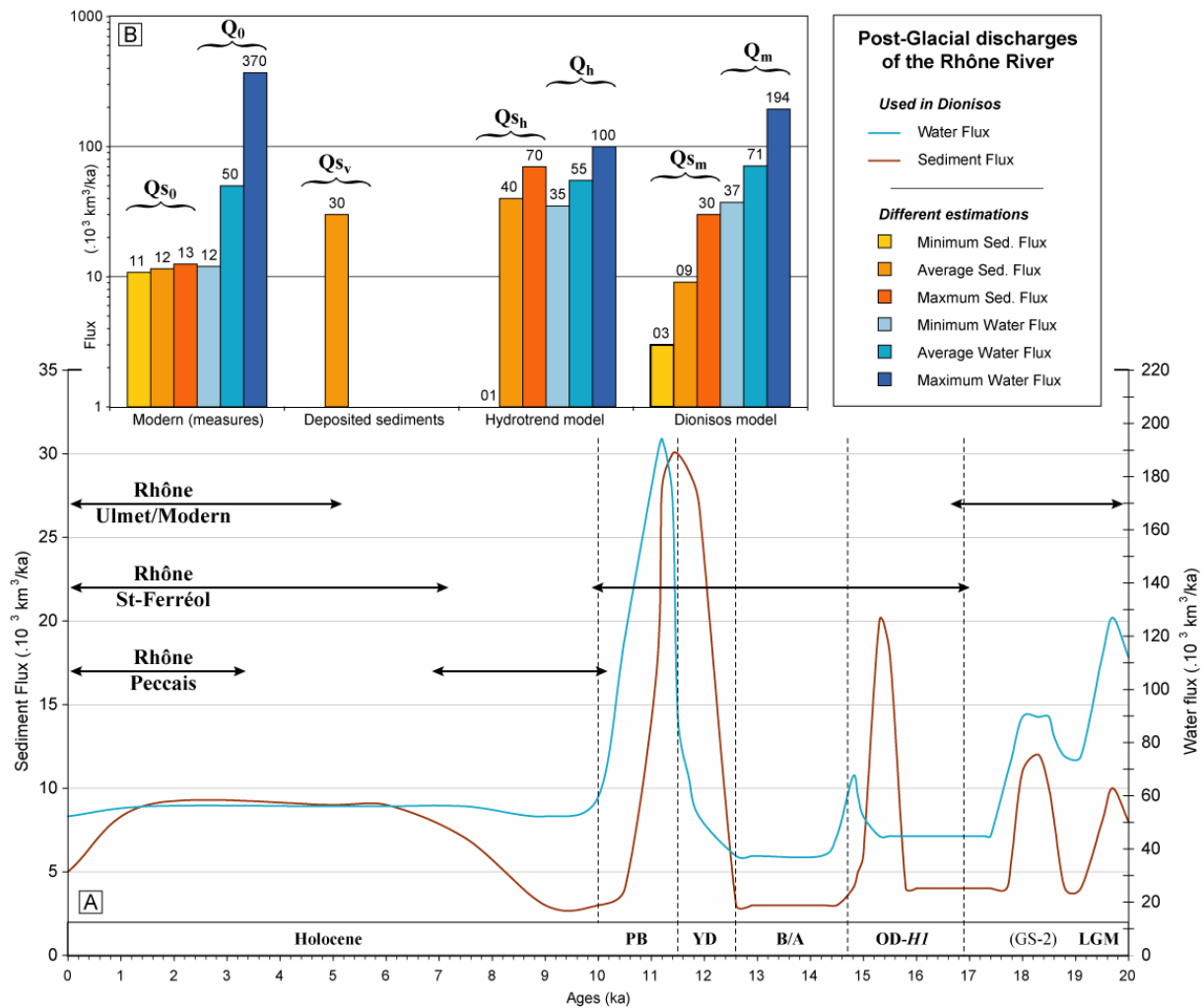


Figure VI.34: Synthèse des flux du Rhône. Evolution spatiale et temporelle du flux sédimentaire et du débit liquide intégrés à la modélisation stratigraphique de Dionisos (A). Le fonctionnement dans le temps des différentes sources est également indiqué. Les variations de ces flux ont été paramétrées à partir de l'analyse du modèle géologique et des contraintes hydrologiques. Elles proviennent de mesures actuelles à l'embouchure du Rhône (CSCF, 1984; Pont et al., 2002), des modélisations hydrologiques dans le bassin versant avec Hydrotrend (Kettner et al., 2005), et des calculs basés sur les volumes sédimentaires déglaciaires déposés. Les différentes estimations de ces flux et leurs variations sont indiquées ici (B) pour permettre la comparaison avec les valeurs de flux introduites dans le modèle Dionisos.

Ces différentes estimations nous ont servi pour élaborer les premières courbes de flux, introduites en entrée du modèle Dionisos (Figure VI.34). L'évolution de ce flux déglaciaire a été améliorée et précisée au cours des différents tests de simulations et suite à leur comparaison avec le modèle géologique. La dernière évaluation participe à une bonne reproduction des géométries sédimentaires observées. Le flux sédimentaire moyen est de l'ordre de $Q_{sm} = 9.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$ ($5,6.10^6$ tonnes/an); l'amplitude s'étale entre $3.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$ et $30.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$. Le débit liquide moyen est $Q_m = 71.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$ ($2\ 312 \text{ m}^3/\text{s}$) et varie entre

$37.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$ ($1\ 214 \text{ m}^3/\text{s}$) et $194.10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$ ($6\ 314 \text{ m}^3/\text{s}$). L'évolution déglaciaire de ces flux varie de manière importante et brutale dans la première partie de la déglaciation alors qu'elle est plus linéaire pendant l'Holocène. La comparaison avec les autres estimations de flux montre une distribution assez homogène (Figure VI.34). L'amplitude des variations de la charge solide est plus importante lorsqu'elle est évaluée par les modèles Hydrotrend et Dionisos. Par contre, le débit liquide actuel mesuré fluctue beaucoup plus que pendant les derniers 20 000 ans; à ce niveau les modèles ont tendance à lisser les amplitudes et ne permettent pas de reconstituer les brèves périodes de crue et d'étiage.

Nous voulions également que notre modèle reflète les variations latérales dues au contexte deltaïque de l'environnement de dépôt. Les migrations aléatoires des bras du Rhône ne pouvaient pas être simulées automatiquement. Nous avons donc déterminé 8 sources d'apport sédimentaire qui fonctionnent dans le modèle de manière successive ou simultanée (Figure VI.31). Ces sources définissent respectivement les zones d'entrée (sources positives) ou de sortie (sources négatives) des sédiments. Les points d'entrée des sédiments sont tous positionnés au Nord du modèle et correspondent à la position du Rhône Peccais (centré à 31 km et large de 6 km), du Rhône Saint-Ferréol (42 km/10 km) et des Rhônes Ulmet et plus récents (57 km/6 km). Pour les sorties du modèle, nous avons considéré que les têtes de canyon présentaient un fort potentiel pour drainer les flux en-dehors de la plateforme (connexion fleuve-canyon en bas niveau marin et cascades d'eau froide en haut niveau). Ainsi, au Sud du modèle, ont été positionnées les têtes de canyons Hérault-4 (7 km/14 km), Marti (29 km/6 km), Petit-Rhône (44 km/20 km) et Grand-Rhône/Estaque (71 km/18 km). La dernière source négative a été placée sur la façade Ouest du modèle (35 km/70 km) pour prendre en compte la quantité de sédiments transportée vers la partie occidentale de la plateforme par la circulation océanique et la dérive littorale.

La position de ces sources et leur chronologie de fonctionnement (Figures VI.31, VI.34 et VI.35) sont issues du modèle géologique proposé précédemment (*cf* Section VI.3.2), mais également des études menées sur les diverses migrations des cours du Rhône et sur la reconstitution de la ligne de rivage (Vella *et al.*, 2005). Pendant la période glaciaire, nous avons mis à contribution les sources centrales "Rhône Saint-Ferréol" et "Rhône Ulmet" qui empruntaient ainsi les incisions présentes dans la surface glaciaire et rejoignaient la tête de canyon Petit-Rhône. Ensuite, les flux ont été progressivement décalés vers l'Ouest entre 15 000 et 10 000 ans pour "forcer" le système du fleuve Rhône à migrer vers l'Ouest avec le début de la remontée du niveau de la mer et la déconnection du canyon Petit-Rhône. Enfin, le

retour vers le delta du Rhône actuel est favorisé par le déplacement vers l'Est des sources à l'Holocène. Nous discuterons les fluctuations rapides de ces flux en conclusion de ce chapitre avec les autres facteurs contrôlant la sédimentation déglaciaire sur la marge du Golfe du Lion.

- *Coefficients de diffusion et Hydrodynamisme*

Les sédiments sont distribués sur la plateforme en partie grâce au coefficient de diffusion ou de transport K (cf Chapitre III). La détermination de ces coefficients peut s'effectuer après avoir fait une évaluation des flux sédimentaires et à partir des pentes des environnements de dépôts. Pour estimer une valeur moyenne de ces coefficients, nous prenons une valeur moyenne des flux introduit dans le modèle ($Q_{s_m} = 10 \cdot 10^3 \text{ km}^3/\text{ka}$) que nous ramenons le long d'une section 2D; soit un flux de $Q_{s_m} = 1 \cdot 10^3 \text{ km}^2/\text{ka}$ pour une source avec une largeur moyenne de 10 km. Les valeurs de pente S se basent sur les différentes observations obtenues sur la plateforme pour chaque environnement. A partir de l'équation $Q_{s_m} = K \cdot S$, nous pouvons approcher ces coefficients pour les 3 environnements de dépôt principaux (Tableau VI.2). Les valeurs utilisées dans notre modèle se situent à l'intérieur de ces intervalles.

Environnement	Slope (m/km)	Diffusion coefficient K (km^2/ka)	Diffusion coefficient K_v (wave) (km^2/ka)
Continental	< 1	> 1	
Shoreface/Delta front (sands)	30 - 60	0.015 - 0.030	~ 0.001
Offshore (shales)	1 - 5	0.2 - 1	0.001 - 0.003

Tableau VI.2: Estimation des coefficients de transport pour les environnements de dépôt continentaux, de "shoreface" -front de delta marin et "offshore" marin.

Afin de rendre cette modélisation plus réaliste, l'hydrodynamisme lié aux vagues est également pris en compte dans le modèle. L'objectif est d'améliorer le profil de dépôt avec un domaine peu profond sableux, limité en mer par une pente assez raide aboutissant vers un domaine plus profond argileux sous-alimenté en sédiments. L'action des vagues permet de moduler le transport diffusif des sédiments en combinant l'énergie des vagues, calculée en tout point du bassin à partir de la hauteur H et la période λ , avec un coefficient de diffusion K_v (Tableau VI.2).

La partie occidentale du Golfe du Lion est caractérisée par un régime hydrodynamique d'énergie modérée, dominée par la houle et contrôlée par les orientations de vents (Millot, 1990; Bruzzi, 1998; Palanques *et al.*, 2006; *cf* Chapitre I). Le Mistral (N) et la Tramontane (NO) qui sont les vents dominants entraînent la formation de petites vagues ($H \sim 1-2$ m et $\lambda < 4-6$ s). Au contraire, les brefs intervalles de tempêtes de SE sont souvent associés à une houle importante ($H > 4-5$ m et $\lambda > 8$ s). Le long de la côte, le régime de vagues de SE engendre une dérive littorale vers le SO. La circulation océanique générale est également dominée par le courant géostrophique Liguro-Provençal orienté vers le SO (Millot, 1994).

Dans notre modèle, nous avons fixé l'orientation des vents au 315° (les vents du SE sont les plus importants). La hauteur moyenne des vagues de tempête est de l'ordre de $H \sim 6$ m et la période de $\lambda \sim 9$ s. Par ailleurs, la limite d'action des vagues à 25 m permet de régler la décroissance exponentielle de l'effet des vagues. Proche du littoral, le coefficient de diffusion lié aux vagues K_v est faible et se situe entre 0,001 et 0,003; il favorise l'accumulation des sédiments. En s'écartant du littoral et avec la profondeur, ce coefficient augmente ensuite exponentiellement pour rejoindre le coefficient de diffusion marin ce qui agit progressivement en faveur d'une meilleure diffusion des sédiments (Tableau VI.2).

Il faut noter que l'effet des vagues ne se perçoit que dans la diffusion des sédiments et que Dionisos, au moment de ces simulations, ne permettait pas de modéliser le transport latéral des sédiments créé par la dérive littorale. Cette amélioration devra être testée, par la suite, car dans le Golfe du Lion, le transport des sédiments vers la partie occidentale est très important et à l'origine de l'accumulation d'un prisme infralittoral sur la plateforme interne ("subaqueous delta " d'après Cattaneo *et al.*, 2003). Mais gardons à l'esprit que l'objectif de cette modélisation est de confirmer les variations du niveau de la mer et d'appréhender l'évolution du flux sédimentaire déglaciaire.

VI.3.3.C Modélisation de l'architecture des dépôts déglaciaires

Dans cette section, nous allons démontrer la capacité du modèle Dionisos, avec les paramètres précédemment exposés, à restituer le profil de dépôt et les géométries observées sur la plateforme du Golfe du Lion.

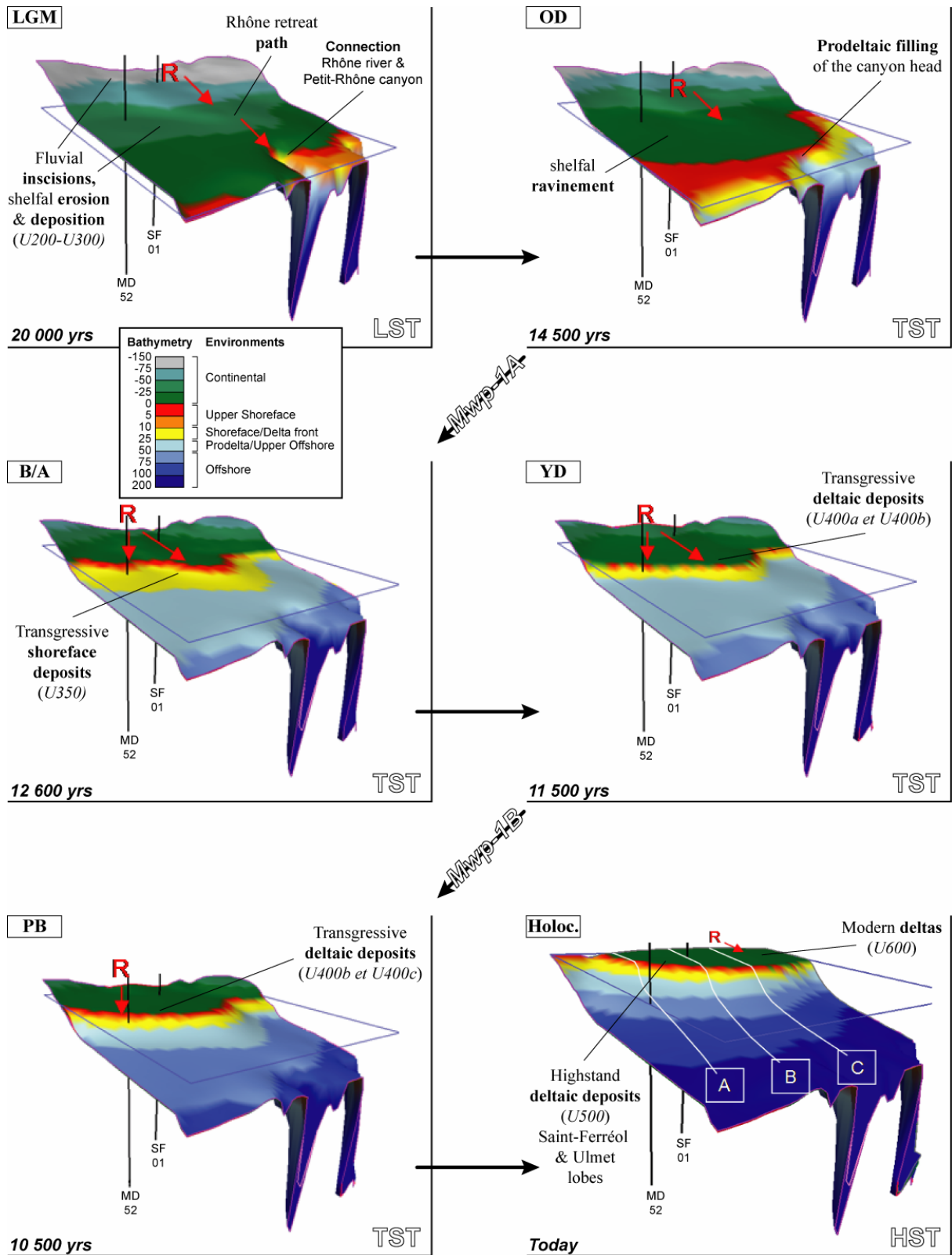


Figure VI.35: Différentes étapes du remplissage de la plateforme du Golfe du Lion depuis 20 000 ans cal. BP à nos jours; résultats de la modélisation stratigraphique 3D (logiciel Dionisos-IFP). L'évolution de la bathymétrie renseigne sur la position des dépôts-centres. Elle résulte des modifications de l'accommodation, associées aux fluctuations du niveau marin et aux différentes migrations des cours du Rhône (R).

- *Scénario 3D*

Les résultats de la simulation permettent de représenter l'évolution 3D de la bathymétrie à différentes étapes de la déglaciation (Figure VI.35). La remontée du niveau de la mer est matérialisée par la migration progressive du rivage (rouge-orange) de la plateforme externe vers la plateforme interne. Pendant la période glaciaire, l'exondation de la plateforme favorise le dépôt de sédiments en contexte continental (gris-vert). Cette sédimentation continentale est à l'origine de la construction du delta du Rhône à l'Holocène. Mais la mise en place du prisme déglaciaire s'effectue principalement en domaine marin (bleu) sur la plateforme interne et médiane avec en particulier la présence d'un cordon littoral daté autour de 12 000 ans qui vient structurer une marche bathymétrique entre -45 et -55 m. Des prodeltas plus récents sont également visibles plus proches de la côte. D'un point de vue général, la bathymétrie de la plateforme actuelle (Figure VI.31) est bien reproduite par le modèle.

Les diverses migrations du paléo-Rhône nous permettent de remarquer l'impact de la position des sources sur l'agencement des dépôts (Figure VI.35). En première approximation, la position des dépôts-centres semble liée, tout d'abord, au niveau de la mer, et ensuite, à la localisation des apports sédimentaires.

- *Comparaison des coupes 2D (modèle géologique et simulé)*

La figure VI.36 présente le long d'une section les environnements de dépôts et les lithologies prédites de la plateforme interne. Cette coupe, issue de la modélisation en 3D, correspond au profil synthétique du modèle géologique, présenté à la figure VI.25. La comparaison de ces sections permet de montrer que, globalement, le modèle reproduit correctement le profil bathymétrique et les géométries de la stratigraphie déglaciaire. Les indicateurs chrono-stratigraphiques, correspondant aux surfaces d'inondation majeures du modèle numérique, valident également la chronologie de mise en place de ces prismes sédimentaires. Pour les besoins de la modélisation, nous avons simplifié l'organisation stratigraphique en 5 unités principales (U200-U300, U350, U400a, U400b et U500).

En profondeur, les dépôts du prisme déglaciaire reposent sur la surface d'érosion (D70, ~20 000 ans) marquant la dernière période glaciaire; ils sont concentrés sur la plateforme interne sous la forme de 2 principaux épisodes de progradation (15 000 à 10 000 ans et 10 000 ans à aujourd'hui).

Dans le détail, pendant que le niveau de la mer est situé en rebord de plateforme jusqu'à 14 500 ans, il y a dépôt d'un prisme continental sur l'ensemble de la plateforme; le système cherche à retrouver son profil d'équilibre (Figure VI.35-A). La granulométrie des dépôts est conditionnée par la distance vis-à-vis du Rhône; les sédiments sont grossiers proche du fleuve et de plus en plus fins en s'éloignant. Au niveau de la coupe 2D, le paléo-Rhône est assez éloigné latéralement (Figure VI.36) et l'accumulation sédimentaire se compose essentiellement de sédiments fins liés à des débordements sur la plateforme médiane. Ils ont pu remplir une lagune présente à cette époque. Les dépôts grossiers continentaux simulés peuvent être mis en relation avec l'unité sismique U200, présentant un faciès chaotique sur la plateforme interne. L'hypothèse de la formation de terrasses fluviales (Aloisi, 1986), associées au passage et au retrait du Rhône, est validée par la modélisation. Ces formations sédimentaires sur la plateforme exondée pourraient être complétées par un dépôt synchrone de sédiments argileux sur le plateau médian (équivalent de l'unité U300). La modélisation est en faveur du dépôt d'un prisme continental de bas niveau, remanié par le ravinement lors de la remontée du niveau marin.

Ensuite, le début de la transgression est marqué par la déconnexion du canyon Petit-Rhône (Figure VI.35-B). Le niveau de la mer remonte rapidement la plateforme au Mwp-1A, créant ainsi une surface de ravinement par les vagues (D350, ~14 500 ans). Cette surface est recouverte par une paraséquence transgressive (équivalente à U350) à caractère rétrogressif et venant se terminer en "Onlap" sur les dépôts sous-jacents (éq. U200) (Figure VI.36). La migration du paléo-fleuve Rhône vers l'Ouest favorise le comblement de la plateforme interne dans la partie occidentale du modèle (au large d'Aigues-Mortes).

Le ralentissement de la remontée de la mer au Younger Dryas (Figure VI.35-C) est enregistré entre les marqueurs chrono-stratigraphiques D400a (12 600 ans) et D400b (11 200 ans). Cet intervalle favorise l'aggradation d'une unité sédimentaire épaisse, assimilable à l'unité sismique U400a et à la mise en place de la partie orientale de l'ERDC (Figures VI.35-D et VI.36).

La relative stabilité du niveau marin au YD est directement suivie d'une nouvelle augmentation rapide du niveau de la mer associée au Mwp-1B (Figure VI.35-E). Une unité progradant rapidement vers le large (éq. à U400b) se met en place au début de cette transgression. D'après la modélisation stratigraphique, le début du Mwp-1B est contemporain de l'augmentation importante du flux sédimentaire, qui est nécessaire pour reconstituer la progradation rapide du système deltaïque (ERDC) aujourd'hui immergé autour de 45 m (Figure VI.36).

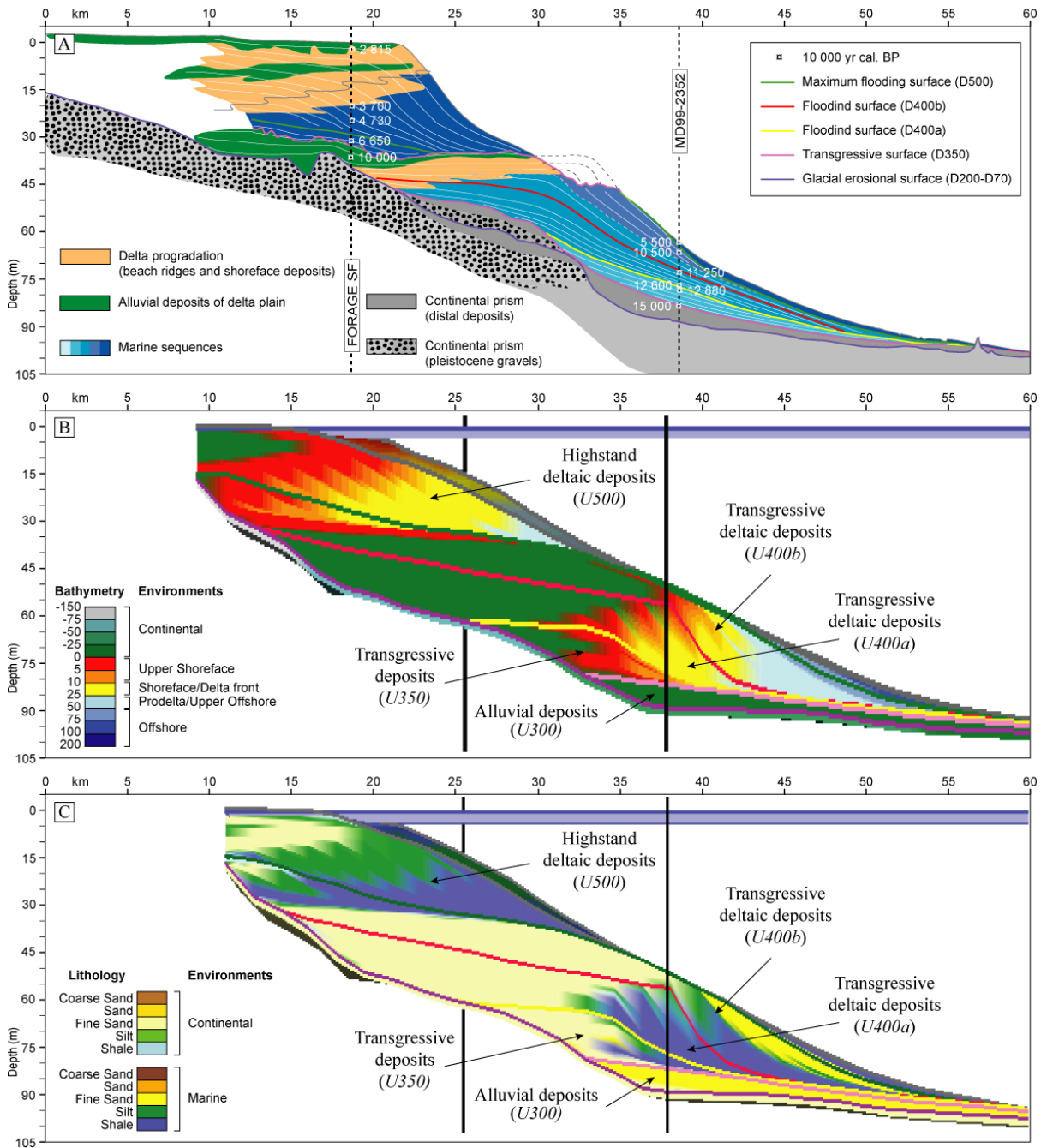


Figure VI.36: Comparaison entre la coupe synthétique (A), issue du modèle géologique, et celles provenant de la simulation en 3D de la stratigraphie déglaciaire de la plateforme du Golfe du Lion (B- bathymétrie et C- lithologies) (position de la section à la figure VI.31). La modélisation permet de reproduire les principales géométries sédimentaires définies grâce aux données géophysiques (logiciel Dionisos-IFP).

La transgression se poursuit lentement durant l'Holocène (Figure VI.35-F). Le prisme sédimentaire déposé autour du YD et Préboréal est ennoyé. En même temps que le retour du Rhône vers l'Est, les dépôts récents de haut niveau marin (au-dessus de D500, 6 000 ans) qui

forment la plaine deltaïque actuelle (éq. à U500 et U600) se mettent en place. En mer, seule la partie distale des prodeltas récents a progradé sur les dépôts transgressifs (Figure VI.36).

En résumé, la modélisation a été capable de reproduire les deux épisodes de progradation deltaïque et prodeltaïque recouvrant les dépôts pléistocènes plus anciens et conservés sur cette marge. Mais il faut bien imaginer qu'au sein d'un tel système deltaïque des variations latérales existent aussi bien dans la chronologie que dans l'épaisseur des corps sédimentaires.

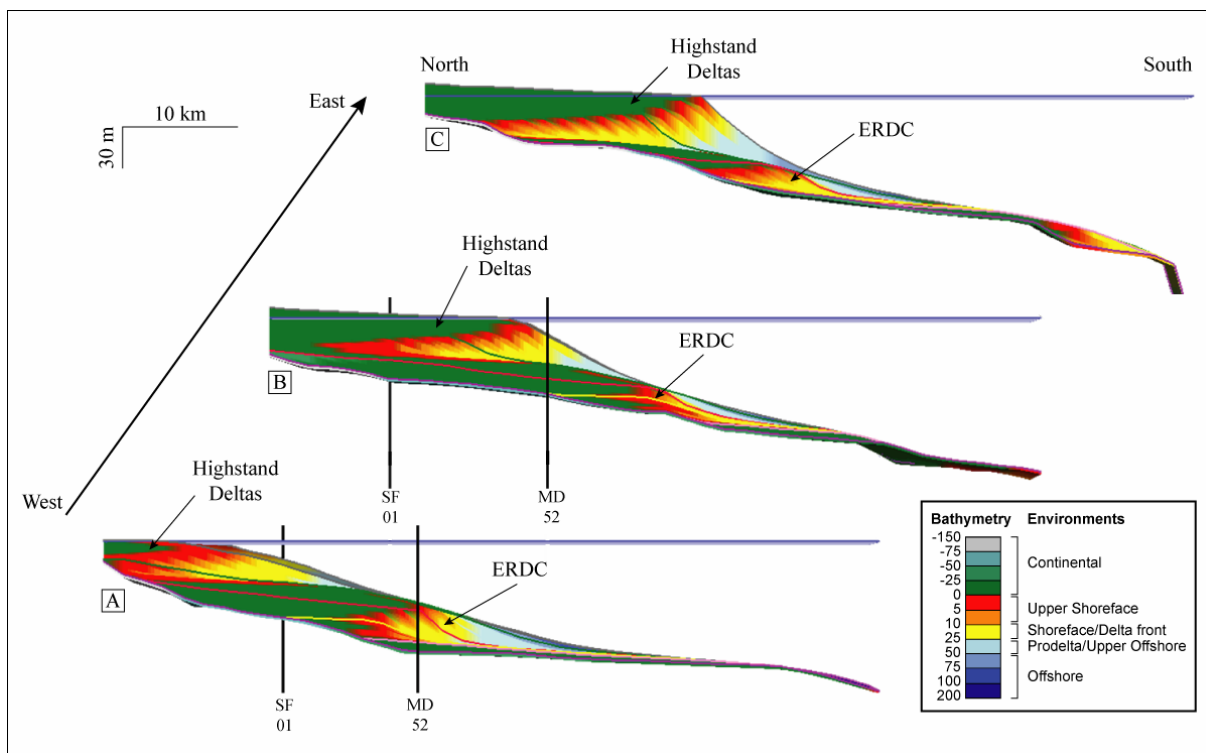


Figure VI.37: Présentation de 3 sections N-S, issues de la simulation stratigraphique 3D de la plateforme du Golfe du Lion (logiciel Dionisos-IFP). Localisation des profils sur la figure VI.35. La modélisation permet de mettre en évidence l'importance de l'évolution latérale dans l'agencement des sédiments déglaciaires en contexte deltaïque et prodeltaïque.

- Evolution latérale du système Rhône

La représentation d'une série de coupes issues de la modélisation 3D résume bien l'histoire des migrations successives du Rhône (Figure VI.37). Depuis une position plutôt centrale, en face du canyon Petit-Rhône en contexte de bas niveau marin, les dépôts-centres se sont déplacés vers l'Ouest entre 15 000 et 10 000 ans cal. BP. Ce trajet a conduit à la

formation du premier épisode de progradation (ERDC) suivant un axe SE-NO. L'accumulation des sédiments s'est donc concentrée dans la partie occidentale du modèle en face des lobes actuels de Saint-Ferréol et Péccais.

Après 10 000 ans cal. BP, le retour du Rhône vers l'Est s'effectue pendant le haut niveau marin. Il a contribué à la construction des lobes deltaïques les plus récents de Saint-Ferréol, Ulmet et du Grand-Rhône (Figure VI.37). En plus de la position des apports, la progradation de ces édifices a été contrainte par l'épaisseur des dépôts sous-jacents de l'ancien système deltaïque; l'accommodation jouant un rôle prépondérant dans l'agencement de ce deuxième épisode de progradation.

En conclusion de cette partie, nous pouvons considérer que la modélisation stratigraphique, même si elle reste un outil simplificateur, nous a permis de reconstituer l'organisation stratigraphique des dépôts déglaciaires. Elle a apporté également des solutions concernant, par exemple, l'unité U300 qui se trouverait en dessous de la surface de ravinement. Il pourrait s'agir d'une relique d'un prisme continental glaciaire. La modélisation a remarquablement validé notre scénario de migration des cours du Rhône pendant la déglaciation. Cela se traduit en particulier par une évolution latérale de la stratigraphie conforme à ce que nous connaissons à partir des observations en mer et sur le delta.

Mais l'intérêt principal de ce modèle était d'étudier l'eustatisme et le flux sédimentaire déglaciaire. Nous allons maintenant discuter l'évolution de ces facteurs forçants en relation avec les différentes contraintes développées dans le modèle géologique.

VI.3.4. Forçages externes: facteurs à l'origine de la stratigraphie post-glaciaire

L'exploration des différents corps sédimentaires post-glaciaires, leur répartition et la chronologie de mise en place nous ont permis d'élaborer des hypothèses sur les processus à l'origine de ces accumulations en sédiments, occupant aussi bien le bassin profond que la plaine deltaïque en passant par la plateforme et la pente continentale du Golfe du Lion. A la vue de ces données et de leur modélisation, il apparaît qu'au premier ordre, les variations du niveau de la mer sont à l'origine de l'organisation stratigraphique générale déglaciaire. Néanmoins d'autres facteurs, tels que les flux sédimentaires et la dynamique océanique, ont également joué un rôle prépondérant dans la mise en place de ces dépôts. A l'issue de cette étude, nous disposons en particulier d'arguments précis pour établir l'impact de chacun de ces

différents facteurs sur l'enregistrement sédimentaire deltaïque de la transition tardiglaciaire/holocène.

VI.3.4.A Forçages déglaciaires

- *Eustatisme*

Au début de la déglaciation, la remontée du niveau de la mer est le paramètre principal qui contrôle l'export de sédiments vers le bassin profond (Dennielou *et al.*, soumis). L'arrêt de fonctionnement du système turbiditique du Néofan (vers 18 418 ans cal. BP d'après Bonnel *et al.*, 2005) est, par exemple, synchronisé avec les différentes pulsations du niveau marin définies à la fin de la période glaciaire (Yokoyama *et al.*, 2000; Clark *et al.*, 2004; Jouet *et al.*, 2006) (Figure VI.29). Ensuite, la transgression marine a fait évoluer, à la fois, les conditions hydrodynamiques en rebord de plateau et la distance entre la ligne de rivage et les canyons; ce qui a eu pour effet de réguler la quantité d'apports sédimentaires susceptibles d'être transportée et de remplir les têtes de canyon. La déstabilisation de ces stocks entraîne la mise en place de 2 familles de dépôts turbiditiques dans le domaine profond, distinctes par leur origine et leur fréquence; elle sont caractéristiques de l'état de progression du niveau marin sur la plateforme.

D'après les courbes eustatiques globales généralement admises (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1996; Hanebuth *et al.*, 2000; Yokoyama *et al.*, 2000; Camoin *et al.*, 2004), la remontée déglaciaire du niveau de la mer a été rythmée par des stabilisations et des accélérations (Figure VI.29). En se servant d'une synthèse de ces courbes (Figure VI.32), la modélisation stratigraphique a été capable de reproduire les deux épisodes de progradation deltaïque et prodeltaïque recouvrant les dépôts pléistocène plus anciens et conservés sur la plateforme interne. L'existence des Mwp-1A et Mwp-1B, souvent sujet à caution en paléoclimatologie, est, dans ce cas d'étude, nécessaire à la mise en place de ces prismes progradants. Chacune de ces pulsations rapides du niveau de la mer possède, dans le Golfe du Lion, une expression stratigraphique sous la forme d'une paraséquence transgressive. De même, la relative stabilité du niveau marin durant le Younger Dryas est également confirmée; elle s'exprime par la progradation d'un système deltaïque autour de -55 m en face du lobe actuel de Saint-Ferréol.

Dans le détail, les positions des niveaux marins repérées de manière géologique sur l'ERDC, sont cohérentes avec les variations globales du niveau de la mer (Figure VI.29), malgré le fait qu'il s'agisse de niveaux marins relatifs. De manière précise, l'augmentation de la vitesse de remontée au début du Préboréal a été estimée à environ 1,2 cm/an (entre 11 000

et 10 600 ans cal. BP) à partir de l'évolution de la position de la ligne de rivage (Berné *et al.*, sous presse). Cette transgression rapide peut être mise en relation avec le Mwp-1B. Le taux de remontée est du même ordre que ceux décrits par Lambeck *et al.* (2002a) (1,52 cm/an entre le 11 500 et 8 500 ans cal. BP) et par Camoin *et al.* (2004) (1,16 cm/an entre le 11 600 et 9 640 ans cal. BP).

Que ce soit à l'échelle des derniers 20 000 ans ou de la transition tardiglaciaire/Holocène, les changements de la vitesse de remontée du niveau de la mer permettent d'expliquer la distribution des dépôts post-glaciaires sur la marge du Golfe du Lion.

● *Flux sédimentaire et variations climatiques (transition YD/PB)*

Les simulations stratigraphiques de la déglaciation révèlent le rôle capital qu'ont les variations des flux sur l'architecture sédimentaire. Notre modèle est en 3 dimensions et les évolutions latérales de la stratigraphie ont été validées par le scénario de migration des lobes deltaïques du Rhône. En conséquence, nous pouvons être relativement confiant dans l'estimation régionale des flux sédimentaires. Ces flux possèdent une tendance régulière avec des fluctuations très importantes et brutales principalement pendant la première moitié de la déglaciation (Figure VI.34). La majorité des apports au cours de cette période se ferait par l'intermédiaire de ces intervalles à forte décharge sédimentaire. Ils interviennent successivement aux transitions Oldest Dryas/Bølling-Allerød et Younger Dryas/Préboréal; c'est-à-dire à la transition d'un stade plutôt froid à un interstade plutôt chaud.

Focalisons nous sur la transition Younger Dryas/Préboréal; elle intervient autour de 11 500 ans cal. BP et correspond à l'unité U400b de l'ERDC. Malgré la remontée rapide du niveau marin qui survient après le Younger Dryas, l'ERDC continue de prograder pendant environ 1 500 ans (Berné *et al.*, sous presse). Lors de la simulation, le flux sédimentaire s'est avéré être le seul paramètre capable de modifier l'impact d'une telle remontée; seule une augmentation des apports (4 à 5 fois le flux actuel) permet de combler assez vite l'espace disponible nouvellement créé au début du Préboréal. L'abandon de U400b a eu lieu vers 10 000 ans cal. BP, suite à une avulsion du delta vers l'Ouest.

L'hypothèse d'une augmentation drastique des flux sédimentaires est soutenue par les résultats d'études menées dans les bassins versants du Rhône. Par exemple, dans le lac Lautrey (Jura), le Younger Dryas est caractérisé par un faible taux d'accumulation sédimentaire alors que le Préboréal présente un taux 6 fois plus important (Magny *et al.*,

2006). Par ailleurs, les fluctuations des niveaux dans les lacs de l'Est de la France (Jura et pré-Alpes) et du plateau suisse (Magny and Begeot, 2004; Magny *et al.*, 2006) sont synchronisées avec les débâcles dues aux fontes des glaciers d'Atlantique Nord à partir du lac Agassiz (Teller *et al.*, 2002). L'une de ces débâcles intervient notamment à la fin du YD, en phase avec une remontée généralisée des niveaux des lacs, suggérant une fonte importante des glaciers européens au Préboréal. Les enregistrements isotopiques de l'Oxygène dans les lacs (Schwander *et al.*, 2000; Magny *et al.*, 2006), calés sur ceux de la carotte de glace GRIP (Johnsen *et al.*, 1992) confirment ce réchauffement Préboréal qui est sans doute un des plus important au cours de la déglaciation. Après une période froide et sèche au Younger Dryas propice à l'érosion, la fonte des glaciers alpins associée à l'augmentation des pluies a sûrement favorisé la mise à disposition de matériel et leur transport vers l'exutoire du Rhône pendant le réchauffement du Préboréal (Figure VI.38).

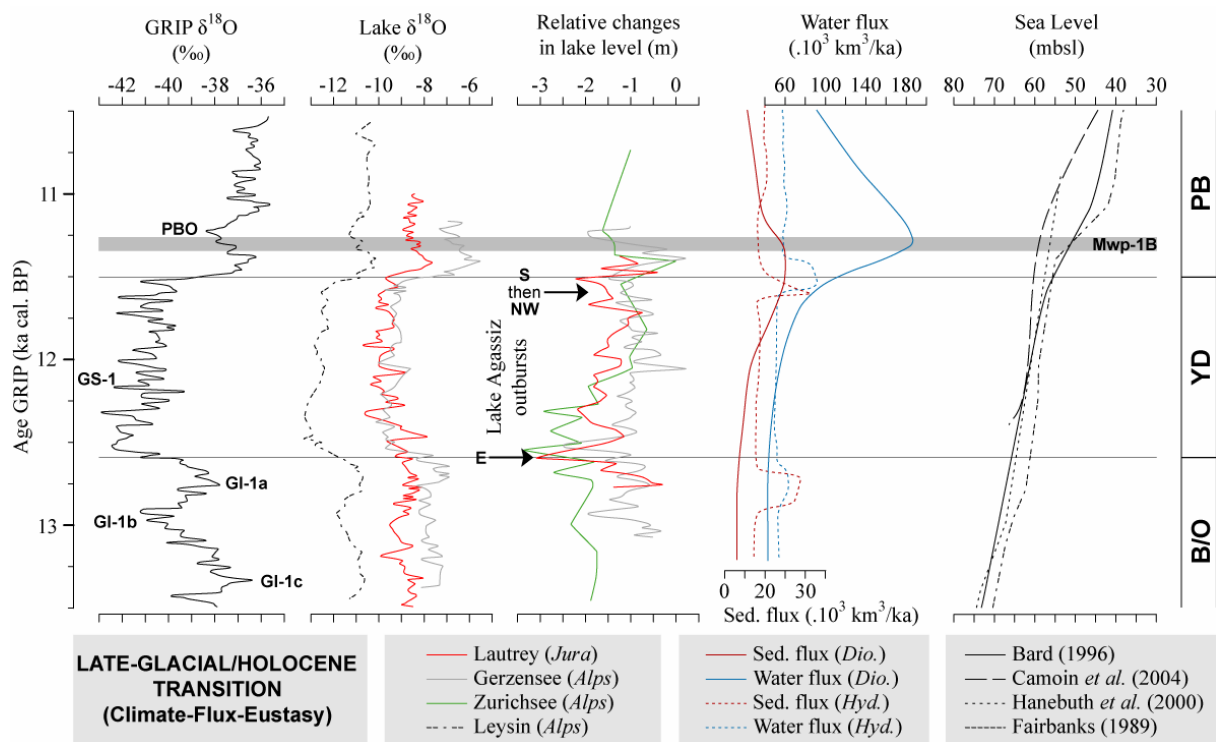


Figure VI.38: Impact des variations climatiques sur les flux sédimentaires et l'eustatisme à la transition tardi-glaciaire/Holocène. La corrélation des enregistrements isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte de glace GRIP (Johnsen *et al.*, 1992; Dansgaard *et al.*, 1993) et de carottes de sédiments des lacs du Lautrey (Jura) (Magny *et al.*, 2006), de Gerzensee, de Zürich et de Leysin (Alpes) (Schwander *et al.*, 2000) montre la simultanéité des événements climatiques au niveau de l'Atlantique Nord et de l'Europe centrale. L'évolution des flux sédimentaires, modélisée avec Hydrotrend et Dionisos, est mise en relation avec les fluctuations du niveau des lacs alpins (Magny and Begeot., 2004) et les décharges d'eau douce du lac Agassiz (Teller *et al.*, 2002). Cette transition climatique peut être également observée à travers les variations du niveau de la mer (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1996; Hanebuth *et al.*, 2000; Camoïn *et al.*, 2004). La nomenclature des événements climatiques est issue de Mangerud *et al.* (1974) et Björck *et al.* (1998).

Il apparaît donc assez clairement que l'ablation des glaciers alpins joue un rôle important dans le contrôle des flux et induit sans doute des débâcles sévères épisodiques lors des réchauffements climatiques rapides (*e.g.* début du Bølling et du Préboréal). Le fait qu'il existe une relation étroite entre l'évolution de la calotte glaciaire continentale des hautes latitudes Nord et l'histoire des glaciers d'Europe septentrionale permet d'envisager les variations des flux du Rhône comme les réponses du bassin versant à ces phénomènes climatiques globaux (Figure VI.38).

- *Combinaison de l'eustatisme et des flux sédimentaires*

Lors de la déglaciation, l'organisation générale des dépôts est contrôlée par la remontée du niveau de la mer. La progradation des anciens systèmes deltaïques du Rhône (*e.g.* ERDC) a été principalement initiée et contrôlée par des ralentissements dans la vitesse de remontée du niveau de la mer, voir par des stationnements marins. Les transgressions rapides qui suivent généralement ne sont pas toujours suffisantes pour déconnecter les systèmes, qui peuvent "survivre" quelques centaines d'années grâce à l'augmentation importante du flux sédimentaire lors de transitions climatiques importantes (réchauffements). Le flux sédimentaire semble être le facteur autocyclique le plus important venant perturber "l'agencement eustatique".

Ces deux facteurs dépendent directement de l'évolution du climat, mais leurs réponses aux fluctuations climatiques sont différentes et surtout désynchronisées dans le temps. Grâce aux modélisations stratigraphiques, nous commençons à avoir une meilleure idée de leur importance relative.

VI.3.4.B Dynamique de dépôt interglaciaire

L'enneigement de la plateforme et l'installation du haut niveau marin interglaciaire favorisent la mise en place d'un régime hydrodynamique influençant le dépôt et le remaniement des sédiments de surface. Il était déjà établi que les courants littoraux jouent un rôle important dans la dynamique sédimentaire peu profonde. Les vents d'Est et de Sud-Est induisent par exemple un phénomène d'advection qui modifie la circulation générale vers l'Ouest. Cette dynamique sédimentaire a formé, en particulier, les grands corps progradants occidentaux, déconnectés de sources sédimentaires et parfois nommés " subaqueous deltas " (au sens de Cattaneo *et al.*, 2003).

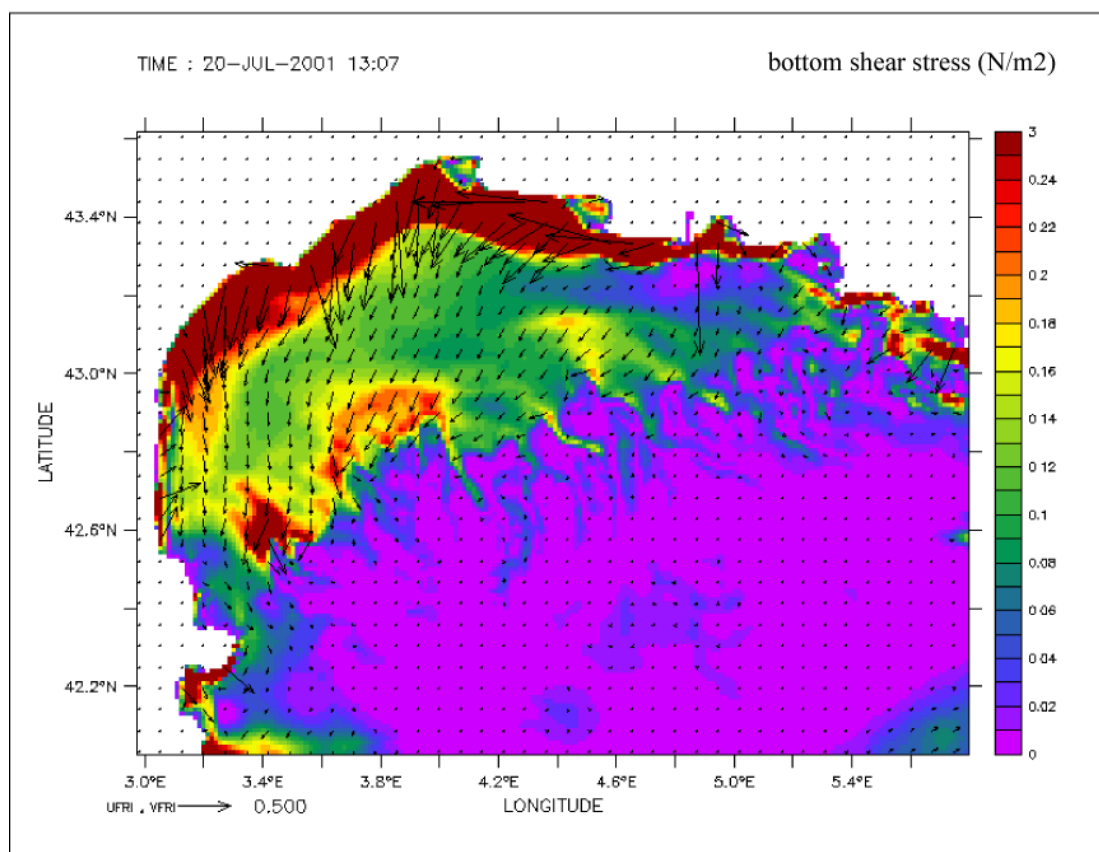


Figure VI.39: Les vents puissants de l'Est peuvent être à l'origine de tensions importantes sur le fond marin de la partie occidentale de la plateforme externe, en particulier au début de chaque événement de tempête (Bassetti *et al.*, 2006). Carte des tensions établie à partir de la modélisation de l'hydrodynamisme grâce au modèle MARS-3D (André *et al.*, 2005).

Afin d'appréhender les conséquences de ces processus hydrodynamiques, un modèle de circulation océanique 3D (Mars-3D) a été adapté pour le Golfe du Lion (André *et al.*, 2005). L'action continue des vents d'Est pendant quelques jours semble être à l'origine d'intenses courants sur le fond dans la zone littorale, mais également dans la partie la plus occidentale de la plateforme et au niveau du rebord de plateau (Figure VI.39). Ces courants provoquent de fortes contraintes de cisaillement sur le fond, suffisantes pour induire de l'érosion et du transport de sable fin de la plateforme externe vers les têtes de canyon dans la partie centrale du Golfe du Lion (Bassetti *et al.*, 2006). Cette dynamique est matérialisée par la couche superficielle sableuse présente sous forme de dunes transverses (U160) dans cette zone et par l'occurrence de stocks de sable de composition identique dans certaines têtes de canyon, tels que les canyons Bourcart (Gaudin *et al.*, 2006) et Cap de Creus (Degeest, 2005). Les événements de cascade d'eau froide associés à un transport sédimentaire sur le fond (vitesses supérieure à 80 cm/s) pendant les tempêtes d'Est (Canals *et al.*, 2006; Palanques *et al.*, 2006; Lastras *et al.*, soumis) fournissent également l'énergie nécessaire pour transférer le

sable depuis la plateforme externe vers le bassin profond via le réseau de canyons (Dennielou *et al.*, soumis).

Le régime hydrodynamique de haut niveau marin, par son action de remaniement sur la plateforme externe favorise, ainsi l'alimentation du bassin profond en sédiments. Son activité pendant l'Holocène a contribué à la réorganisation des dépôts superficiels post-glaciaires.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

L'objectif de cette étude était de reconstituer l'histoire tardi-glaciaire et holocène du Golfe du Lion. Sur la plateforme, les reliques du delta sous-marin du Rhône conservent un enregistrement très précis des variations du niveau de la mer et des flux sédimentaires provenant des Alpes pour une période couvrant les 20 000 dernières années. La compilation de données bathymétriques, combinée avec des profils de sismique très haute résolution et des carottes sédimentaires, permet d'appréhender dans le détail, l'architecture stratigraphique des différents lobes prodeltaïques du Rhône. Ces corps sédimentaires forment un cortège de paraséquences transgressives, déposées le long du retrait du fleuve, depuis la plateforme externe jusqu'au littoral actuel. Les systèmes deltaïques holocènes de haut niveau sont confinés sur la plateforme interne et la plaine deltaïque actuelle.

Par une approche globale terre/mer et la modélisation stratigraphique de la plateforme du Golfe du Lion, nous avons pu mettre en évidence que la morphologie actuelle et l'organisation stratigraphique des dépôts deltaïques déglaciaires du Rhône étaient le résultat d'une transgression marine irrégulière, influencée par des variations abruptes des flux sédimentaires. En particulier, des contraintes de temps et de profondeur des niveaux marins nous ont permis d'établir une chronologie de la remontée eustatique pendant la dernière déglaciation et de ce fait valider certaines fluctuations rapides directement attribuées à des variations du climat. Il s'agit principalement des pulsations marines ou "melt water pulses" associées aux passages d'événements froids (*e.g.* Younger Dryas) à des périodes de réchauffement (*e.g.* Préboréal). La modélisation de la stratigraphie a également fourni une quantification de la variabilité du flux sédimentaire qui prouve que ces transitions climatiques rapides sont également à l'origine d'une augmentation drastique des flux.

La poursuite de ces travaux est prévue dans le cadre de la mission Rhosos programmée en avril 2008. Elle a pour objectif de préciser et de mieux contraindre les flux déglaciaires et holocènes; elle favorisera également le renforcement d'une collaboration scientifique des équipes à terre et en mer.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES



La marge continentale passive du Golfe du Lion présente un enregistrement sédimentaire remarquable. L'observation et l'analyse de ces séries dans leur état de préservation actuel grâce à la sismique, ainsi que l'identification de séquences stratigraphiques par l'interprétation de données lithologiques, permettent la reconstitution des paléo-environnements et des paléo-géographies pour les périodes glaciaires et interglaciaires du Quaternaire terminal.

Cette thèse a été l'occasion, tout d'abord, de réorganiser une base de données géophysiques et sédimentaires conséquente dans le but de préparer plusieurs grands projets de recherche tel que Promess-1, et d'y intégrer les nouvelles données acquises et ensuite de développer différentes méthodes de traitement et d'interprétation (*cf* Chapitre II). Plus récemment, de nombreux prélèvements sédimentaires sont venus enrichir la base géophysique, en particulier, ceux issus des deux forages Promess. Ils fournissent une image exceptionnelle de la sédimentation des derniers 500 000 ans en Méditerranée occidentale.

MODÈLE D'ÉVOLUTION QUATERNAIRE D'UNE MARGE CONTINENTALE

Grâce aux nombreuses informations qualitatives et quantitatives disponibles, le Golfe du Lion est un site idéal pour l'élaboration de modèles stratigraphiques et sédimentaires conceptuels. Ces modèles ont, pour certains d'entre eux, été expérimentés par l'intermédiaire de la modélisation stratigraphique. En effet, les simulations offrent la possibilité de tester et de valider les différentes hypothèses énoncées lors de l'élaboration du modèle géologique à partir des données géophysiques et sédimentaires (*cf* Chapitre III). L'utilisation pour cette étude, de Dionisos (IFP) et Sedflux (INSTAAR) sur des applications en 2D et 3D a permis de simuler le remplissage de la marge du Golfe du Lion tout en révélant l'importance relative des trois principaux facteurs de dépôt qui constituent la déformation du bassin, l'eustatisme et le flux sédimentaire. Leur interaction est à la base de la réponse stratigraphique du système sédimentaire.

Calibrations sédimentaires des modèles stratigraphiques conceptuels

Les forages du projet Promess-1 ont permis pour la première fois, de calibrer les corps sédimentaires de la plateforme et de la pente continentale du Golfe du Lion. Ils ont conduit à

la révision du modèle stratigraphique établi à partir de la sismique et à préciser les modèles conceptuels de la stratigraphie séquentielle (*cf* Chapitre IV).

Les données litho-stratigraphiques, du fait de leur position différente le long du profil de dépôt, permettent de séparer les limites de séquences et les surfaces d'inondation maximum sur la pente alors qu'elles sont souvent confondues sur la plateforme externe. En effet, les séquences sont délimitées sur la plateforme par des discontinuités sismiques majeures représentées par des surfaces d'érosion polygéniques. Les niveaux sédimentaires correspondants présentent des accumulations de coquilles et de débris coquilliers dans une matrice de sables grossiers. Ils se sont formés pendant les baisses successives du niveau de la mer (limites de séquences au sens de *Vail et al.*, 1987) et ont été remaniés par le ravinement transgressif. Sur la pente, les principales réflexions sismiques correspondent à des intervalles de sédimentation condensée pendant les transgressions marines et les hauts niveaux marins des Terminaisons glaciaires et des interglaciaires. Elles correspondent à des surfaces d'inondation maximum.

L'enregistrement stratigraphique des cyclicités glacio-eustatiques tardi-pléistocènes s'exprime ainsi différemment sur la plateforme et la pente continentale. Pendant les phases de glaciation et de régression marine, la plateforme externe subit une intense érosion sub-aérienne et marine en contexte littoral conduisant à la mise en place des "shorefaces" de bas niveau marin, pendant que la pente enregistre une sédimentation argileuse distale continue.

Mise en place des cortèges de dépôts régressifs et transgressifs

L'un des objectifs de cette étude était de reconstituer l'histoire stratigraphique et sédimentaire pendant les périodes de glaciation et de déglaciation. Il s'agissait principalement de constituer les scénarii de mise en place des cortèges régressifs et transgressifs successifs. Les derniers épisodes climatiques permettant les meilleurs calages chrono-stratigraphiques, nous nous sommes donc focalisés sur l'enregistrement de la dernière période glaciaire (*cf* Chapitre V) et de la phase déglaciaire consécutive (*cf* Chapitre VI).

L'analyse de la stratigraphie et de la morphologie des édifices sédimentaires de la plateforme externe confirme qu'il s'agit de systèmes deltaïques/prodeltaïques et/ou de "shorefaces" de la dernière période glaciaire (*cf* Chapitre V). Les données de forage nous permettent d'établir le premier "modèle de faciès" bien documenté (faciès et structures sédimentaires, âge de mise en place, géométrie en trois dimensions) d'un "shoreface"

quaternaire. Il pourra servir de référence aux nombreux analogues décrits dans les roches sédimentaires. Les corps progradants reliques de la plateforme externe correspondent à des accumulations de sables massifs qui forment les "topsets-foresets" des clinofformes fortement pentés imagés par la sismique. Les "bottomsets" de ces clinofformes sont des alternances de silts et d'argiles silteuses. L'association de ces 2 types de faciès sédimentologiques et sismiques constitue des séquences grano-croissantes, répétitives dans le temps. La majorité de ces dépôts s'est mise en place pendant la baisse généralisée du niveau marin au cours de la majeure partie du dernier cycle climatique, entre les stades isotopiques MIS-3 et MIS-2. La quasi-totalité de la dernière séquence sédimentaire majeure a ainsi progradé en réponse à une régression marine globale; les variations dans l'enregistrement de ce prisme sédimentaire régressif sont principalement attribuables à des fluctuations plus hautes fréquences du niveau marin.

L'ensemble des données s'accorde pour définir un paysage glaciaire très précis permettant, par exemple, de discuter la chronologie de connexion des paléo-rivières rhodaniennes et pyrénéo-languedociennes avec les têtes de canyons incisant le haut de la pente continentale. La combinaison des informations morphologiques et stratigraphiques du rebord de la plateforme permet de proposer un schéma global de sédimentation de la plateforme continentale du Golfe du Lion pendant la dernière période climatique.

L'étude de l'enregistrement sédimentaire de la dernière déglaciation constitue le dernier maillon de cette thèse. Le défi était de reconstituer l'histoire tardi-glaciaire et holocène du Golfe du Lion en considérant l'ensemble du système rhodanien (*cf* Chapitre VI). L'approche Terre-Mer ou "source to sink" met en évidence la continuité des enregistrements dans le temps en considérant plusieurs zones de dépôts. Les épandages sédimentaires marins du bassin profond ainsi que les structures discontinues du haut de pente et de la plateforme externe correspondent aux sédiments déposés entre 20 000 et 15 000 ans cal. BP. Par contre, l'enregistrement de la déglaciation (entre 15 000 ans et l'Actuel) s'effectue principalement sur la plateforme, lors des différentes étapes de construction de la plaine deltaïque. Un cortège de paraséquences transgressives, déposées le long du trajet suivi par le delta du Rhône pendant la remontée eustatique, depuis la plateforme externe jusqu'au littoral actuel, témoigne de cette histoire récente. Les lobes deltaïques fini-holocènes de haut niveau sont confinés sur la plateforme interne et la plaine deltaïque actuelle. En prenant en compte la variabilité des flux, la modélisation stratigraphique permet de restituer les géométries observées par la sismique avec un calage temporel très précis.

Cette thèse se réfère le plus souvent au niveau marin relatif. En effet, il faut également retenir que l'eustatisme, en plus d'un impact sur l'organisation des dépôts sédimentaires, influence également le comportement dynamique des marges. La modélisation stratigraphique nous a permis de prendre en considération, et de quantifier les effets hydro-isostatiques à court terme des variations du niveau de la mer pendant le Quaternaire terminal (Chapitre V). Cette composante de la subsidence totale s'annule à peu près au cours d'un cycle complet du niveau de la mer. Durant les périodes glaciaires, elle s'ajoute aux effets de la subsidence totale, qui serait composée pour 65% de la subsidence thermique et pour 35% de la subsidence induite par la surcharge sédimentaire.

VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET CYCLES GLACIO-EUSTATIQUES

Au cours du Pléistocène, les variations du niveau de la mer sont largement influencées par la variabilité climatique. Cette thèse a permis d'élaborer des scénarii relativement précis de formation et de préservation des séquences sédimentaires, bien contraints chronologiquement, en lien avec le glacio-eustatisme global et la variabilité climatique.

Organisation de la marge en fonction des cycles de 100 000 et 400 000 ans

L'un des principaux résultats de cette étude est de pouvoir contraindre la cyclicité de ces séquences de dépôts sur la plateforme du Golfe du Lion. Les forages Promess fournissent une archive détaillée des stades isotopiques marins du MIS-1 au MIS-13 (voir MIS-16) et documentent les effets des changements marins sur les séquences et les faciès sédimentaires pendant les 500 000 dernières années. Ils apportent la confirmation que le premier ordre de contrôle des séquences majeures de dépôt définies sur l'interfluve Bourcart-Hérault et corrélées à l'échelle régionale (Chapitre IV), correspond aux cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans. La synthèse régionale des principales séquences sédimentaires montre également qu'à plus long terme, l'agencement et la préservation des séquences de 100 000 ans porte également l'empreinte des cycles de l'excentricité de 400 000 ans.

Variations du niveau de la mer suivant les cycles millénaires de Bond

Cette thèse montre aussi, de manière indépendante, l'existence et l'impact sur les séquences sédimentaires des variations du niveau de la mer à l'échelle du millier d'années en relation, ou du moins en phase, avec les cycles climatiques de Bond (*cf* Chapitre V). Les dépôts qui en résultent forment des para-séquences régressives de 15 à 20 m d'épaisseur contrôlées par des cycles glacio-eustatiques de 6^{ème} ordre (période de l'ordre de 1 000 à 10 000 ans) et induites par les événements climatiques du dernier cycle de 130 000 ans. La stratigraphie à haute résolution provenant de la sismique Chirp et les analyses lithostratigraphiques permettent de mettre en évidence l'effet de ces cycles de refroidissement de Bond sur la sédimentation d'une plateforme méditerranéenne.

Pulsations de la transgression marine et du flux sédimentaire aux transitions climatiques lors de la déglaciation

Par une approche globale terre/mer et la modélisation stratigraphique de la plateforme du Golfe du Lion, nous avons pu démontrer que la morphologie actuelle et l'organisation stratigraphique des dépôts deltaïques déglaciaires du Rhône étaient le résultat d'une transgression marine irrégulière influencée par des variations abruptes des flux sédimentaires (Chapitre VI). En particulier, des contraintes de temps et de profondeur des niveaux marins nous ont permis d'établir une chronologie de la remontée eustatique pendant la dernière déglaciation, et de confirmer certaines fluctuations rapides directement attribuées à des variations du climat. Il s'agit principalement des pulsations marines ou "melt water pulses" associées aux passages d'événements froids (*ex*: Younger Dryas) à des périodes de réchauffement (*ex*: Préboréal). La modélisation de la stratigraphie a également fourni une quantification de la variabilité du flux sédimentaire, qui prouve que ces transitions climatiques rapides sont également à l'origine d'une augmentation drastique des flux.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Il semble actuellement admis que les variations astronomiques des climats sur Terre soient le métronome des variations du niveau de la mer du Pléistocène pour des échelles de temps allant de la dizaine à plusieurs centaines de milliers d'années. La reconstruction des

cyclicités climato-eustatiques à partir des carottes de glace et des sédiments océaniques est une pratique désormais courante. L'apport de cette thèse est de démontrer qu'avec le développement des techniques d'acquisitions sismiques et sédimentologiques très haute résolution, il est également envisageable d'explorer de manière indépendante l'impact de ces variations haute fréquence sur l'organisation stratigraphique d'une marge continentale passive.

La route est encore longue ... et dans la continuité de cette thèse, l'exploitation des nombreuses données des différents projets est loin d'être terminée. Les forages Promess pourraient encore donner lieu à des découvertes importantes dans les années à venir; notamment en ce qui concerne la calibration des réflexions et des anomalies d'amplitudes observées sur les différents types de sismiques (projet ANR-Sesame); Qu'est ce qu'une réflexion sismique ?

Par ailleurs, l'exploration systématique des dépôts associés au dernier réchauffement climatique du Pléistocène continue et les travaux sont déjà planifiés dans le cadre de la mission Rhosos programmée en avril 2008. L'étude en parallèle du bassin profond, de la pente et de la plateforme continentale permettra de mieux contraindre les flux sédimentaires déglaciaires et holocènes. A l'avenir, le renforcement des collaborations entre des équipes à Terre et en Mer favorisera une vraie réflexion sur l'évolution du bassin sédimentaire du Rhône depuis la source jusqu'à la terminaison du système sédimentaire.

Enfin, l'effort de modélisation numérique doit être poursuivi. Cette approche possède un double intérêt:

- Pour les stratigraphes, c'est une occasion unique de tester "grandeur nature" des hypothèses faites sur la base de l'interprétation de données géophysiques et sédimentaires. La modélisation de l'impact des événements climatiques rapides (cycles de Bond) pourrait être envisagée avec un programme haute résolution tel que Sedflux (INSTAAR). Maintenant que la cartographie des séquences tardi-pléistocènes est réalisée, Dionisos (IFP) serait particulièrement adapté pour des simulations 3D de ces cycles glacio-eustatiques.

- Pour les modélisateurs, l'intérêt d'une zone comme le Golfe du Lion est évident; l'avantage de pouvoir tester les différents processus modélisés et confronter les résultats à un modèle stratigraphique particulièrement bien contraint. La mise en œuvre du transport latéral dans Dionisos pourrait par exemple, faire l'objet d'une telle étude.

En conclusion, les résultats de ce travail de recherche contribuent à prédire, à partir des modèles stratigraphiques conceptuels ou numériques, le comportement d'une marge continentale passive comme le Golfe du Lion en fonction des changements du niveau marin global et des apports sédimentaires; ces deux paramètres étant directement induits par la variabilité du climat. L'intérêt d'un tel travail se trouve dans la possibilité d'explorer les effets des climats du passé, et plus particulièrement les conséquences des changements rapides (à l'échelle d'une vie humaine). La reconstruction de ces climats anciens nous permettrait dès lors d'améliorer notre compréhension du fonctionnement du système climatique naturel et nous servirait de guide pour prédire le climat futur et ses impacts sur l'environnement. En ouvrant une fenêtre sur le passé, les connaissances obtenues nous permettront de mieux prédire l'évolution future du climat.



BIBLIOGRAPHIE



- Abdulah, K.C., Anderson, J.B., Snow, J.N. and Holford-Jack, L., 2004. The Late Quaternary Brazos and Colorado deltas, offshore Texas, USA- Their evolution and the factors that controlled their deposition. In: J.B. Anderson and R.H. Fillon (Editors), Late Quaternary Stratigraphic evolution of the northern Gulf of Mexico margin. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, pp. 237-269.
- Acherki, N., 1997. Analyse palynologique de quatre carottes du golfe du Lion: application à la restitution de la végétation et du climat du midi de la France pendant le dernier cycle climatique et à la stratigraphie marine. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier 2, Montpellier, France, 149 pp.
- Adams, K.D. and Wesnousky, S.G., 1998. Shoreline processes and the age of the Lake Lahontan Highstand in the Jessup embayment, Nevada. Geological Society of America Bulletin, 110: 1318-1332.
- Aigner, T., 1985. Storm depositional systems. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag, Berlin, 174 pp.
- Alberola, C. and Millot, C., 2003. Circulation in the French mediterranean coastal zone near Marseille: the influence of wind and the Northern Current. Continental Shelf Research, 23(6): 587-610.
- Albertson, M.L., Dai, Y.B., Jensen, R.A. and Hunter, R., 1950. Diffusion of submerged jets. American Society of Civil Engineers Transactions, 115: 639-697.
- Allemand, P., Brun, J.P., Davy, P. and Van Den Driessche, J., 1989. Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. Bulletin de la Société géologique de France, 8(3): 445-451.
- Allen, J.R.L., 1984. Principles of physical sedimentology. George Allen & Unwin, London, 272 pp.
- Alley, R.B., 1998. Palaeoclimatology: icing the North Atlantic. Nature, 392: 335-337.
- Alley, R.B. and MacAyeal, D.R., 1994. Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet. Paleooceanography, 9: 503-511.
- Almagor, G., 1979. Relict sandstones of Pleistocene age on the continental shelf of Northern Sinai and Israel. Israel Journal of Earth-Sciences, 28: 70-76.
- Aloïsi, J.C., 1986. Sur un modèle de sédimentation deltaïque: contribution à la connaissance des marges passives. Thèse d'Etat, Université de Perpignan, Perpignan, 162 pp.
- Aloïsi, J.-C., Cambon, J.-P., Carbonne, J., Cauwet, G., Millot, C., Monaco, A. and Pauc, H., 1982. Origine et rôle du néphéloïde profond dans le transfert des particules au milieu marin. Application au Golfe du Lion. Oceanologica Acta, 5: 481-491.
- Aloïsi, J.C. and Monaco, A., 1980. Etude des structures sédimentaires dans les milieux deltaïques (Rhône). Apports à la connaissance des conditions de sédimentation et de diagenèse. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 290: 159-162.
- Aloïsi, J.C., Millot, C., Monaco, A. and Pauc, H., 1979. Dynamique des suspensions et mécanismes sédimentologiques sur le plateau continental du Golfe du Lion. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 289: 879-882.
- Aloïsi, J.C., Monaco, A., Thommeret, J. and Thommeret, Y., 1975a. Evolution paléogéographique du plateau continental languedocien dans le cadre du Golfe du Lion; Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le Quaternaire récent. Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, 17(1): 13-22.
- Aloïsi, J.C., Barousseau, J.-P. and Monaco, A., 1975b. Rôle des facteurs hydrodynamiques dans la sédimentation des plateaux continentaux. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 280: 579-582.
- Aloïsi, J.C., Got, H., Monaco, A. and Duboul-Razavet, C., 1973. Carte géologique du précontinent pyrénéo-languedocien au 1/250 000. Musée Océanographique de Monaco.
- Anderson, J.B., Rodriguez, A., Abdulah, K.C., Fillon, R.H., Banfield, L.A., McKeown, H.A. and Wellner, J.S., 2004. Late Quaternary Stratigraphic evolution of the northern Gulf of Mexico margin: a synthesis. In: J.B. Anderson and R.H. Fillon (Editors), Late Quaternary Stratigraphic evolution of the northern Gulf of Mexico margin. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, pp. 1-23.

-
- Anderson, J.B. and Thomas, M.A., 1991. Marine ice-sheet decoupling as a mechanism for rapid, episodic sea-level change: the record of such events and their influence on sedimentation. *Sedimentary Geology*, 70: 87-104.
- Anderson, A.L. and Bryant, W.R., 1990. Gassy sediment occurrence and properties: northern Gulf of Mexico. *Geo-Marine Letters*, 10(4): 209-220.
- André, G., Garreau, P., Garnier, V. and Fraunie, P., 2005. Modelled variability of the sea surface circulation in the Northwestern Mediterranean Sea and in the Gulf of Lions. *Ocean Dynamic*, 55: 294-308.
- Andrews, J.T., 1975. *Glacial systems. An approach to glaciers and their environments*. Duxbury Press, North Scituate, 208 pp.
- Antoine, P., Rousseau, D.-D., Lautridou, J.-P. and Hatte, C., 1999. Last interglacial-glacial climatic cycle in loess-palaeosol successions of Northwestern France. *Boreas*, 28(4): 551-563.
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet, M. and Tribouvillard, N., 2005. 7200 years of Rhone River activity in Lake Le Bourget: a high-resolution sediment record of the NW Alps hydrology. *The Holocene*, 15: 420-428.
- Arnaud-Fassetta, G., 1998. *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*. Thèse de Doctorat, Université de Provence (Aix-Marseille I), Aix en Provence, 329 pp.
- Arthaud, F. and Séguret, M., 1981. Les structures pyrénéennes du Languedoc et du Golfe du Lion (Sud de la France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 23(1): 51-63.
- Asioli, A., Trincardi, F., Lowe, J.J., Ariztegui, D., Langone, L. and Oldfield, F., 2001. Sub-millennial scale climatic oscillations in the central Adriatic during the Lateglacial: palaeoceanographic implications. *Quaternary Science Reviews*, 20(11): 1201-1221.
- Austin, J.A.J., Christie-Blick, N., Malone, M.J. and al., e., 1998. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial reports, 174A Texas A&M University, College Station, TX 77845-9547, U.S.A. (Ocean Drilling Program)*.
- Bahr, D.B., Hutton, E.W.H., Syvitski, J.P. and Pratson, L., 2001. Exponential approximation to compacted sediment porosity profiles. *Computers and Geosciences*, 27 (6): 691-700.
- Ballard, J.F., Brun, J.-P., Van Den Driessche, J. and Allemand, P., 1987. Propagation des chevauchements au-dessus des zones de décollements: modèles expérimentaux. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 305: 1249-1253.
- Ballester, A., Castellvi, J. and Maldonado, A., 1981. Présence de gaz méthane dans les sédiments prodeltaïques récents de l'Ebre, XXVIIème réunion C.I.E.S.M., Rapp. Comm. Int. Mer Medit, Cagliari, pp. 3.
- Bard, E., 1998. Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 62: 2025-2038.
- Bard, E., Rostek, F., Turon, J.L. and Gendreau, S., 2000. Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical northeast Atlantic. *Science*, 289: 1321-1324.
- Bard, E., Arnold, M., Hamelin, B., Tisnerat-Laborde, N. and Cabioch, G., 1998. Radiocarbon calibration by means of mass spectrometric $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ and ^{14}C ages of corals. An updated data base including samples from Barbados, Mururoa and Tahiti. *Radiocarbon*, 40(3): 1085-1092.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G. and Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382: 241-244.
- Bard, E., Hamelin, B. and Fairbanks, R.G., 1990a. U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, 346: 456-458.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. and Zindler, A., 1990b. Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from the Barbados corals. *Nature*, 345: 405-410.
- Bassetti, M.A., Berné, S., Jouet, G., Dennielou, B., Sultan, N., Taviani, M., Gaillot, A., Flores, J.A., Gelfort, R. and Lafuerza, S., Submitted. Facies and high-resolution stratigraphy of late Quaternary forced-regressive shorefaces from the Gulf of Lions (Western Mediterranean Sea). *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*.

- Bassetti, M.A., Jouet, G., Dufois, F., Berne, S., Rabineau, M. and Taviani, M., 2006. Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): Deglacial history and modern processes. *Marine Geology*, 234(1-4): 93-109.
- Bassinot, F.C. *et al.*, 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters*, 126: 91-108.
- Baztan, J., 2004. Evolution des canyons sous-marins de la partie occidentale du Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). Thèse de Doctorat, Université de Bretagne occidentale, Brest, 253 pp.
- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.-L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.P. and Canals, M., 2005. The axial incision: the key to understand canyon evolution (in the western Gulf of Lions). *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 805-826.
- Beaudouin, C., 2003. Les effets du Dernier Cycle Climatique sur la végétation de la basse vallée du Rhône et sur la sédimentation de la plate-forme du golfe du Lion d'après la palynologie. Thèse de Doctorat, Université Claude Bernard - Lyon I, Lyon, 421 pp.
- Beaudouin, C., Dennielou, B., Melki, T., Guichard, F., Kallel, N., Berne, S. and Huchon, A., 2004. The Late-Quaternary climatic signal recorded in a deep-sea turbiditic levee (Rhône Neofan, Gulf of Lions, NW Mediterranean): palynological constraints. *Sedimentary Geology*, 172(1-2): 85-97.
- Beaudouin, C., Suc, J.-P., Acherki, N., Courtois, L., Rabineau, M., Aloisi, J.-C., Sierro, F.J. and Oberlin, C., 2005. Palynology of the northwestern Mediterranean shelf (Gulf of Lions): First vegetational record for the last climatic cycle. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 845-863.
- Beaudouin, C., Jouet, G., Suc, J.-P., Berné, S. and Escarguel, G., 2007. Vegetation dynamics in southern France during the last 30 ky BP in the light of marine palynology. *Quaternary Science Reviews*, 26(7-8): 1037-1054.
- Bellaiche, G., Droz, L., Coutellier, V., Berthon, J.L. *et al.*, 1984. Detailed morphology, structure and main growth pattern of the Rhône deep-sea fan. *Marine Geology*, 55: 181-193.
- Benedicto, A., 1996. Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du Golfe du Lion (partie Nord), Sud-Est France. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier 2, Montpellier.
- Bentounsi, F., 1990. ECORS - Golfe du Lion. Interprétation des profils de sismique réflexion longue écoute - cinématique d'ouverture de la Méditerranée Occidentale. Mémoire de D.E.A., Université de Bretagne Occidentale, Brest, 69 pp.
- Berger, A., 1977. Support for the astronomical theory of climatic change. *Nature*, 269(5623): 44-45.
- Berger, A., 1988. Milankovitch theory and climate. *Reviews of Geophysics*, 26: 624-657.
- Berger, A. and Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Review*, 10(4): 297-317.
- Berger, A. and Loutre, M.F., 1992. Astronomical solutions for the paleoclimate studies over the last 3 million years. *Earth and Planetary Science Letters*, 111(2-4): 369-382.
- Berger, A. and Loutre, M.F., 2004. Théorie astronomique des paléoclimats. *Comptes Rendus Geosciences*, 336(7-8): 701-709.
- Berger, A., 2006. Les causes astronomiques des grandes variations du climat au Quaternaire. *Comptes Rendus Palevol*, 5(1-2): 21-26.
- Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M.A., Dennielou, B. and Taviani, M., In Press. Late Glacial to Preboreal sea-level rise recorded by the Rhône deltaic system (NW Mediterranean). *Marine Geology*.
- Berné, S. *et al.*, 2006. PROMESS 1 - PROfiles across Mediterranean Sedimentary Systems. Part1. Final Report (Sections 1 to 6). 180 pp.
- Berné, S. and Gorini, C., 2005. The Gulf of Lions: An overview of recent studies within the French 'Margins' programme. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 691-693.
- Berné, S., Rabineau, M., Flores, J.A. and Sierro, F.J., 2004. The impact of Quaternary Global Changes on Strata Formation. Exploration of the shelf edge in the Northwest Mediterranean Sea. *Oceanography*, 17(4): 92-103.
- Berné, S., Aloisi, J.C., Baztan, J., Dennielou, B., Droz, L., Dos Reis, T., Lofi, J., Méar, Y. and Rabineau, M., 2002a. Notice de la carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion. Ifremer et Région Languedoc Roussillon, Brest, pp. 48.

- Berné, S., Vagner, P., Guichard, F., Lericolais, G., Liu, Z., Trentesaux, A., Yin, P. and Yi, H.I., 2002b. Pleistocene forced regressions and tidal sand ridges in the East China Sea. *Marine Geology*, 188(3-4): 293-315.
- Berné, S., Loubrieu, B. and the Calmar shipboard party, 1999. Canyons and recent sedimentary processes on the western Gulf of Lions margin. First results of the Calmar cruise. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 328: 471-477.
- Berné, S., 1999. Dynamique, architecture et préservation des corps sableux de plate-forme. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches (HDR), Université de Lille 1, Lille, 111 pp.
- Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J.F. and de Batist, M., 1998. Erosional shelf sand ridges and lowstand shorefaces: examples from tide and wave dominated environments of France. *Journal of Sedimentary Research*, 68(4): 540-555.
- Bernier, P., 2000. Les Pierres de Sète: un indicateur paléobathymétrique et paléoenvironnemental, Atelier Golfe du Lion du GDR Marges, Paris.
- Bessis, F., 1986. Some remarks on the study of subsidence of sedimentary basins. Application to the Gulf of Lions margin (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology*, 3: 37-63.
- Bessis, F. and Burrus, J., 1986. Etude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée occidentale). *Bulletin Centre de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, 10: 123-141.
- Biju-Duval, B., 1984. Les marges continentales françaises de la Méditerranée. In: G. Boillot (Editor), *Les marges actuelles et fossiles autour de la France*. Masson, Paris, pp. 249-334.
- Biju-Duval, B., Letouzet, J. and Montadert, L., 1978. Structure and evolution of the Mediterranean basins. In: K. Hsü, L. Montadert and e. al. (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 1*. (U.S. Government Printing Office), Washington, pp. 951-984.
- Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L.C., Johnsen, S.J., et al., Knudsen, K.-L., Lowe, J.J., Wohlfarth, B. and Members, a.I., 1998. An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *Journal of Quaternary Science*, 13(4): 283-292.
- Blunier, T. and Brook, E.J., 2001. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 291: 109-112.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H.B., Hammer, C.U. and Johnsen, S.J., 1998. Asynchrony of Antarctic climate change during the last glacial period. *Nature*, 394: 739-743.
- Bond, G.C., Showers, W., Elliot, M., Evans, M., Lotti, R., Hajdas, I., Bonani, G. and Johnson, S., 1999. The North Atlantic's 1-2 kyr Climate Rythm : Relation to Heinrich Events, Dansgaard/Oeschger Cycles and the Little Ice Age. In: P. Clark, R. Webb and L.D.J. Keigwin (Editors), *Mechanisms of global climate change at millennial time scales*. Geophysical Monograph Series, pp. 35-58.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. and Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278: 1257-1266.
- Bond, G. and Lotti, R., 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the Last Glaciation. *Science*, 267: 1005-1010.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. and Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365: 143-147.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., Simet, C., Tedesco, K., Klas, M., Bonani, G. and Ivy, S., 1992. Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period. *Nature*, 360: 245-249.
- Bonnell, C., Dennielou, B., Berné, S., Mulder, T. and Droz, L., 2005. Architecture and depositional pattern of the Rhône Neofan and recent gravity activity in the Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 827-843.
- Bourcart, J., 1945. Etude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon. *Bull. Serv. Carte Géol. France*, 45(218): 395-476.

- Bourdillon, C., 1994. Micropaléontologie de sédiments de sondage dans le Golfe du Lion (Mer Méditerranée). BRGM internal report N1864, Orléans, 15 pp.
- Bourillet, J.F., Migeon, S., Damy, G., Sultan, N. and Dussud, L., 2003. Comportement d'un carottier à piston stationnaire et qualité du prélèvement., 9ème Congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, France.
- Bourillet, J.F., Migeon, S. and Damy, G., 2001. Le carottage à bord du N/O Le Suroît - Mission ESSCAR-7. DRO/GM/2001-10, Ifremer, Brest.
- Bouye, C., 1983. Etude des corrélations entre la réponse sismique haute résolution de quelques types de dépôts meubles et leurs caractéristiques sédimentologiques. Thèse de Doctorat, Université de Perpignan, Perpignan.
- Boyd, R., Suter, J. and Penland, S., 1989. Relation of sequence stratigraphy to modern sedimentary environments. *Geology*, 17: 926-929.
- Boyer, J., Duval, C., Le Strat, P., Gensous, B. and Tesson, M., 2005. High resolution stratigraphy and evolution of the Rhône delta plain during Postglacial time, from subsurface drilling data bank. *Marine Geology*, 222-223: 267-298.
- Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., Clark, E. and McManus, J., 1992. Origin of the Northern Atlantic's Heinrich events. *Climate Dynamics*, 6: 265-273.
- Broecker, W.S., Peteet, D. and Rind, D., 1985. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? *Nature*, 315: 21-25.
- Brown, L.F., Jr. and Fisher, W.L., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems; examples from Brazilian rift and pull-apart basins. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic stratigraphy; applications to hydrocarbon exploration*. Memoir American Association of Petroleum Geologists. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, United States, pp. 213-248.
- Brun, J.-P. and Tron, V., 1993. Developments of the North Viking Graben: inferences from laboratory modelling. *Sedimentary Geology*, 86: 31-51.
- Bruzzi, C., 1998. Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône. Thèse de Doctorat, Université de Provence, Aix-Marseille, 326 pp.
- Bull, J.M., Quinn, R. and Dix, J.k., 1998. Reflection coefficient calculation from marine high resolution seismic reflection (chirp) data and application to an archeological case study. *Marine Geophysical Research*, 20: 1-11.
- Burrus, J., 1984. Contribution to a geodynamic synthesis of the Provencal Basin (North-western Mediterranean). *Marine Geology*, 55: 247-269.
- Burrus, J. and Audebert, F., 1990. Thermal and Compaction processes in a young rifted Basin containing Evaporites: Gulf of Lions, France. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74(9): 1420-1440.
- Cabioch, L., 1968. Contribution à la connaissance des peuplements benthiques de la Manche occidentale. *Cahiers de la biologie marine*, 9: 493-720.
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A. and Shackleton, N., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography*, 14(6): 698-705.
- Camoin, G.F., Montaggioni, L.F. and Braithwhite, C.J.R., 2004. Late to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Marine Geology*, 206: 119-146.
- Camoin, G.F., Ebre, P., Eisenhauer, A., Bard, E. and Faure, G., 2001. A 300,000 year coral reef record of sea level changes, Mururoa atoll (Tuamotu archipelago, French Polynesia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 325-341.
- Canals, M. *et al.*, 2006. Flushing submarine canyons. *Nature*, 444(7117): 354-355.
- Carminati, E. and Doglioni, C., 2004. Mediterranean tectonics. *Encyclopedia of Geology*. Elsevier.
- Castaing, P., 1981. Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes. Cas de la Gironde. Thèse d'Etat Université de Bordeaux I, Bordeaux.
- Cattaneo, A., Correggiari, A., Marsset, T., Thomas, Y., Marsset, B. and Trincardi, F., 2004a. Seafloor undulation pattern on the Adriatic shelf and comparison to deep-water sediment waves. *Marine Geology*, 213(1-4): 121-148.
- Cattaneo, A., Trincardi, F., Langone, L., Asioli, A. and Puig, P., 2004b. Clinoform generation on Mediterranean margins. *Oceanography*, 17: 105-117.

-
- Cattaneo, A. and Steel, R.J., 2003. Transgressive deposits: a review of their variability. *Earth-Science Reviews*, 62(3-4): 187-228.
- Cattaneo, A. and Trincardi, F., 1999. The Late-Quaternary transgressive record in the Adriatic Epicontinental Sea: Basin widening and facies partitioning. In: K.M. Bergman and J.W. Snedden (Editors), *Isolated Shallow Marine Sand Bodies: Sequence Stratigraphic Analysis and Sedimentological Interpretation*. SEPM Special Publication, Tulsa.
- Catuneanu, O., 2006. *Principles of sequence stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.
- Ceramicola, S., Stocker, M., Praeg, D., Shannon, P.M., De Santis, L., Hoult, R., Hjelstuen, B.O., Laberge, S. and Mathiesen, A., 2005. Anomalous Cenozoic subsidence along the "passive" continental margin from Ireland to mid-Norway. *Marine and Petroleum Geology*, 22: 1045-1067.
- Certain, R., 2002. *Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres: le Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon)*. Thèse de Doctorat, Université de Perpignan, Perpignan, 209 pp.
- Chamley, H., 1999. Sédimentation argileuse au Quaternaire Terminal dans le Golfe du Lion occidental: données préliminaires des carottes CALMAR, Réunion annuelle de l'URM17 : Dynamique et enregistrement sédimentaires sur les marges, Brest, pp. 8.
- Chappell, J., 2002. Sea level changes forced by ice breakouts in the Last Glacial cycle: new results from coral terraces. *Quaternary Science Review*, 21: 1229-1240.
- Chappell, J., Omura, A., Esat, T., McCulloch, M., Pandolfi, J., Ota, Y. and Pillans, B., 1996. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep sea oxygen isotope records. *Earth and Planetary Science Letters*, 141(1-4): 227-236.
- Chappell, J. and Shackleton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 324(6093): 137-140.
- Chapron, E., 1999. Contrôle climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin (Lac du Bourget) durant le Quaternaire récent. *Géologie alpine Mémoire H.S. n°30*, 261 pp.
- Chapron, E., Arnaud, F., Noel, H., Revel, M., Desmet, M. and Perdereau, L., 2005. Rhone River flood deposits in Lake Le Bourget: a proxy for Holocene environmental changes in the NW Alps, France *Boreas* 34: 404-416.
- Chassefière, B., Pierrot, S. and Rebuffatti, A., 1970. Etude morphologique et structurale du plateau continental Languedocien en sondage continu. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 25(6): 731-740.
- Chen, M.-T., Huang, C.-Y. and Wei, K.-Y., 1997. 25,000-year late Quaternary records of carbonate preservation in the South China Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129: 155-169.
- Cita, M.B. and Ryan, W.B.F., 1978. Messinian erosional surfaces in the Mediterranean. *Marine Geology*, 27: 193-365.
- Clark, P.U., McCabe, A.M., Mix, A.C. and Weaver, A.J., 2004. Rapid sea level rise at 19,000 years ago and its global implications. *Science*, 304: 1141-1144.
- Clark, P.U. and Mix, A.C., 2002. Ice sheets and sea-level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3): 1-7.
- Clark, P.U., Marshall, S.J., Clarke, G.K.C., Hostetler, S.W., Licciardi, J.M. and Teller, J., 2001. Freshwater forcing of abrupt climate change during the Last Glaciation. *Science*, 293: 283-287.
- Clarke, G.K.C., Leverington, D.W., Teller, J.T. and Dyke, A.S., 2004. Paleohydraulics of the last outburst flood from glacial Lake Agassiz and the 8200 BP cold event. *Quaternary Science Reviews*, 23: 389-407.
- Clauzon, G., 1974. L'hypothèse eustatique et le creusement pré-pliocène de la vallée du Rhône. *Annales de Géographie*, 456: 129-140.
- Cojan, I. and Renard, M., 1997. *Sédimentologie*. Collection Enseignement des Sciences de la Terre. Masson, Paris, 418 pp.
- Colantoni, P., Fabri, A. and Galignani, P., 1981. Seismic stratigraphic interpretation of high resolution profiles. Some applied examples. *Bull. Geol. Teor. App.*, 23(90-91): 89-106.
- Coltorti, M., 1997. Human impact in the Holocene fluvial and coastal evolution of the Marche region, Central Italy. *Catena*, 30: 311-335.

- Correggiari, A., Cattaneo, A. and Trincardi, F., 2005. The modern Po Delta system: Lobe switching and asymmetric prodelta growth. *Marine Geology*, 222-223: 49-74.
- Coutellier, V., 1985. Mise en évidence et rôle des mouvements gravitaires dans l'évolution de la marge continentale: exemple des marges du Golfe du Lion et de la Provence Occidentale. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Paris VI, Paris, 197 pp.
- Cravatte, J., Dufaure, P., Prim, M. and Rouaix, S., 1974. Les sondages du Golfe du Lion: Stratigraphie, Sédimentologie, Compagnie Française des Pétroles, Paris.
- Crave, A. and Davy, P., 2001. A stochastic precipitation model for simulating erosion/sedimentation dynamics. *Computers and Geosciences*, 27: 815-827.
- Crépon, M., 1969. Hydrodynamique marine en régime impulsif. Thèse d'Etat, Université Paris VI, Paris, 101 pp.
- Cross, T.A. and Lessenger, M.A., 1988. Seismic stratigraphy. *Annual Review of Earth Planetary Sciences*, 16: 319-354.
- Crucifix, M., Loutre, M.-F., Tulkens, P., Fichet, T. and Berger, A., 2002. Climate evolution during the Holocene: a study with an Earth system model of intermediate complexity. *Climate Dynamics*, 19: 43-60.
- CSCF, 1984. Catalogue sédimentologique des côtes françaises. Collections de la direction des études et recherches d'électricité de France.
- Cutler, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G.S. and Bloom, A.L., 2003. Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial period. *Earth and Planetary Science Letters*, 206: 253-271.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J. and Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218-220.
- Davis, R.A. and Balson, P.B., 1992. Stratigraphy of a North Sea tidal sand ridge. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62(1): 116-121.
- De Marsilli, L.F., 1725. Histoire physique de la mer, Amsterdam, 286 pp.
- Debret, M., 2005. Sédimentologie de la grande carotte du lac du Bourget: Implications paléoclimatiques et paléohydrologiques depuis 11 000 ans. Mémoire de Master 2 Recherche, Université de Lille 1, Lille, 50 pp.
- Degeest, A.L., 2005. Cap de Creus: A link between shelf and slope sediment dispersal systems in the Gulf of Lions, France. Master of Science Thesis, Texas A&M University, College Station, 85 pp.
- Delesse, 1871. Lithologie du fond des mers.
- Dennielou, B., Jallet, L., Sultan, N., Jouet, G., Berné, S., Voisset, M. and Giresse, P., Submitted. Post-glacial persistence of gravity deposits and of erosive processes in the deep basin of the Gulf of Lions (Western Mediterranean): linking the shelfal and the deep basin sedimentary record. *Marine Geology*.
- Dennielou, B., Huchon, A., Beaudouin, C. and Berne, S., 2006a. Vertical grain-size variability within a turbidite levee: Autocyclicity or allocyclicity? A case study from the Rhone Neofan, Gulf of Lions, Western Mediterranean. *Marine Geology*, 234(1-4): 191-213.
- Dennielou, B., Sultan, N., Sierro, F.J., Gelfort, R. and Berné, S., 2006b. The impact of sediment compaction on the calculation of sedimentation rates and sedimentary fluxes based on physical and geotechnical properties from PROMESS-1 boreholes PRGL1 (Gulf of Lions, Western Mediterranean), EGU. *Geophysical Research Abstracts*, Vienna.
- Di Geronimo, I. and Robba, E., 1989. The structure of benthic communities in relation to basin stability. In: A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo and G.B. Vai (Editors), *The Lithosphere in Italy*. Atti del Convegno Lincei 80, Accademia Nazionale dei Lincei, pp. 341-352.
- Dos Reis, A.T., 2001. La tectonique salifère et son influence sur l'architecture sédimentaire quaternaire de la marge du golfe du Lion, Méditerranée occidentale. Thèse de Doctorat, Université Paris VI, Paris, 373 pp.
- Dos Reis, A.T., Gorini, C. and Mauffret, A., 2005. Implications of salt-sediment interactions on the architecture of the Gulf of Lions deep-water sedimentary systems, Western Mediterranean Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 713.

-
- Dos Reis, A.T., Gorini, C., Mauffret, A. and Mepen, M., 2004. Stratigraphic architecture of the Pyreneo-Languedocian submarine fan, Gulf of Lions, Western Mediterranean Sea. *Comptes Rendus Geosciences*, 336(2): 125-133.
- Droz, L., 1991. Morphologie, structure et comparaison des deep sea fans du Rhône, de l'Indus et du Var. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches (HDR), Université Paris VI, Paris, 254 pp.
- Droz, L., 1983. L'éventail sous-marin profond du Rhône (Golfe du lion): grands traits morphologiques et structure semi-profonde. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Paris VI, 195 pp.
- Droz, L. and Bellaiche, G., 1985. Rhône deep-sea fan: morphostructure and growth pattern. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69: 460-479.
- Droz, L., Dos Reis, A.T., Rabineau, M., Berne, S. and Bellaiche, G., 2006. Quaternary turbidite systems on the northern margins of the Balearic Basin (western Mediterranean): a synthesis. *Geo-Marine Letters*, 26: 347-359.
- Droz, L., Dennielou, B., Bonnel, C., Berné, S., Ferrer, P., Jegou, I. and Progres Team, 2004. The southern prolongation of the Rhône Neofan from recent high resolution data (PROGRES cruise, EUROSTRATAFORM/WP3), EUROSTRATAFORM 2nd Annual Meeting, Venice, Italy.
- Droz, L., Kergoat, R., Cochonat, P. and Berne, S., 2001. Recent sedimentary events in the Western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine Geology*, 176(1-4): 23-37.
- Dubois, F., 2001. Modélisation des réflecteurs sismiques chirp sur l'interfluve Aude-Hérault (Golfe du Lion) à partir des propriétés physiques et lithologiques de carottes sédimentaires. Mémoire de DEA, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 56 pp.
- Dufau, C., Marsaleix, P., Petrenko, A. and Dekeyser, Y., 2004. 3D modeling of the Gulf of Lion's hydrodynamics during January 1999 (MOOGLI 3 experiment) and late winter 1999: WIW formation and cascading over the shelf break. *Journal of Geophysical Research*, 109: C11002.
- Dumas, S. and Arnott, R.W.C., 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification. The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34(12): 1073-1076.
- Duplaix, S., 1972. Les minéraux lourds de sables de plages et de canyons sous-marins de la Méditerranée française. In: D.J. Stanley (Editor), *The Mediterranean Sea*. Dowden Hutchinson Stroudsburg, pp. 293-303.
- Duplaix, S. and Olivet, J.-L., 1970. Etude sédimentologique et morphologique de la tête du rech Bourcart (Golfe du Lion). *Cahiers Océanographiques*, 22(2): 127-146.
- Durrieu de Madron, X., Zervakis, V., Theocharis, A. and Georgopoulos, D., 2005. Comments on "Cascades of dense water around the world ocean". *Progress In Oceanography*, 64(1): 83-90.
- Durrieu de Madron, X., Radakovitch, O., Heussner, S., Loye-Pilot, M.D. and Monaco, A., 1999. Role of the climatological and current variability on shelf-slope exchanges of particulate matter: Evidence from the Rhône continental margin (NW Mediterranean). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 46(9): 1513-1538.
- Durrieu de Madron, X., 1992. Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhône canyon. *Continental Shelf Research*: 457-477.
- Edwards, R.L., Beck, J.W., Burr, G.S., Donahue, D.J., Chapell, J.M.A., Bloom, A.L., Druffel, E.R.M. and Taylor, F.W., 1993. A large drop in atmospheric $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ and reduced melting in the Younger Dryas, documented with ^{230}Th ages of coral. *Science*, 260: 962-968.
- Einsele, G., 1996. Event deposits: the role of sediment supply and relative sea-level changes - an overview. *Sedimentary Geology*, 104: 11-37.
- Einsele, G., Chough, S.K. and Shiki, T., 1996. Depositional events and their records - an introduction. *Sedimentary Geology*, 104: 1-9.
- Einsele, G., Ricken, W. and Seilacher, A., 1991. *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, 955 pp.
- Elliot, M., Labeyrie, L. and Duplessy, J.-C., 2002. Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard-Oeschger temperature oscillations (60-10 ka). *Quaternary Science Reviews*, 21(10): 1153-1165.
- EPICA Community Members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429(6992): 623-628.

- EPICA Community Members, 2006. One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, 444: 195-198.
- Estournel, C., Durrieu de Madron, X., Marsaleix, P., Auclair, A., Julliand-Dufau, C. and Vehil, R., 2003. Observation and modelisation of the winter coastal oceanic circulation in the Gulf of Lions under wind conditions influenced by the continental orography (FETCG experiment). *Journal of Geophysical Research*, 108: 8059.
- Estournel, C., Broche, P., Marsaleix, P., Devenon, J.-L., Auclair, F. and Vehil, R., 2001. The Rhone river plume in unsteady conditions: Numerical and experimental results. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 53: 25-38.
- Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342: 637-642.
- Fairbanks, R.G. and Matthews, R.K., 1978. The marine oxygen isotope record in Pleistocene coral, Barbados, West Indies. *Quaternary Research*, 10(2): 181-196.
- Fannin, N.G.T., 1980. The use of regional geological surveys in the North Sea and adjacent areas in recognition of offshore hazards. In: D.A. Ards (Editor), *Offshore site investigation*. Graham & Trotman, London, pp. 5-21.
- Field, M.E. and Jennings, A.E., 1987. Seafloor gas seeps triggered by a northern California earthquake. *Marine Geology*, 77: 39-51.
- Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J. & Pirmez, C., 1991. Seismic Facies and Late Quaternary Growth of Amazon Submarine Fan. In: P.W.M.L. Link (Editor), *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems* Springer-Verlag, New York, pp. 415-433.
- Froget, C., 1974. Essai sur la géologie du précontinent de la Provence occidentale. Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille, Marseille, 219 pp.
- Gaillot, A., 2006. Détermination des vitesses de propagation par imagerie sismique pré-stack (HR2D) Partie 1: Analyse focale. DCB/TSI/AS/2006-06-117, Ifremer.
- Galloway, W.E., 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 125-142.
- Garcia-Garcia, A., Orange, D., Lorenson, T., Radakovitch, O., Tesi, T., Miserocchi, S., Berne, S., Friend, P.L., Nittrouer, C. and Normand, A., 2006. Shallow gas off the Rhone prodelta, Gulf of Lions. *Marine Geology*, 234(1-4): 215-231.
- Garcia-Garcia, A. and Garcia-Gil, S.e.a., 2003. Monitoring the Spanish gas in the Ria de Vigo (1991-2001). *Geo-Marine Letters*, 23: 200-206.
- Garcia-Gil, S. and Vilas, F. *et al.*, 2002. Shallow gas features in incised-valley fills (Ria de Vigo, NW Spain): a case study. *Continental Shelf Research*, 22(16): 2303-2315.
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J.-M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M. and Imbert, P., 2006a. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (Northwestern Mediterranean Sea). *Marine Geology*, 234(1-4): 111-128.
- Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S. and Imbert, P., 2006b. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, DOI 10.1007/s00367-006-0043-1.
- Gaullier, V., 1993. Diapirisme salifère et dynamique sédimentaire dans le bassin liguro-provençal: données sismiques et modèles analogiques. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Paris VI, 327 pp.
- Gaullier, V., Antonini, E., Benkhelil, J. and Got, H., 1998. Recent gravity-driven sedimentary bodies in the North-Balearic Basin: geometry and quantification. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327(10): 677-684.
- Gaullier, V. and Bellaiche, G., 1998. Near-bottom sedimentation processes revealed by echo-character mapping studies, Northwestern Mediterranean Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 82: 1140-1155.
- Gelfort, R., 2005. PRGL1 Sonic Log - Promess-1 Third Annual Report Section 3 - Detailed Report.
- Gensous, B. and Tesson, M., 2003. L'analyse des dépôts postglaciaires et son application à l'étude des séquences de dépôt du Quaternaire terminal sur la plate-forme au large du Rhône (Golfé du Lion). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 174(3): 401-419.

- Gensous, B. and Tesson, M., 1997. Les dépôts postglaciaires de la plate-forme rhodanienne; organisation stratigraphique et conditions de mise en place. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie II, Sciences de la Terre et des Planètes*, 325(9): 695-701.
- Gensous, B. and Tesson, M., 1996. Sequence stratigraphy, seismic profiles, and cores of Pleistocene deposits on the Rhône continental shelf. *Sedimentary Geology*, 105: 183-190.
- Gensous, B., Tesson, M. and Arnold, M., 1993a. Analyse en stratigraphie séquentielle des dépôts pléistocènes de la plateforme orientale du Rhône (France): confrontation de l'analyse sismique et des données de terrain. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 317: 803-810.
- Gensous, B., Williamson, D. and Tesson, M., 1993b. Late-Quaternary transgressive and highstand deposits of a deltaic shelf (Rhône Delta, France). In: H.W. Posamentier *et al.*, (Editors), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. Blackwell, 197-211.
- Girardclos, S., 2001. Sismostratigraphie et structure sédimentaire en 3D d'un bassin lacustre, du retrait glaciaire à nos jours (Lac Léman, Suisse). Thèse de Doctorat, Université de Genève.
- Gorini, C., Le Marrec, A. and Mauffret, A., 1993. Contribution to the structural and sedimentary history of the Gulf of Lions (Western Mediterranean) from the ECORS profiles, industrial seismic profiles and well data. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 164(3): 353-363.
- Gorini, C., Lofi, J., Duvail, C., Dos Reis, A.T., Guennoc, P., Lestrat, P. and Mauffret, A., 2005. The Late Messinian salinity crisis and Late Miocene tectonism: Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the Gulf of Lions margin. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 695-712.
- Got, H., Aloïsi, J.C., Leenhardt, O., Monaco, A., Serra Raventos, J. and Theilen, F., 1979. Structures sédimentaires sur les marges du Golfe du Lion et de Catalogne. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 21(4): 281-293.
- Grabau, A.W. and Shimer, H.W., 1906. Types of sedimentary overlap. Discovery of the Schoharie fauna in Michigan. Notes on the character and origin of the Pottsville Formation of the Appalachian region. North American index fossils. Guide to the geology and paleontology of the Schoharie Valley in eastern New York. Relative ages of the Oneida and Shawangunk conglomerates. *Science*, 24: 691.
- Granjeon, D., 1997. Modélisation stratigraphique déterministe - Conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique. Thèse de Doctorat, Geosciences Rennes, Université de Rennes I, 189 pp.
- Granjeon, D., Joseph, P., Lafond, F. and Guillocheau, F., 1994. Quantification of high frequency eustasy and subsidence through the analysis of accommodation. Application to the South Pyrenean Foreland (Jaca Basin, Eocene). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 319(II): 1071-1077.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W.C., Johnsen, S.J. and Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366: 552-554.
- Gueguen, E., 1995. La Méditerranée Occidentale: un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. Implications sur les processus d'amincissement crustal. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 281 pp.
- Gueguen, E., Doglioni, C. and Fernandez, M., 1998. On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 298: 259-269.
- Guennoc, P., Gorini, C. and Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du Golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitain et de la surface messinienne. *Géologie de la France*, 3: 67-97.
- Guillen, J., Bourrin, F., Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P. and Buscail, R., 2006. Sediment dynamics during wet and dry storm events on the Tet inner shelf (SW Gulf of Lions). *Marine Geology*, 234(1-4): 129-142.
- Guillocheau, F., 1995. Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 320(IIa): 1141-1157.
- Guillocheau, F., 1991. Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien Armoricaïn) : nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtées. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 15(2): 383-410.
- Guillocheau, F., 1990. Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme: l'exemple Dévonien Armoricaïn, Louis Pasteur Strasbourg, 257 pp.

- Guillocheau, F., Lejay, A., Homewood, P. and 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. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, sérieII*, 309: 1047-1053.
- Guillocheau, F. and Hoffer, M., 1988. Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plateforme: le modèle des plateformes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307: 1909-1916.
- Guyodo, Y. and Valet, J.P., 1999. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature*, 399: 249-252.
- Hampton, L.D. and Anderson, A.L., 1974. Acoustics and gas in sediments: Applied research laboratories (ARL) experience. In: I.R. Kaplan (Editor), *Natural Gases in Marine Sediments*. Plenum Press, New York, 249-273.
- Hanebuth, T.J.J., Saito, Y., Tanabe, S., Vu, Q.L. and Ngo, Q.T., 2006. Sea levels during late marine isotope stage 3 (or older?) reported from the Red River delta (northern Vietnam) and adjacent regions. *Quaternary International*, 145-146: 119.
- Hanebuth, T., Statterger, K. and Grootes, P.M., 2000. Rapid flooding of the Sunda Shelf: A late-Glacial sea-level record. *Science*, 288: 1033-1035.
- Haq, B.A., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), *Sea level changes - An integrated approach*. SEPM Special Publication 42, pp. 71-108.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, 235: 1156-1166.
- Harms, J.C., Southard, J.B., Spearing, D.R. and Walker, R.G., 1975. Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. SEPM Short course number 2, Tulsa, 161 pp.
- Harris, C.K. and Wiberg, P.L., 2001. A two-dimensional time-dependent model of suspended sediment transport and bed reworking for continental shelves. *Computers and Geosciences*, 27: 675-690.
- Hearn, S. and Hendrick, N., 2001. Bandwidth requirement for shallow high-resolution seismic reflection, ASEG -15th Geophysical conference and exhibition, Brisbane, pp. 4.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research*, 29: 142-152.
- Hemming, S.R., Bond, G.C., Broecker, W.S., Sharp, W.D. and Klas-Mendelson, M., 2000. Evidence from Ar-40/Ar-39 ages of individual hornblende grains for varying Laurentide sources of iceberg discharges 22,000 to 10,500 yr BP. *Quaternary Research*, 54: 372-383.
- Heussner, S. *et al.*, 2006. Spatial and temporal variability of downward particle fluxes on a continental slope: Lessons from an 8-yr experiment in the Gulf of Lions (NW Mediterranean). *Marine Geology*, 234(1-4): 63-92.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R. and Cross, T.A., 1992. Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 16(2): 357-381.
- Hovland, M. and Curzi, P.V., 1989. Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian central Adriatic Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 6: 161-169.
- Hsü, K.J., Cita, M.B. and Ryan, W.B.F., 1973. The origine of the Mediterranean evaporites. In: W.B.F. Ryan, K.J. Hsü *et al.* (Editors), *Initial Reports of Deep Sea Drilling Project, Volume 13*. (U.S. Government Printing Office), Washington, pp. 1203-1231.
- Hughen, K., Baillie, M., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Bertrand, C., Blackwell, P., Buck, C., Burr, G., Cutler, K., Damon, P., Edwards, R., Fairbanks, R., Friedrich, M, G., TP,, Kromer, B., McCormac, F., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P., Reimer, R., Remmele, S., Southon, J., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C., 2004. Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 26 - 0 ka BP. *Radiocarbon*, 46: 1059-1086.
- Hunt, D. and Tucker, M.E., 1995. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall - reply. *Sedimentary Geology*, 95(1-2): 147-160.

-
- Hunt, D. and Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81(1-2): 1-9.
- Hutton, E.W.H. and Syvitski, J.P.M., 2004. Advances in the numerical modeling of sediment failure during the development of a continental margin. *Marine Geology*, 203: 367-380.
- Huybers, P. and Wunsch, C., 2004. A depth-derived Pleistocene age-model: uncertainty estimates, sedimentation variability and nonlinear climate change. *Paleoceanography*, 19: PA1028.
- Huybrechts, P., 2002. Sea-level changes at the LGM from ice-dynamic reconstructions of the Greenland and Antarctic ice sheets during the glacial cycles. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3): 203-231.
- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. and Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $d^{18}O$ record. In: A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla and B. Saltzman (Editors), *Milankovitch and climate, Part 1*. Springer, New York, pp. 269-305.
- Imbrie, J. *et al.*, 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 8: 699-735.
- Ivanov, V.V., Shapiro, G.I., Huthnance, J.M., Alynik, D.L. and Golovin, P.N., 2004. Cascades of dense water around the world ocean. *Progress In Oceanography*, 60: 47-98.
- Jago, C.F. and Barusseau, J.P., 1981. Sediment entrainment on a wave-graded shelf, Roussillon, France. *Marine Geology*, 42: 279-299.
- Jallet, L. and Giresse, P., 2005. Construction of the Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge and associated sediment waves in the deep western Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 865-888.
- Jeong, K.S. and Cho, J.H.e.a., 2004. Geophysical and geochemical observations on activity seeping hydrocarbon gases on the south-eastern Yellow Sea continental shelf. *Geo-Marine Letters*, 24(1): 53-62.
- Jervey, M.T., 1988. Quantitative geological modelling of siliclastic rock sequences and their seismic expressions. In: C.K. Wilgus and B.S. Hastings *et al.*, (Editors), *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM, Special publication, Tulsa, pp. 47-69.
- Johnsen, S.J., *et al.*, 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359: 311-313.
- Joseph, P., Hu, L.Y., Dubrule, O., Claude, D., Crumeyrolle, P., Lesueur, J.L. and Soudet, H.J., 1993. The Roda deltaic complex (Spain): from sedimentology to reservoir stochastic modelling. In: R. Eschard and B. Doligez (Editors), *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations*. Technip, Paris, pp. 97-109.
- Jouet, G., 2003. Origines des séquences sédimentaires emboîtées sur la marge externe du Golfe du Lion du stade isotopique 3 à l'Actuel (dernier 50000 ans). *Mémoire de DEA, Université de Bretagne Occidentale, Brest*, 54 pp.
- Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M.A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F.J., Flores, J.A. and Taviani, M., 2006. Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Marine Geology*, 234(1-4): 21-42.
- Jouet, G., Berné, S., Sierro, F.J., Bassetti, M.A., Canals, M., Dennielou, B., Flores, J.A. and the Promess-1 Team. Submitted. Sedimentary response to millennial-scale sea-level changes in the NW Mediterranean. *Letters to Nature*.
- Jouet, G., Hutton, E.W.H., Syvitski, J.P.M. and Berné, S., in press. Response of the Rhône deltaic margin to loading and subsidence during the last climatic cycle. *Computer and Geosciences*.
- Jouzel, J. and Lorius, C., 1999. Évolution du climat: du passé récent vers le futur. *Climate evolution: from the recent past to the future*. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 328(4): 229-239.
- Judd, A.G. and Hovland, M., 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, 12(10): 1081-1095.
- Kanfoush, S.L.e.a., 2000. Millennial-scale instability of the Antarctic ice sheet during the last glaciation. *Science*, 288: 1815-1818.

- Kaufman, P., Grotzinger, J.-P. and McCormick, D.S., 1991. Depth-dependent diffusion algorithm for simulation of sedimentation in shallow marine depositional systems, 233. *Kansas Gl. Surv. Bull.*, 9-30 pp.
- Kennett, J.P., Cannariato, K.G., Hendy, I.L. and Behl, R.J., 2000. Carbon isotopic evidence for methane hydrate instability during quaternary interstadials. *Science*, 288(5463): 128-133.
- Kettner, A.J., 2007. Numerical modeling of fluvial sediment supply to marine basins. PhD Thesis, Delft University of technology, 196 pp.
- Kettner, A.J. and Syvitski, J.P.M., In press-a. HydroTrend version3.0: a climate-driven hydrological transport model that simulates discharge and sediment load leaving a river system. *Computers and Geosciences*.
- Kettner, A.J. and Syvitski, J.P.M., In press-b. Predicting discharge and sediment flux of the Po River, Italy since the Last Glacial Maximum. In: P.L.e.a. de Boer (Editor), *Analogue and numerical forward modelling of sedimentary systems; from understanding to prediction*. International Association of Sedimentologists, Special publication.
- Kettner, A.J., Syvitski, J.P.M. and Overeem, I., 2005. The impact of Late Pleistocene ice sheet extent on sediment flux to the coastal ocean: a comparison between the Adriatic and the Gulf of Lions, Final Eurostrataform meeting, Salamanca, Spain.
- Kneller, B., 1995. Beyond the turbidite paradigm: Physical models for deposition of turbidites and their implications for the reservoir prediction. In: A.J. Harley and D.J. Prosser (Editors), *Characterization of deep marine clastic systems*. Geol. Soc. Sp. Publ., pp. 31-49.
- Kolfschoten, T.V. and Markova, A.K., 2003. The evolution of the mammalian fauna and flora and the human occupation in Western, Central and Eastern Europe during Pleistocene - Holocene transition (25-9 kyr B.P.) XVI INQUA Congress.
- Kruit, C., 1955. Sediments of the Rhone delta: I- Grain size and microfauna. *Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap, Geologische Serie*.
- L'Homer, A., 1993. Notice explicative de la carte géologique du Grau du Roi au 1/50000. BRGM, 93 pp.
- L'Homer, A., Bazile, F., Thommeret, J. and Thommeret, Y., 1981. Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7 000 BP à nos jours; variations du niveau marin. *Oceanis*, 7(4): 389-408.
- Labaune, C., 2006. Architecture, genèse et évolution du littoral du Languedoc-Roussillon: Impact des facteurs physiques au cours du Quaternaire terminal. Thèse de Doctorat, Université de Perpignan, 302 pp.
- Labaune, C., Jouet, G., Berné, S., Gensous, B., Tesson, M. and Delpeint, A., 2005. Seismic stratigraphy of the Deglacial deposits of the Rhone prodelta and of the adjacent shelf. *Marine Geology*, 222-223: 299-311.
- Labeyrie, L., Jouzel, J., Lévi, C. and Cortijo, E., 2004. Changements abrupts dans un monde glaciaire. *Comptes Rendus Geosciences*, 336: 721-732.
- Labeyrie, L.D., 1989. Une courbe du niveau marin sur 150 000 ans. d'après Labeyrie, 1987, pers. com.
- Labeyrie, L.D., 1987. Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature*, 327(6122): 477-482.
- Lafont, F., 1994. Influences relatives de la subsidence et de l'eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d'un système deltaïque. Exemple de l'Eocene du Bassin de Jaca (Pyrénées espagnoles), 54. *Mémoires Géosciences Rennes, Rennes*, 270 pp.
- Lafuerza, S., Frigola, J., Canals, M., Jouet, G., Bassetti, M.A., Sultan, N. and Berné, S., Submitted-a. Subsea-floor stratigraphic profiling and soil classification from piezocone tests: A case study in the Gulf of Lion (NW Mediterranean Sea). *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems*.
- Lafuerza, S., Sultan, N., Canals, M., Frigola, J., Berné, S., Jouet, G., Galavazi, M. and Sierro, F.J., Submitted-b. Overpressure within upper continental slope sediments from CPTU data, Gulf of Lion, NW Mediterranean Sea. *International Journal of Earth Sciences*.
- Lambeck, K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 129(1-2): 1-22.
- Lambeck, K., Esat, T.M. and Potter, E.-K., 2002a. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419(6903): 199-206.

-
- Lambeck, K., Yokoyama, Y. and Purcell, T., 2002b. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 21: 343-360.
- Lambeck, K. and Bard, E., 2000. Sea-level changes along the French Mediterranean coast for the past 30,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 175: 203-222.
- Lamy, A., Millot, C. and Molines, M., 1981. Bottom pressure and sea level measurements in the Gulf of Lions. *Journal of Physical Oceanography*, 11: 394-410.
- Lastras, G. *et al.*, Submitted. A walk down the Cap de Creus canyon, northwestern Mediterranean Sea: recent processes inferred from morphology and sediment bedform.
- Laubier, L., 1966. Le coralligène des Albères. Monographie biocénotique. *Annales de l'Institut Océanographique*, 43(2): 139-316.
- Lavoisier, 1789. Observations générales, sur les couches modernes horizontales, qui ont été déposées par la mer, et sur les conséquences qu'on peut tirer de leurs dispositions, relativement à l'ancienneté du globe terrestre. *Mémoires de l'Académie des Sciences*: 351-371.
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Francheteau, J. and Sibuet, J.C., 1971. Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. *Collection Colloques et Séminaires Institut Français du Pétrole*, 22(2): VI.11.1- VI.11.44.
- Leckie, D.A. and Walker, R.G., 1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower gates interval-outcrop equivalents of deep basin gas trap in western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66: 138-157.
- Lee, H.J., Syvitski, J.P.M., Parker, G., Orange, D., Locat, J., Hutton, E.W.H. and Imran, J., 2002. Distinguishing sediment waves from slope failure deposits: field examples, including the 'Humboldt slide', and modelling results. *Marine Geology*, 192(1-3): 79-104.
- Lefebvre, D., 1980. Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données, Université Paris VI, Paris, 163 pp.
- Lericolais, G., 1997. Evolution Plio-Quaternaire du Fleuve Manche: Stratigraphie et Géomorphologie d'une Plateforme Continentale en Régime Périglaciaire. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux I, Bordeaux, 265 pp.
- Lericolais, G. and Berné, S., 1990. Apport de l'acquisition et du traitement numérique de la sismique réflexion très haute résolution à l'étude des corps sableux de plate-forme. *Bull. Cent. Rech. Expl. Prod. Elf Aquit.*, 14(1): 185-196.
- Liquete, C., Canals, M., Arnau, P., Urgeles, R. and Durrieu de Madron, X., 2004. The impact of humans on strata formation along Mediterranean margins. *Oceanography*, 17: 70-80.
- Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography*, 20(PA1003): 1-17.
- Liu, J.P., 2001. Post-glacial sedimentation in a river-dominated epicontinental shelf: the Yellow Sea example. PhD Dissertation, College of William & Mary, Virginia, USA.
- Liu, J.P. and Milliman, J.D., 2004. Reconsidering Melt-water pulses 1A and 1B: global impacts of rapid sea-level rise. *Journal of Ocean University of China*, 3(2): 183-190.
- Liu, J.P., Milliman, J.D., Gao, S. and Cheng, P., 2004. Holocene development of the Yellow River's subaqueous delta, North Yellow Sea. *Marine Geology*, 209(1-4): 45-67.
- Lobo, F.J., Dias, J.M., Hernandez-Molina, F.J., Gonzales, R., Fernandez-Salas, L.M. and Diaz Del Rio, V., 2005. Late Quaternary shelf-margin wedges and upper slope progradation in the Gulf of Cadix margin (SW Iberian Peninsula). *Geological Society of London, Special Publications*, 244: 7-25.
- Lobo, F., Tesson, M. and Gensous, B., 2004. Stratal architectures of late Quaternary regressive-transgressive cycles in the Roussillon shelf (SW Gulf of Lions, France). *Marine and Petroleum Geology*, 21: 1181-1203.
- Locker, S.D., Hine, A.C., Tedesco, L.P. and Shinn, E.A., 1996. Magnitude and timing of episodic sea-level rise during the last deglaciation. *Geology*, 24(9): 827-830.
- Lofi, J., 2002. La crise de salinité messinienne: conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du Golfe du Lion. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille I, Lille, 261 pp.

- Lofi, J., Gorini, C., Berné, S., Clauzon, G., Dos Reis, A.T., Ryan, W.B.F. and Steckler, M.S., 2005. Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 217(1-2): 1-30.
- Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Dos Reis, A.T., Mountain, G.S., Ryan, W.B.F., Steckler, M.S. and Fouchet, C., 2003. Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 198(3-4): 289-317.
- Lombard, A., 1956. *Géologie Sédimentaire: Les séries marines*. Masson, Paris, 722 pp.
- Long, L., 2002. *Carte archéologique: au large de la Camargue*, Ministère de la culture et de la communication, Marseille.
- Lopez, M., 2001. Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 479-486.
- Loutit, T.S., Hardenbol, J., Vail, P.R. and Baum, G.R., 1988. Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. In: Wilgus *et al.* (Editor), *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM Special Publication, Tulsa, pp. 183-213.
- Lund, D.C. and Mix, A.C., 1998. Millennial-scale deep water oscillations: reflections of the North Atlantic in the deep Pacific from 10 to 60 ka. *Paleoceanography*, 13: 10-19.
- Lurton, X., 2002. *Analyse de performances des sondeurs de sédiments*. TMSI/AS-02/14 - N.A.: 312304, Ifremer, Brest.
- Ly, C.K., 1980. The role of the Akosombo dam on the Volta River in causing coastal erosion in Central and Eastern Ghana (West Africa). *Marine Geology*, 37: 323-332.
- Mac Ayeal, D.R., 1993. Binge/Purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events. *Paleoceanography*, 8(6): 775-784.
- Magny, M., Aalbersberg, G., Begeot, C., Benoit-Ruffaldi, P., Bossuet, G., Disnar, J.-R., Heiri, O., Laggoun-Defarge, F., Mazier, F. and Millet, L., 2006. Environmental and climatic changes in Jura mountains (Eastern France) during the Lateglacial-Holocene transition: A multi-proxi record from Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews*, 25: 414-445.
- Magny, M. and Begeot, C., 2004. Hydrological changes in the European midlatitudes associated with freshwater outbursts from Lake Agassiz during the Younger Dryas event and the early Holocene. *Quaternary Research*, 61(2): 181-192.
- Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J. and Peyron, O., 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews*, 22: 1589-1596.
- Maillet, G.M., Vella, C., Berne, S., Friend, P.L., Amos, C.L., Fleury, T.J. and Normand, A., 2006. Morphological changes and sedimentary processes induced by the December 2003 flood event at the present mouth of the Grand-Rhone River (Southern France). *Marine Geology*, 234(1-4): 159-177.
- Mangerud, J., Andersen, S.T., Berglund, B.E. and Donner, J.J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas* 3: 109-128.
- Marsset, T., Marsset, B., Thomas, Y., Cattaneo, A., Thereau, E., Trincardi, F. and Cochonat, P., 2004. Analysis of Holocene sedimentary features on the Adriatic shelf from 3D very high resolution seismic data (Triad survey). *Marine Geology*, 213: 73-89.
- Marsset, T. and Bellec, V., 2002. Late Pleistocene-Holocene deposits of the Rhône inner continental shelf (France): detailed mapping and correlation with previous continental and marine studies. *Sedimentology*, 49: 255-276.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C., Jr. and Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1-29.
- Mauffret, A., Durand de Grossouvre, B., dos Reis, A.T., Gorini, C. and Nercessian, A., 2001. Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *Journal of Structural Geology*, 23(11): 1701-1726.
- Mauffret, A., Pascal, G., Maillard, A. and Gorini, C., 1995. Tectonics and deep structure of the north-western Mediterranean Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 12(6): 645-666.
- McKenzie, D.P., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25-32.

-
- Mcmanus, J.F., Oppo, D.W. and Keigwin, L.D., 2002. Thermohaline circulation and prolonged interglacial warmth in the North Atlantic. *Quaternary Research*, 58: 17-21.
- Méar, Y., 1984. Séquences et unités sédimentaires du glaciaire rhodanien. Thèse de Doctorat, Université de Perpignan, Perpignan, 223 pp.
- Méar, Y. and Gensous, B., 1993. Processus d'édification d'une unité interlobe; application au deep-sea fan du Petit-Rhône. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II*, 317(12): 1633-1640.
- Méar, Y., Augris, C. and Murat, A., 1992. Caractérisation morpho-sédimentaire des fonds rocheux situés au large du Roussillon. *Géologie Méditerranéenne*, 19(3): 125-143.
- Meese, D.A., Gow, A.J., Alley, R.B., Zielinsky, G.A. and Grootes, P.M., 1997. The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: methods and results. *Journal of Geophysical Research*, 102: 411-423.
- Merle, O. and Vendeville, B., 1992. Modélisation analogique de chevauchements induits par des intrusions magmatiques. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 315: 541-1547.
- Migeon, S., Savoye, B., Zanella, E., Mulder, T., Faugères, J.C. and Weber, O., 2001. Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for sediment transport and deposition and for the mechanisms of sediment-wave construction. *Marine and Petroleum Geology*, 18: 179-208.
- Milankovitch, M., 1920. Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb. Gauthier-Villard, Paris.
- Millot, C., 1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 10(9-11): 885-894.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4): 423-442.
- Millot, C., Taupier-Letage, I., Le Borgne, P., Lopez-Garcia, M.J. and Wald, L., 1994. Dynamical Oceanography Studies from Infrared Remote Sensing in the Western Mediterranean Sea. *Mémoires de l'Institut océanographique, Monaco*, 18(1-11).
- Millot, C. and Wald, L., 1980. The effect of Mistral wind on the Ligurian Current near Provence. *Oceanologica Acta*, 3: 399-402.
- Mitchum, R.M. and Van Wagoner, J.C., 1991. High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence-stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, 70: 131-160.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R. and Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*. AAPG Mem. 26, Tulsa, Oklahoma, pp. 516.
- Monaco, A., 1971. Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon. Thèse d'Etat, Université de Perpignan, Perpignan, 295 pp.
- Monaco, A., Biscaye, P.E., Soyer, J., Pocklington, R. and Heussner, S., 1990. Particule fluxes and ecosystem response on a continental margin: the 1985-1988 Mediterranean ECOMARGE experiment. *Continental Shelf Research*, 10: 809-839.
- Montigny, R., Edel, J.B. and Thuizat, R., 1981. Oligo-Miocène rotation of Sardinia; K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics. *Earth and Planetary Science Letters*, 54(2): 261-271.
- Morehead, M.D., Syvitski, J.P.M., Hutton, E.W.H. and Peckham, S.D., 2003. Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change*, 39: 95-110.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sanchez-Goni, M.F., Shackleton, N. and Sierro, F.J., 2005. Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea). *Quaternary Science Reviews*, 24(14-15): 1623-1636.
- Mosher, C. and Shimpkin, G., 1999. Status and trends of marine high-resolution seismic reflection profiling: data acquisition. *Geological Survey of Canada*: 22.
- Myers, P.G., Haines, K. and Rohling, E.J., 1998. Modeling the paleo-circulation of the Mediterranean: the Last Glacial Maximum and the Holocene with emphasis on the formation of Sapropel. *Paleoceanography*, 13(6): 586-606.

- NGRIP, North Greenland Ice Core Project members, 2004. High resolution climate record of the northern hemisphere reaching into the last interglacial period *Nature* 431: 147-151.
- Nordlund, U., 1999. FUZZIM: forward stratigraphic modeling made simple. *Computers and Geosciences*, 25(4): 449-456.
- Nordlund, U., 1996. Formalizing geological knowledge with an example of modeling stratigraphy using fuzzy logic. *Journal of Sedimentary Research*, 66(4).
- Nouzé, H., 1993. Intégration de nouveaux modules de traitement de sismique très haute résolution dans Sithère. N°9305, Ifremer.
- Nouzé, H. and Chauchot, P., 1999. « Les sismiques »: des outils essentiels pour l'étude des structures océaniques. *Géosciences Marines*, 21: 25-29.
- Olsen, N.R.B. and Stokseth, S., 1995. Three dimensional numerical modelling of water flow in a river with large bed roughness. IAHR, *Journal of Hydraulic Research*, 33(4).
- Oomkens, E., 1970. Depositional Sequences and Sand Distribution in the Postglacial Rhône Delta Complex. In: J.P. Morgan and R.H. Shaver (Editors), *Deltaic Sedimentation. Modern and Ancient*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication N°15, Tulsa, Oklahoma, pp. 198-212.
- Orange, D., García-García, A., Lorenson, T., Nittrouer, C., Milligan, T., Miserocchi, S., Langone, L., Correggiari, A. and Trincardi, F., 2005. Shallow gas and flood deposition on the Po Delta. *Marine Geology*, 222-223: 159-177.
- Ouchi, S., Ethridge, F.G., James, E.W. and Schumm, S.A., 1995. Experimental study of subaqueous fan development. In: A.J. Hartley and D.J. Prosser (Editors), *Characterization of deep marine clastic systems*. The Geological Society, London, pp. 13-29.
- Pacault, A., Theuillon, G., Le Gac, J.-C., Lurton, X. and Langli, B., 2005. Multibeam sub-bottom profiler: Exploitation of experimental data. *Oceans 2005 - Europe*, 1: 702-708.
- Pacault, A., Le Gac, J.-C. and Langli, B., 2004. Sondeur de sédiments multifaisceaux: Présentation du SBP120 (Kongsberg) et premiers résultats, *SeaTechWeek*, Brest, pp. 10.
- Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillen, J., Calafat, A., Canals, M., Heussner, S. and Bonnin, J., 2006. Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. *Marine Geology*, 234(1-4): 43-61.
- Palanques, A., Kenyon, N.H., Alonso, B. and Limonov, A., 1995. Erosional and Depositional Patterns in the Valencia Channel Mouth: An Exemple of a Modern Channel-Lobe Transition Zone. *Marine Geophysical Researches*, 17: 503-517.
- Panza, G.F., Raykova, R.B., Carminati, E. and Doglioni, C., 2007. Upper mantle flow in the western Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters* 257(1-2): 200-214.
- Paola, C., 2000. Quantitative models of sedimentary basin filling. *Sedimentology*, 47: 121-178.
- Pascal, G., Mauffret, A. and Patriat, P., 1993. The ocean-continent boundary in the Gulf of Lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling. *Geophysical Journal International*, 113: 701-726.
- Paulson, A., Zhong, S. and Wahr, J., 2005. Modelling post-glacial rebound with lateral viscosity variations. *Geophysical Journal International*, 163.
- Peltier, W.R. and Fairbanks, R.G., 2006. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record. *Quaternary Science Reviews*, 25(23-24): 3322-3337.
- Peltier, W.R., 1998. Postglacial variations in the level of the sea: implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. *Reviews of Geophysics*, 36: 603-689.
- Perez-Belmonte, L., 2003. Enregistrement de la dernière transgression dans le Golfe du Lion. Mémoire de DEA, Université de Lille, Lille, 52 pp.
- Petit, J.R. *et al.*, 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399: 429-436.
- Petrenko, A.A., 2003. Circulation features in the Gulf of Lions, NW Mediterranean Sea; importance of inertial currents. *Oceanologica Acta*, 26: 323-328.
- Peyron, O., Begeot, C., Brewer, S., Heiri, O., Magny, M., Millet, L., Ruffaldi, P., van Campo, E. and Yu, G., 2005. Late-Glacial climatic changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. *Quaternary Research*, 64(2): 197.

-
- Peyron, O., Guiot, J., Cheddadi, R., Tarasov, P., Reille, M., de Beaulieu, J.L., Bottema, S. and Andrieu, V., 1998. Climatic Reconstruction in Europe for 18,000 YR B.P. from Pollen Data. *Quaternary Research*, 49: 183-196.
- Pierre, C., Belanger, P., Saliège, J.F., Urrutiaguer, M.J. and Murat, A., 1999. Paleoceanography of the western Mediterranean during the Pleistocene: oxygen and carbon isotope records at Site 975. In: R. Zahn, M.C. Comas and A. Klaus (Editors), *Proc. ODP, Sci. Results*, 161. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 481-488.
- Pisias, N.G., Martinson, D.G., Moore Jr, T.C., Shackleton, N.J., Prell, W., Hays, J. and Boden, G., 1984. High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300 000 years. *Marine Geology*, 59: 217-233.
- Pizzuto, J.E., 1987. Sediment diffusion during overbank flows. *Sedimentology*, 34: 301-317.
- Plint, A.G., 1991. High-frequency relative sea-level oscillations in Upper Cretaceous shelf clastics of the Alberta foreland basin: possible evidence for a glacio-eustatic control? In: I.M. McDonald (Editor), *Sedimentation, Tectonics and Eustasy - Sea-Level Changes at Active Margins*. Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ., pp. 409-428.
- Plint, A.G., 1988. Sharp-based shoreface sequences and "offshore bars" in the Cardium Formation of Alberta: their relationship to relative changes in sea level. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), *Sea-level changes: an integrated approach*. SEPM Special Publication No. 42, Tulsa, pp. 357-370.
- Plint, A.G. and Nummedal, D., 2000. The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphy. In: D. Hunt and R.L. Gawthorpe (Editors), *Sedimentary responses to forced regressions*. Geological Society, London, pp. 1-17.
- Pons, A., Toni, C.L. and Triat, H., 1979. Edification de la Camargue et histoire holocène de sa végétation. *Terre et vie, Rev. Ecol.*, 2: 13-30.
- Pont, D., Simonnet, J.-P. and Walter, A.V., 2002. Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhône River, France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 54: 1-18.
- Popescu, I., De Batist, M., Lericolais, G., Nouze, H., Poort, J., Panin, N., Versteeg, W. and Gillet, H., 2006. Multiple bottom-simulating reflections in the Black Sea: Potential proxies of past climate conditions. *Marine Geology*, 227(3-4): 163-176.
- Porter, S.C. and An, Z., 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 375: 305-308.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P. and Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76: 1687-1709.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. and Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition I. Conceptual framework. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, Tulsa, pp. 102-124.
- Posamentier, H.W. and Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II. Sequences and systems tract models. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), *Sea-Level Changes - An Integrated Approach*. SEPM Special Publication 42, Tulsa, pp. 125-154.
- Pratson, L.F., Hutton, E.W.H., Kettner, A.J., Syvitski, J.P.M., Hill, P.S., George, D.A. and Milligan, T.G., 2007. The impact of floods and storms on the acoustic reflectivity of the inner continental shelf: A modeling assessment. *Continental Shelf Research*, 27(3-4): 542-559.
- Provansal, M., Vella, C., Arnaud-Fassetta, G., Sabatier, F. and Maillet, G., 2003. Role of fluvial sediment inputs in the mobility of the Rhône delta coast (France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 4: 271-282.
- Quinn, R., Bull, J.M. and Dix, J.k., 1998. Optimal processing of marine high-resolution seismic reflection (chirp). *Marine Geophysical Research*, 20: 13-20.
- Rabineau, M., 2001. Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires de la plateforme du Golfe du Lion: enregistrement des cycles glacioeustatiques de 100 000 ans. Thèse de Doctorat, Université de Rennes 1, Rennes, (2 vols) 392 + 70 pp.
- Rabineau, M., Berne, S., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Guillocheau, F. and Joseph, P., 2006. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters*, 252(1-2): 119-137.

- Rabineau, M., Berne, S., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.-F., Ledrezen, E. and Granjeon, D., 2005. Sedimentary sequences in the Gulf of Lion: A record of 100,000 years climatic cycles. *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 775-804.
- Rabineau, M., Berné, S., Le Drezen, E., Lericolais, G., Marsset, T. and Rotunno, M., 1998. 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lions, France. *Marine and Petroleum Geology*, 15: 439-452.
- Rahmstorf, S., 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419: 207-214.
- Ravenne, C. and Beghin, P., 1983. Apports des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 38(3): 279-297.
- Reading, H.G. and Collinson, J.D., 1996. Clastic coasts. In: H.G. Reading (Editor), *Sedimentary environments, processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 688.
- Réhault, J.P., Boillot, G. and Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, 55(3-4): 447-477.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S.T., Taylor, F.W., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 26–0 ka BP. *Radiocarbon*, 46: 1029–1058.
- Reimer, P.J., Hughen, K.A., Guilderson, T.P., McCormac, F.G., Baillie, M.G.L., Bard, E., Barratt, P., Beck, J.W., Brown, D.M., Buck, C.E., Damon, P.E., Friedrich, M., Kromer, B., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M. and van der Plicht, J., 2002. Preliminary Report of the first workshop of the IntCal04 Radiocarbon Calibration/Comparison Working Group. *Radiocarbon*, 44: 653-661.
- Revel-Rolland, M., Arnaud, F., Chapron, E., Desmet, M., Givelet, N., Alibert, C. and McCulloch, M., 2005. Sr and Nd isotope as a tracer of sources of clastic material in the Bourget lake sediment (NW Alps, France) during the Little Ice Age. *Chemical Geology*, 224(4): 183-200.
- Riboulot, V., 2006. Contribution à l'étude stratigraphique de la marge du Golfe du Lion (derniers 500 000 ans). Mémoire de Master 2, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 50 pp.
- Ridente, D. and Trincardi, F., 2005. Pleistocene "muddy" forced-regression deposits on the Adriatic shelf: A comparison with prodelta deposits of the late Holocene highstand mud wedge. *Marine Geology*, 222-223: 213-233.
- Roberts, H.H., Fillon, R.H., Kohl, B., Robalin, J.M. and Sydow, J.C., 2004. Depositional architecture of the Lagniappe delta: sediment characteristics, timing of depositional events, and temporal relationship with adjacent shelf-edge deltas. In: J.B. Anderson and R.H. Fillon (Editors), *Late Quaternary Stratigraphic evolution of the northern Gulf of Mexico margin*. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, pp. 143-188.
- Rohling, E.J., Fenton, M., Jorissen, F.J., Bertrand, P., Ganssen, G. and Caulet, J.P., 1998. Magnitudes of sea level lowstands of past 500,000 years. *Nature*, 394: 162-165.
- Röthlisberger, R. *et al.*, 2002. Dust and sea-salt variability in central East Antarctica (Dome C) over the last 45 kyrs and its implications for southern high-latitude climate. *Geophysical Research Letters*, 29: article no. 1963.
- Rotunno, M., 1998. Studio di corpi sedimentari deposti nel tardo Quaternario sulla piattaforma esterna del Golfo del Leone: Trattamento e interpretazione dei dati di sismica ad altissima risoluzione e analisi di carote prelevate sul fondo. Tesi di Laurea in sedimentologia, Università degli studi di Bologna, Bologna, 210 pp.
- Ruddiman, W.F., 1977. Late Quaternary deposition of ice-rafted sand in the subpolar North Atlantic (lat 40° to 65°N). *Geological Society of America Bulletin*, 83: 1813-1827.
- Ruddiman, W.F., McIntyre, A. and Raymo, M., 1986. Paleoenvironmental results from North Atlantic sites 607 and 609. In: S. Orlofsky (Editor), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington, pp. 855-878.

-
- Ryan, W.B.F., 1976. Quantitative evaluation of the depth of the Western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis. *Sedimentology*, 23: 791-813.
- Sabatier, F., Maillet, G., Provansal, M., Fleury, T.-J., Suanez, S. and Vella, C., 2006. Sediment budget of the Rhone delta shoreface since the middle of the 19th century. *Marine Geology*, 234(1-4): 143-157.
- Satra, C., Boyer, J., Berné, S., Tesson, M., Guennoc, P., Alix, A.S., Bassetti, M.A., Jouet, G., Leroux, E., Mazé, J.P., Normand, A., Pierre, D., Labaune, C., Gensous, B. and Guérin, K., 2004. Projet Beachmed - Rapport final de phase C: Présentation des données. In: D.G. 2004-21 (Editor). Ifremer, Brest.
- Schock, S.G., Leblanc, L.R. and Mayer, L.A., 1989. Chirp subbottom profiler for quantitative sediment analysis. *Geophysics*, 54: 445-450.
- Schönfeld, J., Zahn, R. and de Abreu, L., 2003. Surface and deep water response to rapid climate changes at the Western Iberian Margin. *Global and Planetary Change*, 36(4): 237-264.
- Schönfeld, J. and Zahn, R., 2000. Late Glacial to Holocene history of the Mediterranean Outflow. Evidence from benthic foraminiferal assemblages and stable isotopes at the Portuguese margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159(1-2): 85-111.
- Schumm, S.A., 1993. River response to base level change; implications for sequence stratigraphy. *Journal of Geology*, 101(2): 279-294.
- Schumm, S.A., Mosley, M.P. and Weaver, W.E., 1987. *Experimental fluvial geomorphology*. John Wiley New York, 413 pp.
- Schwander, J., Eicher, U. and Ammann, B., 2000. Oxygen isotopes of lake marl at Gerzensee and Leysin (Switzerland), covering the Younger Dryas and two minor oscillations, and their correlation to the GRIP ice core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 159: 203-214.
- Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: B. Durand, L. Jolivet, F. Horváth and M. Séranne (Editors), *The Mediterranean Basins : Tertiary extension within the Alpine Orogen*. The Geological Society, London, pp. 15-36.
- Shackleton, N.J., 2000. The 100,000-year Ice-Age cycle found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science*, 289: 1897-1902.
- Shackleton, N.J., 1977. The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London B*, 280: 169-182.
- Shackleton, N.J., 1969. The last interglacial in the marine and terrestrial records. *Proceedings of the Royal Society of London, B*, 174: 135-154.
- Shackleton, N.J., Hall, M.A. and Vincent, E., 2000. Phase relationships between millennial-scale events 64,000 - 24,000 years ago. *Paleoceanography*, 15: 565-569.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I. and Smeed, D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature*, 423: 853-858.
- Siddiquie, H.N. and Gopala Rao, D., 1981. Acoustic masking in sediments due to gases on the western continental shelf of India. *Marine Geology*, 39(1-2): M27-M37.
- Siegert, M.J., 2001. *Ice sheets and late Quaternary environmental changes*. John Wiley & Sons, LTD, Chichester, 231 pp.
- Sierro, F.J., Andersen, N., Bassetti, M.A., S., B., Canals, M., Curtis, J.H., Dennielou, B., Flores, J.A., Frigola, J., Gonzales-Mora, B., Grimalt, J.O., Hodell, D.A., Jouet, G., Pérez-Folgado, M. and Schneider, R., Submitted. Flooding events in the Western Mediterranean continental shelf, millennial climate oscillations and global sea level changes. *Science*.
- Sierro, F.J., Flores, J.A. and Baraza, J., 1999. Late glacial to recent paleoenvironmental changes in the Gulf of Cadiz and formation of sandy contourite layers. *Marine Geology*, 155(1-2): 157-172.
- Sioni, S., 1997. *Mer Ionienne et Apulie depuis l'ouverture de l'Océan Alpin*. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 208 pp.
- Sissingh, W., 2001. Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland; correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes. *Tectonophysics*, 333(3-4): 361-400.

- Skene, K.I., Piper, D.J.W., Aksu, A.E. and Syvitski, J.P.M., 1998. Evaluation of the global oxygen isotope curve as a proxy for Quaternary sea level by modeling of delta progradation. *Journal of Sedimentary Research*, 68(6): 1077-1092.
- Skene, K.I., Mulder, T. and Syvitski, J.P.M., 1997. INFLO1: A model predicting the behaviour of turbidity currents generated at river mouths. *Computers and Geosciences*, 23(9): 975-991.
- Sloss, L.L., Krumbein, W.C. and Dapples, E.C., 1949. Integrated facies analysis, Longwell, C. R., chm., *Sedimentary facies in geologic history [symposium]*. Memoir Geological Society of America. Geological Society of America (GSA), Boulder, CO, United States, pp. 91-123.
- Speranza, F., Villa, I.M., Sagnotti, L., Florindo, F., Cosentino, D., Cipollari, P. and Matei, M., 2002. Age of the Corsica-Sardinia rotation and Liguro-Provencal Basin spreading: new paleomagnetic and Ar/Ar evidence. *Tectonophysics*, 347(4): 231-251.
- Steckler, M.S., Mountain, G.S., Miller, K.G. and Christie-Blick, N., 1999. Reconstruction of Tertiary progradation and clinoform development on the New Jersey passive margin by 2-D backstripping. *Marine Geology*, 154(1-4): 399-420.
- Steckler, M.S., Swift, D.J.P., Syvitski, J.P., Goff, J.A. and Niedoroda, A.W., 1996. Modeling the sedimentology and stratigraphy of continental margins, *Oceanography*, pp. 183-188.
- Steckler, M.S. and Watts, A.B., 1980. The Gulf of Lion: subsidence of a young continental margin. *Nature*, 287: 425-429.
- Stocker, T.F., 2002. North-South connections. *Science*, 297: 1814-1815.
- Stocker, T.F., 1998. The seesaw effect. *Science*, 282: 61-62.
- Storms, J.E.A., 2003. Event-based stratigraphic simulation of wave-dominated shallow-marine environments. *Marine Geology*, 199(1-2): 83-100.
- Storms, J.E.A., Weltje, G.J., Van Dijke, J.J., Geel, C.R. and Kroonenberg, S.B., 2002. Process-response modeling of wave-dominated coastal systems: simulating evolution and stratigraphy of geological timescales. *Journal of Sedimentary Research*, 72(2): 226-239.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R.W., 2005. CALIB 5.0. (WWW program and documentation).
- Stuiver, M. and Braziunas, T.F., 1998. Anthropogenic and solar components of hemispheric C-14. *Geophysical Research Letters*, 35: 215-230.
- Stuiver, M. and Reimer, P.J., 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 35: 215-230.
- Suarez, S. and Provansal, M., 1998. Large scale shoreline change, Rhône delta. *Journal of Coastal Research* 14: 493-503.
- Summerhayes, C.P., Sestini, G., Misdorp, R. and Marks, N., 1978. Nile Delta: Nature and evolution of continental shelf sediments. *Marine Geology*, 27: 43-65.
- Swenson, J.B., Paola, C., Pratson, L., Voller, V.R. and Murray, A.B., 2005. Fluvial and marine controls on combined subaerial and subaqueous delta progradation: Morphodynamic modelling of compound-clinoform development. *Journal of Geophysical Research*, 110.
- Swift, D.J.P., 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology*, 76: 444-456.
- Swift, D.J.P. and Thorne, J.A., 1991. Sedimentation on continental margins, I: a general model for shelf sedimentation. In: D.J.P. Swift, G.F. Oertel, R.W. Tillman and J.A. Thorne (Editors), *Shelf sand and sandstone bodies: Geometry, Facies and Sequence Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, pp. 3-31.
- Swift, D. and Nummendal, D., 1987. Discussion - Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes and intense winter storms. *Sedimentology*, 34: 423-457.
- Syvitski, J.P.M. and Milliman, J.D., 2007. Geology, geography and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. *Journal of Geology*, 115: 1-19.
- Syvitski, J.P.M., Kettner, A.J., Correggiari, A. and Nelson, B.W., 2005a. Distributary Channels and their impact on sediment dispersal. *Marine Geology*, 222-223: 75-94.
- Syvitski, J.P.M., Kettner, A.J., Peckham, S.D. and Kao, S.J., 2005b. Predicting the flux of sediment to the coastal zone: application to the lanyang watershed, Northern Taiwan. *Journal of Coastal Research*, 21: 580-587.
- Syvitski, J.P.M., Vörösmarty, C.J., Kettner, A.J. and Green, P.A., 2005c. Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*, 308: 376-380.

-
- Syvitski, J.P.M., Peckham, S.D., Hilberman, R. and Mulder, T., 2003. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology*, 162(1-2): 5-24.
- Syvitski, J.P. and Bahr, D.B., 2001. Numerical models of marine sediment transport and deposition. *Computers and Geosciences*, 27(6): 617-753.
- Syvitski, J.P.M. and Hutton, E.W.H., 2001. 2D SEDFLUX 1.0C: an advanced process response numerical model for the fill of marine sedimentary basins. *Computers and Geosciences*, 27: 731-753.
- Syvitski, J.P.M. and Morehead, M.D., 1999. Estimating river-sediment discharge to the ocean: application to the Eel margin, northern California. *Marine Geology*, 154: 13-28.
- Syvitski, J.P.M., Nicholson, M., Skene, K. and Morehead, M.D., 1998. PLUME1.1: Deposition of sediment from a fluvial plume. *Computers and Geosciences*, 24(2): 159-171.
- Syvitski, J.P.M. and Alcott, J.M., 1995. RIVER3: Simulation of water and sediment river discharge from climate and draining basin variables. *Computers and Geosciences*, 21: 89-101.
- Syvitski, J.P.M. and Praeg, D.B., 1989. Quaternary sedimentation in the St Lawrence estuary and adjoining areas, Eastern Canada: an overview based on High resolution seismo-stratigraphy, *Géographie Physique et Quaternaire*, pp. 291-310.
- Tada, R. and Irino, T., 1999. Land-ocean linkages over orbital and millennial time scales recorded in Late Quaternary sediments of the Japan Sea. *Paleoceanography*, 14: 236-247.
- Taviani, M., Roveri, M., Impicini, R. and Vigliotti, L., 1998. Segnalazione di Quaternario marino nella Val Chero (Appennino Piacentino). *Bollettino della Societa Paleontologica Italiana*, 36: 331-338.
- Teller, J.T., Leverington, D.W. and Mann, J.D., 2002. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary Science Reviews*, 21(8-9): 879-887.
- Tesson, M., Posamentier, H. and Gensous, B., 2000. Stratigraphic organisation of Late Pleistocene deposits of the western part of the Rhone shelf (Languedoc shelf) from high resolution seismic and core data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 84(1): 119-150.
- Tesson, M., Gensous, B., Naudin, J.-J., Chaignon, V. and Bresoli, J., 1998. Carte morpho-bathymétrique de la plate-forme du golfe du Lion: un outil pour la reconnaissance et l'analyse des modifications environnementales récentes. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 327(8): 541-547.
- Tesson, M. and Gensous, B., 1998. L'enregistrement des cycles climatiques et eustatiques quaternaires de marges récentes du bassin Nord-Méditerranéen. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 326: 121-127.
- Tesson, M. and Allen, G., 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. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science* 320: 39-46.
- Tesson, M., Gensous, B. and Ravenne, C., 1994. Architecture of Pleistocene deposits of the Languedoc shelf (Gulf of Lions, France). Relations with glacio-eustatic cycles and stratigraphic implications, 15th IAS Regional Meeting, Ischia, pp. 401-403.
- Tesson, M., Allen, G.P. and Ravenne, C., 1993. Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhône continental shelf. In: H.W. Posamentier, C.P. Summerhayes, B.A. Haq and G.P. Allen (Editors), *Sequence stratigraphy and facies associations*. IAS Spec. Pub. 18, Blackwell, Oxford, pp. 183-196.
- Tesson, M., Ravenne, C. and Allen, G.P., 1990a. Application des concepts de stratigraphie séquentielle à un profil sismique haute résolution transverse à la plate-forme rhodanienne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 310: 565 - 570.
- Tesson, M., Gensous, B., Allen, G.P. and Ravenne, C., 1990b. Late Quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhône continental shelf, France. *Marine Geology*, 91: 325-332.
- Tezlauff, D.M. and Harbaugh, J.W., 1989. *Simulating clastic sedimentation*, New York, 202 pp.
- Théréau, E., 2006. Sismique HR2D Analyse de vitesse horizon consistant - Mission Calimero-2 - N/O Le Suroît (Mai 2005). DCB/GM/CTD/60-07, Ifremer.

- Thierstein, H.R., Geitzenauer, K.R. and Molino, B., 1977. Global synchronicity of Late Quaternary coccolith datum levels: validation by oxygen isotopes. *Geology*, 5: 400-404.
- Thomas, Y., Marsset, B., Didailier, S., Regnault, J.-P., Le Conte, S., Le Roux, D., Farcy, P., Magueur, M., Viollette, P., Prud'homme, C., Nouzé, H., Théréau, E., Contrucci, I. and Foucher, J.-P., 2004. Sismique marine haute résolution 3D: un nouvel outil de reconnaissance à destination de la communauté scientifique. *Comptes Rendus Geosciences*, 336: 579-585.
- Thouveny, N., Carcaillet, J., Moreno, E., Leduc, G. and Nerini, D., 2004. Geomagnetic moment variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3-4): 377-396.
- Torres, J., 1995. Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin: le Quaternaire terminal au large du delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale). Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale, Brest, 353 pp.
- Torres, J., Droz, L., Savoye, B., Terentjeva, E., Cochonat, P., Kenyon, N.H. and Canals, M., 1997. Deep-sea avulsion and morphosedimentary evolution of the Rhône Fan Valley and Neofan during the Late Quaternary (north-western Mediterranean Sea). *Sedimentology*, 44: 457-477.
- Trincardi, F., Cattaneo, A. and Correggiari, A., 2004. Mediterranean prodelta systems: natural evolution and human impact investigated by Eurodelta. *Oceanography*, 17: 34-45.
- Trincardi, F. and Correggiari, A., 2000. Quaternary forced-regression deposits in the Adriatic Basin and the record of composite sea-level cycles. In: D. Hunt and R. Gawthorpe (Editors), *Sedimentary responses to forced regressions*. Geological Society Special Publication, London.
- Trincardi, F., Cattaneo, A., Correggiari, A. and Langone, L., 1996. Stratigraphy of the late-Quaternary deposits in the central Adriatic basin and the record of short-term climatic events. In: P. Guilizzoni and F. Oldfield (Editors), *Palaeoenvironmental analysis of Italian crater lake and Adriatic sediments*. Mem. Ist. Ital. Idrobiol., pp. 39-70.
- Trincardi, F., Correggiari, A. and Roveri, M., 1994. Late Quaternary transgressive erosion and deposition in a modern epicontinental shelf: the Adriatic semi-enclosed basin. *Geo-Marine Letters*, 14: 41-51.
- Tulloch, G.J., 2004. Profiles across Mediterranean Sediment Systems (PROMESS-1) Project Drilling Programme: Cruise Report. Commissioned Report CR/04/267, British Geological Survey.
- Turcotte, D.L. and Schubert, G., 1982. *Geodynamics, applications of continuum physics to geological problems*. John Wiley and Sons, New York, 450 p. pp.
- Ulses, C., 2005. Dynamique océanique et transport de la matière dans le Golfe du Lion: crue, tempêtes et période hivernale. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 247 pp.
- Vail, P.R., Audemard, F., Bowman, S.A., Eisner, P.N. and Perez-Cruz, C., 1991. The Stratigraphic Signatures of Tectonics, Eustasy and Sedimentology - an Overview. In: G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher (Editors), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 617-659.
- Vail, P.R., Colin, J.P., Du Chene, R.J., Kuchly, J., Mediavilla, F. and Trifilieff, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du Bassin de Paris. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8(7): 1301-1321.
- Vail, P.R. and Mitchum, R.M., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 1: overview. In: C.E. Payton (Editor), *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*. A.A.P.G. Memoir, Tulsa.
- van Eysinga, F.W.B. and Haq, B.U., 1998. *Geological time table-5th edition*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.
- van Kreveld, S., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Grootes, P.M., Jung, S., Nadeau, M.J., Pflaumann, U. and Voelker, A., 2000. Potential links between surging ice sheets, circulation changes, and the Dansgaard-Oeschger cycles in the Iminger Sea, 6018 kyr. *Paleoceanography*, 15: 425-444.
- van Rensbergen, P.e.a., 1999. High resolution seismic stratigraphy of glacial to interglacial fill of a deep glacial lake: Lake Le Bourget, northwest Alps, France. *Sedimentary Geology*, 128: 99-129.
- van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Campion, K.M. and Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: Concepts for high resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Geologists, Methods in Exploration Series N° 7*, 55 pp.

-
- van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and keys definitions. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), *Sea-level changes - An integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Barbara H. Lidz, Tulsa, Oklahoma, pp. 39-46.
- van Welden, A., Bout-Roumazelles, V., Berné, S., Jouet, G., Gorini, C. and Sierro, F.J., In prep. Sedimentation in the Gulf of Lions during the last 25 ky BP in the light of clay mineralogy and grain size parameters. *Marine Geology*.
- Vanney, J.R. and Stanley, D.J., 1983. Shelfbreak physiography: an overview. In: D.J. Stanley and G.T. Moore (Editors), *The shelfbreak: critical interface on continental margins*. SEPM Special Publication No. 33, Tulsa, pp. 1-24.
- Vella, C., 1999. Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône. Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille 1, 225 pp.
- Vella, C., Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F. and Bourcier, M., 2005. Evolution of the Rhone delta plain in the Holocene. *Marine Geology*, 222-223: 235-265.
- Vidal, L., Labeyrie, L., Cortijo, E., Arnold, M., Duplessy, J.C., Michel, E., Becque, S. and van Weering, T.C.E., 1997. Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(1-2): Pages 13-27.
- Vigliotti, L. and Langenheim, V.E., 1995. When did Sardinian stop rotating? New paleomagnetic results. *Terra Nova*, 7: 424-435.
- Vincent, C.E., 1986. Processes affecting sand transport on a storm dominated shelf. In: R.J. Knight and J.R. McLean (Editors), *Shelf sands and sandstones*. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 11, Calgary, pp. 121-132.
- Voelker, A.H.L.e.a., 2002. Global distribution of centennial-scale records for marine Isotope stage (MIS)3: a database. *Quaternary Science Reviews*, 21: 1185-1212.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L.D., Michel, E., Duplessy, J.-C., McManus, J., Lambeck, K., Balbon, E. and Labracherie, M., 2002. Sea level and deep water changes derived from benthic foraminifera isotopic record. *Quaternary Science Review*, 21(1-3): 295-305.
- Walker, R.G. and Plint, A.G., 1992. Wave- and storm- dominated shallow marine systems. In: R.G. Walker and N.P. James (Editors), *Facies models - Response to sea level changes*. Geological Association of Canada, St John, pp. 219-238.
- Walther, J., 1894. *Einleitung in die geologie als Historische wissenschaft, Lithogenesis den Gegenwart*. Fisher Verlag, jena, pp. 535-1055.
- Wang, L. and Oba, T., 1998. Tele-connections between East Asian monsoon and the high-latitude climate: A comparison between the GISP2 Ice Core Record and the high resolution marine records from the Japan and South China Seas. *Quaternary Research*, 37: 211-219.
- Watanabe, O.e.a., 2003. Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles *Nature*, 422: 509-512.
- Watts, A.B., 2001. *Isostasy and Flexure of the Lithosphere*, Cambridge University Press, Cambridge, 458 pp.
- Watts, A.B., 1992. The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basin. *Basin Research*, 4: 169-178.
- Watts, A.B. and Ryan, W.B.F., 1976. Flexure of the lithosphere and continental margin basins. *Tectonophysics*, 36: 25-44.
- Weaver, A.J., Saenko, O.A., Clark, P.U. and Mitrovica, J.X., 2003. Meltwater Pulse 1A from Antarctica as a trigger of the Bølling-Allerød warm interval. *Science*, 299: 1709-1713.
- Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 108-125.
- Wheeler, H.E., 1958. Time stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 42: 1047-1063.
- Williams, T., Thouveny, N. and Creer, K.M., 1998. A normalised intensity record from Lac du Bouchet: geomagnetic paleointensity for the last 300 ka? *Earth and planetary Science Letters*, 156: 33-46.

- Winn, R.D., Roberts, H.H., Kohl, B., Fillo, R.H., Crux, J.A., Bouma, A.H. and Spero, H.W., 1998. Upper Quaternary strata of the upper continental slope, northeast Gulf of Mexico: sequence stratigraphic model for a terrigenous shelf edge. *Journal of Sedimentary Research*, 68(4): 579-595.
- Winn, R.D., Roberts, H.H., Kohl, B., Fillon, R.H., Bouma, A.H. and Constans, R.E., 1995. Latest Quaternary deposition on the outer shelf, northern Gulf of Mexico: facies and sequence stratigraphy from the Mainpass Block 303 shallow core. *Geological Society of America Bulletin*, 107: 851-866.
- Wood, L.J., Ethridge, F.G. and Schumm, S.A., 1994. An experimental study of the influence of subaqueous shelf angles on coastal plain and shelf deposits. In: P. Weimer and H.W. Posamentier (Editors), *Siliciclastic sequence stratigraphy - Recent developments and applications*. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, pp. 381-391.
- Wright, L.D., Friedrichs, C.T., Kim, S.C. and Scully, M.E., 2001. Effects of ambient currents and waves on gravity-driven sediment transport on continental shelves. *Marine Geology*, 175: 25-45.
- Yalin, M.S., 1964. Geometrical properties of sand waves. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng. J. Hydraul. Div.*, 90: 105-119.
- Yokoyama, Y., De Deckler, P., Lambeck, K., Johnston, P. and Fifield, L.K., 2001. Sea-level at Last Glacial Maximum: evidence from northwestern Australia to constrain ice volumes for oxygen isotope stage 2. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 165: 281-297.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnson, P. and Fifield, K., 2000. Timing for the maximum of the Last Glacial constrained by lowest sea-level observations. *Nature*, 406: 713-716.



ANNEXES



ANNEXE I

DATATIONS ABSOLUES POUR LA PÉRIODE GLACIAIRE

(Chapitre V)

Core	Sample depth (cm)	Sample weight (mg)	Dated material	Lab number	Dating method	Conventional ¹⁴ C age (yr BP)	Calibrated age (yr BP)
MD99-2351	15-17	400	<i>Corbula gibba</i>	Gif-002616	AMS	720 ± 45	309-413 (365)
MD99-2351	22-25	450	<i>Acanthocardia echinata</i>	Gif-002617	AMS	2190 ± 50	1721-1849 (1786)
MD99-2351	89-93	721.0	<i>Mytilus</i> sp.	LLNL-98907	CONV.	13 970 ± 40	15947-16320 (16141)
MD99-2351	325-327	23.0	Benthic forams	Poz-7983	AMS	45100 +/-1200	49392-51841
MD99-2350	14-17	19	<i>Pitar rudis</i>	Gif-002615	AMS	9250 ± 70	9994-10176 (10063)
MD99-2350	43	nc	Shell	LY-11901	CONV.	10 715 ± 60	11965-12211 (12106)
MD99-2350	240	101.0	<i>Chlamys opercularis</i>	Poz-7860	AMS	40200 +/-800	44707-46387
MD99-2350	53-54	443.0	<i>Mytilus</i> sp.	LLNL-98906	CONV.	24 170 ±140	27786-28107
MD99-2350	99-101	13.0	<i>Nucula</i> sp.	Poz-7976	AMS	42500 +/-900	47013-48878
PRGL2-2-4A	252-253	49.0	Bivalve	Poz-11995	AMS	13220 ± 60	14998-15240 (15132)
PRGL2-2-7	700-701	12.0	Benthic forams	Poz-11995	AMS	31780 ± 320	36584-37287
PRGL2-2-8A	790-791	18.0	Benthic forams	Poz-12023	AMS	31660 ± 310	36463-37144
PRGL2-2-10A	1128-1129	16.0	Benthic forams	Poz-12024	AMS	30020 ± 260	34705-35282
PRGL2-2-14A	1610-1611	33.0	Benthic forams	Poz-11997	AMS	32760 ± 340	37637-38380
PRGL2-2-16A	1930-1931	42.0	Benthic forams	Poz-12020	AMS	31340 ± 300	36122-36782
PRGL2-2-18	2190-2191	23.0	Benthic forams	Poz-12016	AMS	28230 ± 220	32753-33246
PRGL2-2-23	2548-2549	32.0	Benthic forams	Poz-12017	AMS	26730 ± 190	31099-31528
PRGL2-2-26	2841-2842	30.0	Benthic forams	Poz-12018	AMS	27840 ± 210	32327-32798
PRGL2-2-29	3028-3029	4600.0	Total Organic Carbon	Poz-14439	AMS	33200 ± 500	37944-39033
PRGL2-2-29	3078-3079	14.0	Benthic forams, 1 valve	Poz-12105	AMS	22500 ± 150	26313-26659
PRGL2-2-32	3279-3281	4520.0	Total Organic Carbon	Poz-14440	AMS	29420 ± 330	33960-34694
PRGL2-2-33	3372-3378.0	24.0	Bivalve (2 valves)	Poz-14437	AMS	21190 ± 140	24786-25332 (25007)
PRGL2-2-34	3429-3432	14.0	Benthic forams	Poz-12019	AMS	29560 ± 250	34205-34761
PRGL2-2-35	3567-3569	5700.0	Total Organic Carbon	Poz-14441	AMS	28720 ± 310	33201-33893
PRGL2-2-35	3568-3570.0	9.5	Forams	Poz-14438	AMS	21590 ± 150	25407-25742 (25590)
PRGL2-2-36	3638	10.0	Wood	Poz-14442	AMS	17480 ± 250	19933-20448 (20216)
PRGL2-2-37	3710-3719	16.6	Forams	Poz-15011	AMS	22120 ± 120	25445-25722
PRGL2-2-38	3805-3806	5700.0	Total Organic Carbon	Poz-14443	AMS	27330 ± 260	31245-31832

PRGL2-2-40	3930-3935	11.0	Forams	Poz-14900	AMS	24000 ± 500	27177-28325
PRGL2-2-41	4055-4060	17.4	Forams	Poz-15012	AMS	26330 ± 200	30182-30636
PRGL2-2-42	4085-4090	1110.0	Shell: <i>Astarte sulcata</i>	Poz14901	AMS	26840 ± 170	30794-31178
CLDR9701	0	nc	Cemented sand	Ly-91146	AMS	13220 +/-130	15499-16071
CLDR9701	0	nc	Cemented sand	Ly-91145	AMS	17780 ±170	20645-21403
CLDR9701	0	nc	Cemented sand	Ly-9987	AMS	17385 +/-240	20148-20991
MD99-2349	110	2083.0	Bivalves	Poz-7850	AMS	19550 +/-80	22497-22749 (22638)
MD99-2349	253	71.5	<i>Nucula</i> sp., Ostracod	Poz-7982	AMS	20240 +/-100	23608-23936 (23771)
MD99-2349	397	13.7	Forams, Ostracods	Poz-7851	AMS	17740 +/-90	20310-20594 (20464)
MD99-2349	533-538	nc	<i>Cyprina</i> sp., <i>C. islandica</i>	LY-11900	CONV.	19 635 ± 150	22528-23071 (22837)
MD99-2349	902	11.0	Forams, Ostracods	Poz-7984	AMS	21230 +/-110	24876-25342 (25070)
MD99-2349	902	10.1	<i>Cyclotoma</i> sp.	Poz-7852	AMS	20970 +/-100	24439-24807 (24626)
MD99-2349	1074	46.0	<i>Varicorbula gibba</i>	LLNL-96163	AMS	21 150 ± 70	24709-25013 (24944)
MD99-2349	1218	157.0	<i>Nucula</i> sp.	Poz-7854	AMS	21590 +/-100	25415-25676 (25585)
MD99-2349	1440-1442	17.4	Micro-shells	Poz-14903	AMS	24300 ± 140	27935-28256
MD99-2349	1458	8039.0	<i>Chlamys islandica</i>	LY-11899	CONV.	19 910 ± 480	22597-23824 (23258)
MD99-2349	1543	42.0	<i>Nucula</i> sp.	Poz-7855	AMS	44000 +/-1500	47948-51028
MD99-2349	1600	200.0	<i>B. humphreystianum</i>	LLNL-96164	AMS	52 400 ± 2900	55052-60714
MD99-2349	1650-1652	13.9	Micro-shells	Poz-14904	AMS	>50 000	/
MD99-2349	1662	1234.0	Shell: <i>Astarte sulcata</i>	Poz-14905	AMS	>54 000	/
MD99-2349	1736-1738	15.6	Planktonic forams	LLNL-96165	AMS	35900 ± 800	40893-41065
MD99-2349	1760	973.0	<i>Chlamis islandica</i>	LLNL-96166	AMS	>54 000	/
MD99-2349	1760	35.0	<i>Nucula</i> sp.	Poz-7856	AMS	>52000	/
CLKS11	216-219	nc	Serpulids tests	LY-803	AMS	16 985 ± 110	19564-19719 (19703)
CLKS11	236-239	nc	Serpulids tests	LY-804	AMS	17 445 ± 100	20037-20288 (20166)
MD99-2348	25	nc	nc	Univ. Salam.	AMS	13 020 ± (60)	14712-15013 (14863)
MD99-2348	80	nc	Forams	LLNL-108010	AMS	14350 ± 60	16414-16823 (16617)
MD99-2348	190	nc	Forams	LLNL-108011	AMS	14640 ± 60	16781-17209 (16999)
MD99-2348	300	nc	Forams	LLNL-108012	AMS	15380 ± 70	18102-18389 (18299)

MD99-2348	360	nc	Forams	LLNL-108013	AMS	14960 ± 70	17362-17817 (17559)
MD99-2348	518	nc	Forams	LLNL-108014	AMS	15890 ± 70	18745-18864 (18803)
MD99-2348	1018	nc	Forams	LLNL-108015	AMS	17910 ± 80	20478-20794 (20658)
MD99-2348	1231	nc	Forams	Univ. Salam.	AMS	18 060 ± (90)	20624-21012 (20837)
MD99-2348	1498	nc	Forams	LLNL-108016	AMS	19750 ± 90	22703-23183 (22987)
MD99-2348	1680-1681	11.0	Forams	LLNL-77703	AMS	20 560 ± 80	23992-24265 (24133)
MD99-2348	2058	nc	Forams	LLNL-108017	AMS	21240 ± 110	24890-25349 (25081)
MD99-2348	2218	nc	Forams	LLNL-108018	AMS	21150 ± 120	24689-25036 (24948)
PRGL1-4-24	1964-1967	11.6	Bivalve shell, forams	Poz-16580	AMS	20330 ± 120	23708-24054 (23875)
PRGL1-4-32	2568-2569	13.0	Bivalve shell, forams	Poz-14910	AMS	24070 ± 140	27671-27992
PRGL1-4-33	2666-2667	8.4	Bivalve shell, forams	Poz-16581	AMS	24200 ± 150	27809-28153
PRGL1-4-34	2754-2757	9.3	Bivalve shell, forams	Poz-16563	AMS	24000 ± 150	27579-27924
PRGL1-4-37	2968-2969	20.5	Bivalve shell (1 valve)	Poz-14911	AMS	25660 ± 140	29489-29807
PRGL1-4-39	3110-3113	46.0	Bivalve shell, forams	Poz-16582	AMS	26180 ± 180	30334-30443
PRGL1-4-40	3243-3247	12.9	Bivalve shell (1 valve)	Poz-16583	AMS	28000 ± 220	32046-32540
PRGL1-4-42	3404-3406	22.5	Bivalve shell, forams	Poz-16584	AMS	29690 ± 260	33893-34472
PRGL1-4-44	3565-3566	9.8	Bivalves fragments	Poz-14912	AMS	30760 ± 250	35094-35647
PRGL1-4-46	3670-3673	9.9	Bivalve shell, forams	Poz-16586	AMS	33800 ± 400	38271-39142
PRGL1-4-51	4088-4089	82.5	Gastropod	Poz-14913	AMS	38200 ± 600	42799-44073
PRGL1-4-52	4202-4205	194.1	Bivalve shell, forams	Poz-16571	AMS	35800 ± 500	40333-41409
PRGL1-4-55	4407-4408	59.8	Gastropod	Poz-16587	AMS	39500 ± 800	43968-45654
PRGL1-4-58	4596-4597	9.7	Shell, plank. forams	Poz-20218	AMS	41100 ± 900	45549-47429
PRGL1-4-60	4789-4791	10.6	Planktonics forams	Poz-20147	AMS	46100 ± 2800	48774-54454
PRGL1-4-62	4908-4909	14.3	Shell, plank. forams	Poz-20119	AMS	46300 ± 1700	50110-53554

Annexe I. Synthèse des datations absolues ^{14}C disponibles dans le Golfe du Lion pour la période glaciaire. Ces analyses ont été principalement réalisées au Lawrence Livermore National Laboratory (LLNL) et au Poznan Radiocarbon Laboratory (Poz). Les datations par méthode classique ont été réalisées au Centre de datation par le radiocarbone à l'Université Claude Bernard Lyon I (Ly). Toutes les dates correspondent à des âges ^{14}C conventionnels normalisés au $\delta^{13}\text{C}$. Elles ont été tout d'abord corrigées de l'effet de réservoir estimé à environ -408 ans, puis converties en âges calibrés par l'intermédiaire du programme Calib v5.1 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al., 2005) en utilisant la courbe marine04.14c (Hughen et al., 2004) pour les échantillons marins plus jeunes que 21 786 BP. Les âges radiométriques plus anciens ont été calibrés grâce à la relation polynomiale de Bard (Bard et al., 1998).

ANNEXE II

DATATIONS ABSOLUES POUR LA PÉRIODE DÉGLACIAIRE

(Chapitre VI)

Core	Sample depth (cm)	Sample weight (mg)	Dated material	Lab number	Dating method	Conventional ¹⁴ C age (yr BP)	Calibrated age (yr BP)
<i>Inner shelf (Rhône Prodelta)</i>							
BMKS-21	20-23	151	<i>Turritella</i> sp.	Poz-11198	AMS	2050 ± 30	1573-1673 (1618)
BMKS-21	111-113	60	Sed. with vegetal debris	Poz-11459	AMS	2040 ± 35	1946-2046
BMKS-21	220-222	166	Sed. with vegetal debris	Poz-11461	AMS	2245 ± 35	2179-2241
BMKS-21	337-339	25	Sed. with vegetal debris	Poz-11377	AMS	2060 ± 30	1988-2062
BMKS-21	337-339	376	<i>Turritella</i> sp.	Poz-11199	AMS	2120 ± 30	1659-1767 (1705)
BMKS-21	445-446	4,3	<i>Turritella</i> sp.	Poz-11200	AMS	2135 ± 30	1683-1781 (1725)
BMKS-21	553-555	153	Sed. with vegetal debris	Poz-11462	AMS	2480 ± 40	2058-2206 (2137)
STKS22	631-647	55	Mixed shells	Poz-14432	AMS	6560 ± 40	7023-7143 (7080)
STKS23	320-326	435	Mixed shells	Poz-14433	AMS	5740 ± 40	6106-6223 (6164)
STKS23	326-334	469	Mixed shells	Poz-14434	AMS	9980 ± 60	10881-11099
STKS-25	11-13	1883	<i>Turritella</i> sp.	Poz-12101	AMS	870 ± 30	471-514 (491)
STKS-25	112	161	<i>Timoclea ovata</i>	Poz-12102	AMS	105.3 ± 0.4 pMC	/
STKS-26	155	291	<i>Venus fasciata</i>	Poz-12104	AMS	5180 ± 40	5504-5582 (5539)
BMKS-17	87-89	196	<i>Timoclea ovata</i> , <i>Nucula</i> sp., <i>Corbula gibba</i>	Poz-12100	AMS	3630 ± 30	3472-3570 (3525)
BMVK-18	25	8150	<i>Ostrea edulis</i>	CEN-002629	AMS	4000 ± 60	3913-4089 (4008)
BMVK-18	40	454	<i>Calliostoma zzyphinus</i>	CEN-002630	AMS	7270 ± 70	7660-7810 (7734)
BMVK-20	25	503	<i>Spisula subtruncata</i> , <i>Timoclea ovata</i>	Poz-12098	AMS	5760 ± 35	6157-625 (6189)
BMVK-20	35-37	60	2 <i>Spisula subtruncata</i>	Poz-12143	AMS	9200 ± 50	9933-10114 (10013)
BMVK-20	63-65	641	<i>Spisula subtruncata</i>	Poz-12144	AMS	9390 ± 40	10179-10263 (10226)
BMVK-16	30-35	272	<i>Spisula subtruncata</i> , <i>Timoclea ovata</i>	Poz-12145	AMS	6100 ± 40	6471-6590 (6526)
BMVK-07	65-67	131	<i>Timoclea ovata</i> , <i>Nucula</i> sp.	Poz-12146	AMS	1215 ± 25	712-784 (749)
BMVK-07	108-110	9,8	Mixed shells	Poz-14430	AMS	9010 ± 60	9569-9781 (9695)

BMVK-06	22	598	<i>Tellina serrata</i>	Poz-12147	AMS	5430 ± 35	5754-586 (5804)
BMVK-06	148-150	139	<i>Spisula subtruncata</i>	Poz-12148	AMS	9880 ± 50	10665-10899 (10788)
MD99-2352	123	340	<i>Acanthocardia echinata</i>	LLNL-95846	AMS	4 955 ± 45	5249-5362
MD99-2352	286	109	<i>Nucula</i> sp. (nucleus)	Poz-3842	AMS	9890 ± 60	10661-10925
MD99-2352	401-403	9,6	<i>Turitella communis</i>	Poz-3843	AMS	10000 ± 50	10909-11110
MD99-2352	519-521	10,7	Mixed benthic forams, bivalvia, gastropods, ostracods	Poz-3844	AMS	10070 ± 60	11019-11177
MD99-2352	731	59	<i>Turitella communis</i>	Poz-3845	AMS	10310 ± 50	11216-11333
MD99-2352	799-801	15,3	Mixed benthic forams, bivalvia, gastropods, ostracods	Poz-3846	AMS	11320 ± 60	12845-12908
MD99-2352	928-932	19,2	<i>Corbula gibba</i>	Poz-3848	AMS	10590 ± 50	11738-11954
MD99-2352	948	105	<i>Corbula gibba</i>	LLNL-95847	AMS	10 475 ± 40	11560-11718
MD99-2352	1105-1107	19,6	mixed benthic forams, bivalvia, gastropods, ostracods	Poz-3849	AMS	11340 ± 50	12856-12913
MD99-2352	1305-1307	42,6	<i>Ammonia beccarii</i> or <i>Elphidium crispum</i> , bivalvia	Poz-3850	AMS	11820 ± 50	13225-13317
MD99-2352	1393	31	<i>Corbula gibba</i>	LLNL-95848	AMS	11 840 ± 40	13244-13326
MD99-2352	1494	64	<i>Turitella communis</i> .	LLNL-95849	AMS	12 855 ± 40	14280-14648
MD99-2352	1505	290	<i>Mya truncata</i>	LLNL-95850	AMS	13 245 ± 40	15031-15258
MD99-2352	1534-1536	35,7	<i>Mytilus</i> sp.	LLNL-98908	AMS	13 090 ± 50	14870-15111
BMKS-11	124-127	63	<i>Plagiocardium papillosum</i> , <i>Corbula gibba</i>	Poz-12149	AMS	1115 ± 25	644-689 (667)
BMKS-11	205	275	<i>Spisula subtruncata</i>	Poz-12150	AMS	8440 ± 40	8439-8542 (8492)
BMKS-11	270	406	<i>Callista chione</i> , <i>Chamelea gallina</i>	CEN-002623	AMS	7960 ± 70	8357-8498 (8424)
BMVK-10	30	1232	<i>Laevicardium oblongum</i>	CEN-002621	AMS	2860 ± 50	2555-2708 (2617)
BMVK-10	55	644	<i>Chamelea gallina</i>	CEN-002622	AMS	7730 ± 70	8132-8297 (8199)

BMVK-09	50	80	<i>Spisulia subtruncata</i>	Poz-12151	AMS	9080 ± 40	9309-9416 (9358)
BMKS-12	69	3504	<i>Ostrea edulis</i>	CEN-002624	AMS	2520 ± 50	2132-2274 (2191)
BMKS-12	90	8138	<i>Pecten jacobaeus</i>	CEN-002625	AMS	6310 ± 60	6693-6848 (6770)
BMKS-12	95	4986	<i>Glycymeris glycymeris</i>	CEN-002626	AMS	7440 ± 60	7838-7959 (7898)
BMVK-13	47	650	<i>Chamelea gallina</i>	CEN-002627	AMS	8390 ± 70	8884-9104 (8985)
BMKS-14	110	1416	<i>Arctica islandica</i>	CEN-002628	AMS	7120 ± 60	7546-7655 (7593)
Inner shelf (Western area - Aude)							
KSGC32	68-70	85	<i>Pecten sp.</i>	Poz-14009	AMS	2040 ± 35	1555-1662 (1608)
KSGC31	41	28	<i>Pecten sp.</i>	Poz-15009	AMS	700 ± 30	298-385 (348)
KSGC31	480-482	1244	<i>Ostrea sp.</i>	Poz-14007	AMS	5955 ± 35	6311-6400 (6362)
KSGC31	501-502	26	<i>Turitella sp.</i>	Poz-14008	AMS	6380 ± 40	6789-6907 (6852)
KSGC31	700-702	74	<i>Turitella sp.</i>	Poz-15010	AMS	9190 ± 50	9920-10106 (10003)
Outer shelf (Bourcart-Hérault area)							
93C3b	70	30	Bivalve	LLNL-95854	Conv.	6 305 ± 45	6704-6831
93C3b	161	93	Bivalve	LLNL-95855	Conv.	9 085 ± 45	9711-9897
93C4	155	42	Bivalve	LLNL-95856	Conv.	2 140 ± 40	1682-1797
93C9b-1	175-188	nc	Shell	Beta-71965	AMS	12 290 +/- 80	13661-13830
BMKS01	53	13	<i>Lentidium mediterraneum</i>	CEN-002618	AMS	13080 ± 120	14696-15151 (14910)
BMKS01	250	120	<i>Timoclea ovata</i>	CEN-002619	AMS	12560 ± 80	13914-14108 (14011)
BMKS02	25-27	50	<i>Caryophyllia smithii</i>	CEN-002620	AMS	5890 ± 250	6014-6578 (6310)
BMKS02	85	14	Juvenile Bivalvia	Poz-7857	AMS	12980 +/- 60	14638-14976
BMKS02	160	35	Juvenile Bivalvia	Poz-7858	AMS	12590 +/- 50	13980-14111
BMKS02	260	0,45	<i>Corbula gibba</i>	Poz-7981	AMS	12690 +/- 60	14035-14249
BMKS03	50	0,33	Veneridae (single valve)	Poz-7859	AMS	8410 +/- 50	8958-9090
CLVK20	68-74	nc	lamellibranchiata	Ly-8354	Conv.	10 875 ± 120	12212-12656
MD99-2350	14-17	19	<i>Pitar rudis</i>	CEN-002615	AMS	9250 ± 70	9994-10176 (10063)
MD99-2350	43	nc	shell	Ly-11901	Conv.	10 715 ± 60	11965-12211

MD99-2351	15-17	400	<i>Corbula Gibba</i>	CEN-002616	AMS	720	309-413
MD99-2351	22-25	450	<i>Acanthocardia echinata</i>	CEN-002617	AMS	2190	1721-1849
MD99-2351	89-93	721	<i>Mytilus sp.</i>	LLNL-98907	Conv.	13 970 ± 40	15947-16320
PRGL2-2-4A	252-253	49.0	Bivalve	Poz-11995	AMS	13220 ± 60	14998-15240 (15132)
MAKS04	30	2471	<i>Artical islandica</i>	CEN-002631	AMS	11990 ± 70	13318-13499 (13426)
MAKS08	40	1744	<i>Artical islandica</i>	CEN-002997	AMS	10000 ± 70	10883-11121 (10968)
CLKS11	216-219	nc	Serpulids tests	LY-803	AMS	16 985 ± 110	19564-19719 (19703)
CLKS11	236-239	nc	Serpulids tests	LY-804	AMS	17 445 ± 100	20037-20288 (20166)
MD99-2348	25	nc	nc	Univ. Salam.	AMS	13 020 ± (60)	14712-15013 (14863)
MD99-2348	80	nc	Forams	LLNL-108010	AMS	14350 ± 60	16414-16823 (16617)
MD99-2348	190	nc	Forams	LLNL-108011	AMS	14640 ± 60	16781-17209 (16999)
MD99-2348	300	nc	Forams	LLNL-108012	AMS	15380 ± 70	18102-18389 (18299)
MD99-2348	360	nc	Forams	LLNL-108013	AMS	14960 ± 70	17362-17817 (17559)
MD99-2348	518	nc	Forams	LLNL-108014	AMS	15890 ± 70	18745-18864 (18803)

Annexe II. Synthèse des datations absolues, obtenues grâce aux mesures ^{14}C par spectrométrie de masse (AMS ou "accelerator mass spectrometer"), sur des coquilles (fragments ou complètes) ou des foraminifères particulièrement bien préservés. Ces analyses ont été principalement réalisées au Lawrence Livermore National Laboratory (LLNL) et au Poznan Radiocarbon Laboratory (Poz). Les datations par méthode classique ont été réalisées au Centre de datation par le radiocarbone à l'Université Claude Bernard Lyon I (Ly). Toutes les dates correspondent à des âges ^{14}C conventionnels normalisés au $\delta^{13}\text{C}$. Elles ont été, tout d'abord corrigées de l'effet de réservoir estimé à environ -408 ans, puis converties en âges calibrés par l'intermédiaire du programme Calib v5.1 (Stuiver et Reimer, 1993; Stuiver et al., 2005) en utilisant la courbe marine04.14c (Hughen et al., 2004) pour les échantillons marins et la courbe intcal04 (Reimer et al., 2004) pour le matériel continental. Les âges radiométriques plus anciens que 21 786 BP ont été calibrés grâce à la relation polynomiale de Bard (Bard et al., 1998).



LISTE DES FIGURES



LISTE DES FIGURES**CHAPITRE I - LA MARGE CONTINENTALE DU GOLFE DU LION**

- Figure I.1:** Domaines physiographiques et morphologiques d'une marge continentale passive et courbe hypsométrique moyenne de la Terre. 14
- Figure I.2:** Reconstruction des variations paléo-climatiques durant le Quaternaire terminal. **A-** Courbe moyennée de 57 enregistrements du rapport isotopique $\delta^{18}\text{O}$ issus des assemblages de foraminifères benthiques répartis à travers le monde (Lisiecki and Raymo, 2005). **B-** Fluctuations climatiques des derniers 900 000 ans; les résultats récents obtenus à partir de la carotte de glace EDC en Antarctique (EPICA, 2004) sont comparés aux enregistrements paléo-climatiques du site de Vostok (δD d'après Petit et al., 1999), à plusieurs carottes sédimentaires marines ($\delta^{18}\text{O}$ d'après Imbrie et al., 1993; Bassinot et al., 1994) et aux courbes d'insolation (Berger and Loutre, 1991). 16
- Figure I.3:** Paramètres orbitaux de la Terre et théorie astronomique des climats. Evolution de l'excentricité, de la précession climatique et de l'obliquité (en degré) au cours de leur cycle respectif (d'après Berger, 1988). 18
- Figure I.4:** Variation des paramètres orbitaux et théorie astronomique des climats. Evolution à long terme au cours des 400 000 dernières années et des 100 000 prochaines années de l'excentricité, de la précession climatique, de l'obliquité (en degré) et de l'insolation à 65°N au solstice d'été (en Wm^{-2}) (Berger and Loutre, 2004). 19
- Figure I.5:** Evolution du climat au cours du dernier cycle glaciaire pléistocène (modifiée de EPICA, 2006). Synchronisation des courbes des isotopes $\delta^{18}\text{O}$ et δD provenant des carottes de glace de l'Antarctique (**A-** EDML, EDC et Dome-F respectivement d'après EPICA, 2006; EPICA, 2004; Watanabe et al., 2003) et du Groënland (**B-** NGRIP d'après NGRIP, 2004). 21
- Figure I.6:** Variabilité et événements climatiques pendant le dernier cycle glaciaire pléistocène (modifiée de EPICA, 2006). Les courbes isotopiques de EDML (EPICA, 2006), EDC (Röthlisberger et al., 2002), Byrd (Blunier and Brook, 2001) et de NGRIP (NGRIP, 2004) synchronisées grâce aux mesures de méthane, mettent en évidence les périodes de réchauffement en Antarctique en phase avec des stades froids au Groënland (barre orange) dont les événements de Heinrich (Bond and Lotti, 1995). 22
- Figure I.7:** Représentation schématique des cycles de Bond (d'après Alley, 1998). 23
- Figure I.8:** Représentation schématique d'une série d'événements de Dansgaard/Oeschger (gauche) et de la combinaison des événements de Heinrich et de Dansgaard/Oeschger (droite). Comparaison des effets de ces fluctuations climatiques sur les températures des différents pôles terrestres (d'après Stocker, 2002). 24
- Figure I.9:** Variations du niveau de la mer pendant les dernières 550 000 années. Les données sont issues des analyses isotopiques, des études sur les coraux ou encore de l'interprétation des fronts de paléo-deltas. Les cycles de 100 000 ans (excentricité) prédominent dans ces oscillations marines qui dépassent les 100 m d'amplitude. Malgré cela, des cycles à 40 000 ans (obliquité) et à 20 000 ans (précession) viennent se superposer à la période dominante avec des amplitudes de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres. MIS: "Marine Isotopic Stage". 26
- Figure I.10:** Evolution du niveau de la mer pendant le dernier cycle glaciaire (**A**) et la période de glaciation des stades isotopiques MIS-4, MIS-3 et MIS-2 (**B**). La reconstruction eustatique

réalisée en Mer Rouge à partir des rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ est comparée avec d'autres indicateurs du niveau de la mer à l'échelle de la planète (modifiée d'après Siddall et al., 2003). 28

Figure I.11: Courbes des variations du niveau marin pour la période post-glaciaire (compilation de Camoin et al., 2004). Les données proviennent de plusieurs sites d'études dont Tahiti (Bard et al., 1996), la Barbade (Fairbanks, 1989; Bard et al., 1990), Moruroa (Camoin et al., 2001a), la plateforme de la Sonde (Hanebuth et al., 2000) et le bassin Bonaparte (Liu, 2001). 31

Figure I.12: Facteurs contrôlant l'expression et l'enregistrement des séquences de dépôt. Hiérarchisation basée en premier ordre sur les forçages planétaires (climat et tectonique) et en second ordre sur les sédiments (flux sédimentaire, subsidence et eustatisme) (modifiée d'après Rabineau, 2001). 33

Figure I.13: Séquence sismique et terminaison des réflecteurs (d'après Mitchum et al., 1977). **A-** Terminaison des réflexions sur une séquence de dépôts idéalisée. **B-** Relations entre les réflexions sismiques et les limites supérieures et inférieures de la séquence. 36

Figure I.14: Les faciès sismiques : exemples de motifs caractéristiques (d'après Mitchum et al., 1977). Les motifs observés correspondent à des milieux variés (énergie, taux de subsidence, tranche d'eau...). Les cliniformes sigmoïdes montrent un angle faible ($< 1^\circ$) alors que les obliques atteignent 10° . Dans les motifs parallèles obliques, l'absence des "topsets", en traduisant l'influence des vagues, des courants et du transit des sédiments, caractérise une faible tranche d'eau. Le faciès sigmoïde correspondrait à un ensemble développé lors d'une montée relative du niveau de la mer (séquence progradante et aggradante) alternant avec une période stable (cliniformes avec "topsets" tronqués). Les formes en mamelons figurent des cliniformes qui s'interdigitent (lobes de deltas, éventail sous-marin). Les formes en écailles sont typiques des corps sédimentaires progradants sur le plateau continental. A noter que les interprétations ci-dessus ont été définies sur des données de sismique basse fréquence. 37

Figure I.15: Architecture 2D d'une séquence de dépôt théorique d'après Vail et al. (1977, 1987), redessinée par Lericolais (1997). ("Limace" de Vail). 38

Figure I.16: Réponse stratigraphique de variations cycliques à long et court terme du niveau marin relatif à travers la formation de surfaces remarquables (d'après Homewood et al., 1992). **A-** Correspondance des découpages en cortèges de dépôts (Posamentier et al., 1988) et en empilement vertical des unités génétiques (Cross, 1988). **B-** Motif d'empilement et de partitionnement des sédiments entre les domaines de "shoreface" et de plaine côtière (d'après Cross, 1988; modifiée par Lafont, 1994) et dans un système deltaïque (d'après Galloway, 1989; modifiée par Lafont, 1994). 40

Figure I.17: **A-** Schéma illustrant la réponse d'un "shoreface" à une chute du niveau marin relatif et sa remontée ultérieure. SCS: "Swaley cross stratification"; HCS: "Humocky cross stratification" (Plint, 1988). **B-** Séquence possible d'événements à l'origine des "sharp-based shorefaces". B-1- Correspond à A-2. B-2- La faible pente de la plateforme induit des mouvements rapides et importants de la ligne de rivage en réponse à la chute du niveau marin. Quand la ligne de rivage se stabilise, les vagues creusent des dépôts de plateforme sous-jacents. B-3- L'érosion a créé assez d'espace pour permettre à un "sharp-based shoreface" de prograder. B-4- La remontée du niveau marin relatif induit une troncature d'érosion du "shoreface" et des dépôts en amont (plaine côtière) supprimant toute trace de condition subaérienne. Une fine couche graveleuse se dépose au-dessus de la surface de transgression. Avec l'approfondissement, des argiles de plateforme recouvrent les dépôts de "shoreface". 43

Figure I.18: Séquences, cortèges de dépôts et surfaces stratigraphiques définies en fonction des variations cycliques à long et court terme du niveau marin relatif. Comparaison des différents concepts stratigraphiques (Catuneanu, 2006). Abréviations: SU "subaerial unconformity", cc

"correlative unconformity" (sensu Hunt and Tucker, 1992), BSFR "basal surface of forced regression" (= "correlative unconformity" sensu Posamentier et al., 1988), MRS "maximum regressive surface", MFS maximum flooding surface", R "transgressive wave-ravinement surface", IV "Incised valley, (A) "positive accommodation (base level rise)", NR "normal regression", FR "forced regression", LST "lowstand systems tract" (sensu Hunt and Tucker, 1992), TST "transgressive systems tract", DS "depositional sequence", GS "genetic stratigraphic sequence", TR "transgressive-regressive sequence". 45

Figure I.19: Carte bathymétrique et topographique de la Méditerranée Occidentale (modifiée d'après Rabineau, 2001 et Droz et al., 2006). 47

Figure I.20: Mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Europe et de l'Ibérie par rapport à l'Europe depuis 170 Ma (d'après Sioni, 1997). 48

Figure I.21: Reconstruction paléo-tectonique de la Méditerranée occidentale depuis 45 Ma (Gueguen et al., 1998; Carminati and Doglioni, 2004). Les principales structures tectoniques sont les résultats du déplacement de certaines zones de subduction et des chaînes de montagne d'arrière-arc associées (A). Ces structures définissent le contexte géodynamique actuel de la Méditerranée occidentale (B). Depuis l'Oligocène, la zone de subduction le long des Apennins migre vers l'Est et le Sud-Est et induit en même temps la création de zones en extension dans le bassin d'arrière-arc (bassin d'Alboran, de Valence et Liguro-Provençal). 49

Figure I.22: Coupe structurale de la marge du Golfe du Lion (Guennoc et al., 2000) reconstituée d'après les profils de sismique réflexion et les forages à terre et en mer (Séranne, 1999). Carte de localisation du profil Ecors NW-SE et des forages pétroliers. L.C.O.: limite croûte continentale – croûte océanique. ESP: "Expanded Spread Profiles" ou profils de sismique réfraction (Pascal et al., 1993). 51

Figure I.23: Carte structurale simplifiée du rift oligo-aquitain du Golfe du Lion.(modifiée d'après Guennoc et al., 2000). 52

Figure I.24: Evolution de la subsidence le long d'une coupe transversale de la marge du Languedoc-Roussillon. En haut, une coupe interprétée de la plateforme au bassin. En bas, les courbes de subsidence totale, thermo-tectonique et sédimentaire (zone hachurée) pour un certain nombre de puits fictifs. W: eau; PQ: Plio-Quaternaire; MS: Messinien; LM: Miocène inférieur (d'après Bessis, 1986, redessinée par Torres, 1995). 53

Figure I.25: Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire cénozoïque sur la plateforme et la pente continentale du Golfe du Lion réalisée à partir de l'interprétation de données de forages (d'après Torres, 1995, redessinée de Gorini, 1993). Se reporter à la figure I.22 pour la localisation des puits. 55

Figure I.26: Section sismique à travers la partie occidentale de la plateforme du Golfe du Lion (Gorini et al., 2005). Localisation du profil sur la figure I.22. Description de l'organisation stratigraphique des sédiments déposés depuis l'ouverture du bassin Liguro-Provençal et la formation de la marge. 56

Figure I.27: Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion (Berné et al., 2002a). 57

Figure I.28: Hauteurs de houles significatives (Hs) mesurées dans différents secteurs du Golfe du Lion et flux sédimentaires du Rhône et des rivières pyrénéo-languedociennes (Palanques et al., 2006). Ces mesures ont été effectuées entre novembre 2003 et mai 2004. Sont également indiqués les événements majeurs (en noir) et mineurs (en gris). 59

Figure I.29: Carte morpho-sédimentaire du Golfe du Lion (d'après Aloïsi et al., 1973, redessinée par Rabineau et al., 2005). Synthèse des courants (d'après CSCF, 1984; Millot, 1990; Suanez and Provansal, 1998); NC "Northern current" ou courant Liguro-Provençal; orientation des courants à la côte liés aux vents d'Est et d'Ouest (respectivement flèches rouges et blanches) et le transport littoral (flèches bleues). 61

Figure I.30: Schéma des principales circulations et processus hydrodynamiques au cours des événements météorologiques des mois d'automne et d'hiver dans le Golfe du Lion et leur impact sur le transport sédimentaire (Palanques et al., 2006). **A-** Vent d'Est et de Sud-Est en automne; **B-** Vent d'Est et de Sud-Est lors des conditions hivernales; **C-** Vent de Nord et de Nord-Ouest (Mistral et Tramontane) en hiver. 62

Figure I.31: Comparaison de la distribution de l'orientation des vents (**A**) et des contraintes sur le fond mesurées en un point fixe sur la plateforme externe (**B**) (Bassetti et al., 2006). Malgré leur faible récurrence, les vents d'Est sont à l'origine des courants sur le fond les plus érosifs qui sont capables de transporter des particules supérieures à 40 μm et jusqu'à 300 μm . 63

Figure I.32: Relations entre les structures hydrologiques et hydro-sédimentaires dans les milieux stratifiés des mers sans marée. Schéma du système turbide multicouche au large du Delta du Rhône (d'après Aloïsi et al., 1979; redessinée par Torres, 1995). 65

Figure I.33: Images satellites du Golfe du Lion de type Sea-WiFS montrant la dérive du panache du Rhône et la concentration de matières en suspension lors d'un épisode de crue (source NASA, in Labaune, 2006). 66

Figure I.34: Modèle d'organisation stratigraphique du Golfe du Lion (d'après Aloïsi, 1986). Structures sédimentaires schématiques du Pléistocène sur la plateforme continentale rhodanienne. **A-** Structure générale montrant l'impact des cyclicités glacio-eustatiques sur le remplissage sédimentaire quaternaire. Localisation du profil sur la figure I.22. **B-** Structures et relations géométriques internes d'une séquence de dépôt interstadiaire constituée d'une succession d'unités prismatiques élémentaires (1, 2, 3 ...). 68

Figure I.35 Modèle de l'organisation stratigraphique du Golfe du Lion (**A-** d'après Tesson et al., 2000). **B-** Schéma interprétatif montrant les relations spatiales et temporelles au sein d'une séquence sur la plateforme languedocienne. Localisation du profil sur la figure I.22. Elle est limitée à la base par une limite de séquence d'ordre N. L'unité RPU est interprétée comme un dépôt de régression forcée surmontée par des limites amalgamées d'ordre N+1. L'unité IU est interprétée comme un dépôt transgressif. 70

Figure I.36: Modèle de l'organisation stratigraphique du Golfe du Lion (d'après Torres, 1995). Les unités identifiées se basent sur celles définies par Tesson et al., 1993. Par contre, l'interprétation chrono-stratigraphique est différente. Chaque unité est mise en place en regard d'une cyclicité d'ordre 4 (100 ka). Localisation du profil sur la figure I.22. 71

Figure I.37: Modèle de l'organisation stratigraphique du Golfe du Lion (d'après Rabineau, 2001). La sismique montre la juxtaposition horizontale de prismes PI/PII qui constitue un motif répétitif verticalement définissant les séquences majeures de dépôt (S3, S4, S5; Rabineau et al., 2005). Localisation du profil sur la figure I.22. 72

Figure I.38: Modèle de l'organisation stratigraphique du Golfe du Lion (d'après Lobo et al., 2004). Interprétation stratigraphique des séquences de la plateforme du Roussillon, en terme de systèmes de dépôt (LST, TST et HST) et de séquences de dépôt. Quatre séquences de dépôt (cycles régressif-transgressif) sont reconnues. Localisation du profil sur la figure I.22. 73

Figure I.39: *Modèle de l'organisation stratigraphique de l'éventail sédimentaire profond (Droz et al., 2006). Carte et profil synthétiques montrant les principaux systèmes sédimentaires turbiditiques et les dépôts gravitaires plio-quaternaires dans le bassin Nord des Baléares et Baléaro-Provençal occidental. Cette synthèse est basée sur les travaux de Droz and Bellaiche (1985), Palanques et al. (1995), Dos Reis (2001), Droz et al. (2001), Bonnel et al. (2005) et Dos Reis et al. (2005).* 75

Tableau I.1: *Synthèse des estimations des niveaux marins les plus bas pendant les différents épisodes glaciaires pléistocènes (Rabineau et al., 2006).* 29

Tableau I.2: *Caractéristiques des principaux fleuves du Golfe du Lion (modifié d'après Certain, 2002, in Labaune, 2006).* 64

Tableau I.3: *Présentation et corrélations des interprétations sismo- et chrono-stratigraphiques successives des dépôts de la marge Golfe du Lion en fonction des différents auteurs.* 69

CHAPITRE II - LA CONCEPTION DU MODELE GEOLOGIQUE

Figure II.1: *Plan de positionnement des profils géophysiques (sismiques) et des prélèvements sédimentaires (carottes et forages) analysés dans cette étude et acquis au cours des nombreuses campagnes à la mer réalisées dans le Golfe du Lion (cf Tableau II.1).* 81

Figure II.2: *Cartes bathymétriques 2D et 3D du Golfe du Lion obtenues à partir de la synthèse cartographique des données du SHOM et de l'Ifremer (d'après Berné et al., 2002a, 2004).* 83

Figure II.3: *Acquisition d'un sondeur multifaisceaux (ex:EM12D): la technique des faisceaux croisés.* 86

Figure II.4: *Synthèses bathymétriques obtenues à partir des sondeurs multifaisceaux A- Bathymétrie détaillée de l'interfluve Bourcart-Hérault obtenue à partir des données multifaisceaux EM300 et EM1000, B et C- Agrandissements respectivement de la zone du prisme sableux sur la plateforme externe et de la partie supérieure de la pente continentale (Jouet, 2003).* 87

Figure II.5: *Différentes étapes de la séquence d'exploitation des données de sismique réflexion THR2D Sparker.* 88

Figure II.6: *La résolution et la pénétration des différentes fréquences utilisées en sismique réflexion (Nouzé and Chaucot, 1999).* 89

Figure II.7: *Exemple d'acquisition à bord du navire N/O Le Suroît. A- Signal chirp émis pendant la mission Strataform. B- Signature spectrale montrant les modulations de fréquences entre 2,0 et 5,2 khz. C- Résultat de la fonction d'autocorrélation du signal par lui-même. D- Exemple d'un profil chirp de la mission Strataform sur l'interfluve Aude-Hérault (Golfe du Lion).* 91

Figure II.8: *Dispositif d'acquisition du sondeur de sédiments (type Chirp sur N/O Le Suroît) et de la THR Sparker monotraces ainsi que la chaîne d'acquisition.* 92

Figure II.9: *Dispositif d'acquisition de la HR2D multitraces.* 92

Figure II.10: Dispositif d'acquisition de la HR3D multitraces et chaîne d'acquisition mise en œuvre dans la cadre de la mission Calimero en 2005 (Thomas et al., 2004).	93
Figure II.11: Comparaison d'un profil sismique Chirp A- après traitement en enveloppe (attribut sismique: amplitude) ou B- en représentation classique.	95
Figure 12 : Comparaison des "sismiques réflexions" sur l'interfluve Bourcart-Hérault (Golfe du Lion); Echelle verticale: 350-700 ms-twt. A- Profil de HR3D 96 tr. B- Profil de HR2D 72 tr. C- Profil de THR2D Sparker. D- Profil de THR2D Chirp.	97
Figure II.13: Méthode d'analyse de vitesse NMO horizon consistant (HVA). A- Pointés numériques des horizons sismiques sur la section Stack 20 (vitesse constante) (Calimero-2). B- Vitesses d'intervalle le long de ce profil après analyse des vitesses NMO horizon consistant (HVA) (Théréau, 2006).	99
Figure II.14: Interprétation, à l'aide du logiciel Kingdom Suite, du Bloc3D Calimero-2 acquis sur le forage Promess PRGL1; présentation des attributs sismiques (amplitude).	102
Figure II.15: Principe de carottage à l'aide d'un carottier à piston de type Küllenberg.	105
Figure II.16: Séquence type de carottage et de forage avec un carottier à piston mise en œuvre pendant Promess-1 (modifiée de Dennielou et al., 2006 in Berné et al., 2006).	107
Figure II.17: Les 3 différents types de carottiers utilisés lors des forages Promess-1. Le carottier à piston subit une poussée hydraulique pour pénétrer dans le sédiment. Le piston reste statique à la surface du sédiment mais relativement, il remonte dans le carottier qui s'enfoncé. Le principe est le même que celui d'un carottier Küllenberg à piston, à la différence que le Küllenberg s'enfoncé par gravité. Le système de carottage WIP (Wireline Push Sampler) fonctionne comme le carottier à piston mais il descend et s'enfoncé dans les sédiments sans piston. Enfin, le système " Fugro Corer® " est un système autonome qui est destiné à l'échantillonnage du matériel consolidé. Il agit de la même manière qu'un vibro-carottier pneumatique (Tulloch, 2004).	108
Figure II.18: Définition de l'ajustement polynomial (2^{nd} ordre) sur les données de densité gamma et vitesse des onde P des forages Promess-1 PRGL1, PRGL2 et PRAD1.	113
Figure II.19: Courbes des variations de V_p calibrées avec les vitesses d'intervalle sismiques (courbe orange). Ajustement linéaire (courbe verte) des vitesses provenant de l'analyse des paramètres physiques (courbe jaune). Ajustement polynomial (courbe rouge) des vitesses d'intervalle (courbe noire) mesurées à partir de la sismique HR2D (Calimero).	114
Figure II.20: Réalisation du sismogramme synthétique au niveau du forage PRGL2. Les données de vitesse des ondes P (V_p) et de densité gamma ont été utilisées pour obtenir les coefficients de réflexion (RC) induits par les contrastes d'impédance (AI) qui ont ensuite été convolués à la source "far field" d'un Sparker.	115
Figure II.21: Profil de sismique THR2D Sparker imageant le forage PRGL2. Le forage est représenté par son sismogramme synthétique issu de l'analyse des paramètres physiques.	116
Tableau II.1: Campagnes à la mer dans le Golfe du Lion et types de données acquises et utilisées au cours de cette étude.	82
Tableau II.2: Caractéristiques techniques des sondeurs multifaisceaux de l'Ifremer et du SHOM.	85

Tableau II.3: <i>Caractéristiques techniques des sismiques multitraces HR2D et HR3D de l'IFREMER.</i>	94
Tableau II.4: <i>Caractéristiques des principaux projets réalisés grâce au logiciel d'aide à l'interprétation Kingdom Suite (WGS84, projection Mercator N38°).</i>	101
Tableau II.5: <i>Caractéristiques des carottes prélevées et analysées dans cette étude.</i>	104
Tableau II.6: <i>Caractéristiques des forages Promess-1 (PRGL1 et PRGL2) et résumé des données acquises.</i>	106
CHAPITRE III – LES SIMULATIONS STRATIGRAPHIQUES	
Figure III.1: <i>Les modélisations stratigraphiques; programmes et domaines d'application.</i>	121
Figure III.2: <i>La stratégie d'inversion des modélisations stratigraphiques (Modifiée de Granjeon, 1997 et Rabineau, 2001).</i>	126
Figure III.3: <i>Exemple de flux sédimentaires estimés en sortie du modèle Hydrotrend (Kettner, 2007).</i>	129
Figure III.4: <i>Diagramme montrant la succession des processus modélisés par le modèle Sedflux. L'ensemble de ces programmes permet de simuler le transport et le dépôt des sédiments afin de reproduire la stratigraphie d'une marge continentale (Syvitski et al., 1999).</i>	130
Figure III.5: <i>Organigramme du modèle Sedflux -2D montrant les paramètres en entrée, les différents composants/programmes et les sorties du modèle (Syvitski and Hutton, 2001).</i>	131
Figure III.6: <i>Exemple d'une simulation stratigraphique avec le modèle Sedflux 2D montrant la distribution des sédiments en fonction de leur granulométrie sur une marge continentale passive. L'architecture sédimentaire résulte des processus intervenant sur la marge et sur le littoral: panache fluviatile, courants de turbidité et glissements sur le front de delta, remaniement par les vagues et finalement compaction. Le modèle correspond au remplissage d'un bassin pendant une période de 200.000 ans pendant lesquels le niveau de la mer a varié régulièrement d'une centaine de mètres (6 cycles). Dans le cas (a), il n'y a pas de subsidence alors que pour (b), le processus est pris en compte (Syvitski and Hutton, 2001).</i>	136
Figure III.7: <i>Définition des paramètres contrôlant le transport fluviatile des sédiments (Granjeon, 1997).</i>	138
Figure III.8: <i>Principe du flux d'eau utilisé dans le modèle Dionisos (Granjeon, 1997); relation entre les apports en eau, l'efficacité du transport et la diffusion (K).</i>	139
Figure III.9: <i>Double définition de l'accommodation dans Dionisos (Granjeon et al., 1994).</i>	142
Figure III.10: <i>Simulations stratigraphiques avec Dionisos: A- Exemple de progradation 3D d'un bassin (réalisé sur la marge Brésilienne par Petrobras, in http://consortium.ifp.fr/Dionisos/). B- Calibration d'une simulation par des données géophysiques; comparaison d'un log simulé (rapport argile/sable et bathymétrie) avec un profil de données de gamma-ray, résistivité et porosité ("3D Brent study" réalisée par TotalFinaElf et Imperial College, in http://consortium.ifp.fr/Dionisos/).</i>	143

CHAPITRE IV - LA STRATIGRAPHIE DU PLEISTOCENE SUPERIEUR

Figure IV.1: Variations du climat et du niveau de la mer pendant les dernières 550 000 années. Les fluctuations climatiques sont observables grâce aux données isotopiques marines (A- synthèse mondiale des enregistrements benthiques de $\delta^{18}\text{O}$, d'après Liesiecki and Raymo, 2005) et des glaces (B- δD Antarctique d'après EPICA, 2004). Ces changements climatiques sont à l'origine des variations globales du niveau marin mises en évidence par la compilation des courbes eustatiques (C). Les données sont issues des analyses isotopiques, des études sur les coraux ou encore de l'interprétation des fronts de paléo-deltas. Les cycles de 100 000 ans (excentricité) prédominent dans ces oscillations marines qui dépassent 100 m d'amplitude. Des cycles à 40 000 ans (obliquité) et à 20 000 ans (précession) se superposent à la période dominante avec des amplitudes de plusieurs dizaines de mètres. MIS: "Marine Isotopic Stage". 148

Figure IV.2: (A) Carte bathymétrique du Golfe du Lion (d'après Berné et al., 2002a) avec la distribution des sables sur la plateforme continentale (en gris; d'après Aloïsi, 1986). (B) Zoom de l'interfluve Bourcart-Hérault sur la plateforme externe avec la position des forages Promess et des profils sismiques présentés dans ce chapitre. BC: Canyon Bourcart; HC: Canyon Hérault. 149

Figure IV.3: Profils sismiques THR2D multitraces (24tr) (A) et monotraces Sparker (B) sur la plateforme externe et l'interfluve Bourcart-Hérault (position sur la figure IV.2). Les surfaces rouges ont été interprétées comme des limites de séquences associées aux cycles glacio-eustatiques du Quaternaire terminal (Rabineau, 2001). 151

Figure IV.4: Interprétation stratigraphique synthétique basée sur l'observation de profils sismiques THR2D Sparker (Bas1-110; d'après Jouet et al., 2006). (A) Le transect NO-SE à travers la plateforme illustre la superposition des cinq séquences sismiques (S1 à S5) bornées par des discontinuités majeures (D30 à D70), telles qu'elles ont été définies avant le projet européen Promess-1. (B) Schéma du motif de faciès sismiques ayant servi pour la détermination des séquences sismiques (modifié de Rabineau et al. (2005)). Les prismes PI sont les terminaisons distales des prismes littoraux PII. (C) Corrélations entre ces limites de séquences et les maxima glaciaires des cinq derniers cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans (courbe Specmap d'après Imbrie et al., 1984); hypothèses proposées après la simulation stratigraphique de la plateforme du Golfe du Lion par Rabineau et al. (2005). Localisation de cette section sur la figure IV.2. 153

Figure IV.5: Modélisations stratigraphiques des géométries induites par les cycles de variations du niveau de la mer pendant les derniers 540 000 ans (réalisées par Rabineau, 2001 avec le logiciel Dionisos, IFP). Le taux de subsidence utilisé est un basculement qui atteint 255 m/Ma en bordure du plateau (70 km de la côte actuelle). Le flux de sédiments est constant et égal à 6 km³/Ma. Ces simulations ont permis de confirmer que les séquences sédimentaires majeures correspondaient aux cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans. Localisation de cette section sur la figure IV.2. 154

Figure IV.6: Le projet européen Promess-1; des moyens techniques importants au service d'une équipe scientifique pluridisciplinaire et européenne. 156

Figure IV.7: Profil sismique THR2D-72traces (Calim-08) en amont de l'interfluve Bourcart-Hérault (localisation sur la figure IV.2). Cette section illustre les séquences (Sx), les unités (Uxxx) et les discontinuités (Dxx) sismiques échantillonnées par le forage PRGL2. 157

Figure IV.8: Corrélations entre la sismique (section sismique Sparker Bas1-16) et les lithologies traversées par le forage PRGL2. La conversion temps (ms-twt)-profondeur (mbsf) a été effectuée en se servant des vitesses V_p mesurées sur les carottes par le banc MSCL-Geotec. Il est possible d'observer sur cette figure le lien entre les unités sismiques et sédimentaires. 160

Figure IV.9: Lithologie et propriétés physiques (V_p et densité) mesurées sur les carottes sédimentaires du forage PRGL2. Les principales unités sédimentaires sont mises en relation avec la fraction sableuse totale (> 2 mm) et les teneurs en carbonates. 163

Figure IV.10: Chrono-stratigraphie et paléo-environnements du forage PRGL2 corrélés avec la courbe Specmap (Martinson et al., 1987). Les événements bio-stratigraphiques (nannoplanctons calcaires) ont permis de dater certains niveaux sédimentaires. Dans la partie supérieure, des datations ^{14}C ont pu être réalisées; elles sont détaillées au chapitre V de cette thèse. Une description systématique des assemblages de mollusques a également été réalisée au niveau des surfaces d'érosion majeures (Bassetti et al., soumis). 165

Figure IV.11: Profil de sismique THR2D-72traces (calimero-20) (localisation sur la figure IV.2). Pointé de 8 discontinuités sismiques majeures ayant servi de base à l'analyse de vitesses NMO. Les vitesses d'intervalle et les épaisseurs correspondantes sont indiquées pour chaque séquence sismique au niveau du forage PRGL1. 167

Figure IV.12: Lithologie et paramètres physiques (V_p et densité) des sédiments du forage PRGL1. La compaction des sédiments est issue de l'analyse des mesures géotechniques (méthode résumée dans Dennielou et al., 2006b). 169

Figure IV.13: Surface de condensation formée pendant la dernière Terminaison glaciaire. Section synthétique à travers le Golfe du Lion (localisation sur la figure IV.2). Distribution des édifices sédimentaires et de l'intervalle condensé les plus récents. Les cortèges transgressif et de haut niveau marin sont confinés sur la plateforme interne et médiane. Seule une fine couche de sédiments grossiers recouvre la plateforme externe et la pente continentale. Le forage PRGL1 montre la relation qu'il existe entre le pourcentage de la fraction sableuse ($> 63 \mu\text{m}$), les foraminifères planctoniques et la courbe de $\delta^{18}\text{O}$ au niveau de l'intervalle condensé de surface (Sierro et al., soumis). Les âges ^{14}C corrigés et calibrés sont également indiqués. 171

Figure IV.14: Calages chrono-stratigraphiques des données du forage PRGL1 avec les interprétations des données sismiques. Les réflexions sismiques majeures correspondent à des surfaces condensées identifiables sur PRGL1 par des pics de la fraction sableuse ($> 63 \mu\text{m}$). L'augmentation de la quantité des foraminifères d'eau chaude (Sierro et al., soumis) et la diminution relative de la fraction fine forment une couche condensée (faible taux d'accumulation) qui est à mettre en relation avec les périodes de transgression et de haut niveau marin pendant les Terminaisons glaciaires (cf relations avec la courbe eustatique Specmap d'après Imbrie et al., 1984). Ce concept est conforté par l'enregistrement des isotopes $\delta^{18}\text{O}$ mesuré sur les foraminifères planctoniques (Sierro et al., soumis), appuyé par les évidences bio-stratigraphiques. 173

Figure IV.15: Corrélations entre différents proxies acquis sur PRGL1 (données acquises dans le cadre de Promess-1; Berné et al., 2006). La médiane de la fraction silteuse décarbonatée, le rapport Ti/Ca (données XRF), la paléo-intensité du champ magnétique terrestre (ARM ou magnétisation rémanente anysteretique) et les isotopes $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques apportent des contraintes chrono-stratigraphiques et paléo-environnementales de dépôts. Noter l'analogie entre ces courbes et la courbe Specmap (Imbrie et al, 1984). La stratigraphie sismique a pu être reportée grâce à la conversion profondeur/temps des données du forage (utilisation de la courbe de vitesse V_p). 175

Figure IV.16: Stratigraphie sismique révisée grâce au niveau du forage PRGL1 sur la pente continentale (position identique à la figure IV.11). La figure compare l'interprétation avant (A) et après (B) l'étude du forage. La reconnaissance des surfaces condensées sur PRGL1 associées aux surfaces d'inondation maximum des cycles de 100 000 ans a conduit à définir deux séquences majeures supplémentaires sur la pente continentale. 178

Figure IV.17: Profil sismique général le long de l'interfluve Bourcart-Hérault (A- THR2D-24traces et B- Sparker) montrant la stratigraphie révisée à partir des données des forages Promess PRGL1 et PRGL2 (localisation sur la figure IV.2). Les surfaces d'inondation maximum sont en rouge et les limites de séquences en marron. Elles se rejoignent au niveau de la plateforme externe pour former des surfaces polygéniques. 180

Figure IV.18: Expression stratigraphique des cycles de 100 000 ans tels qu'ils sont enregistrés par les séquences sédimentaires majeures décrites dans le Golfe du Lion. L'expertise sédimentologique apportée par les forages Promess a permis de calibrer les différentes surfaces stratigraphiques plus ou moins observables par la sismique (limite de séquence, mfs ...). 182

Figure IV.19: Etude de la répartition de séquences sédimentaires sur la plateforme du Golfe du Lion. Carte de positionnement des différents profils synthétiques présentés sur les figures IV.20 et IV.21. 184

Figure IV.20: Interprétation stratigraphique d'un profil sismique composite de THR2D-Sparker traversant toute la plateforme du Golfe du Lion (Jouet et al., sous presse). Il illustre l'accumulation des dernières séquences sédimentaires majeures enregistrant les derniers cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans pendant le Pléistocène supérieur (localisation sur la figure IV.19). 185

Figure IV.21: Evolution latérale des séquences sédimentaires sur la plateforme du Golfe du Lion, à partir de cinq sections régulièrement réparties sur la plateforme (localisation sur la figure IV.19). Ces interprétations ont été effectuées sur des compositions de profils sismiques de THR2D-Sparker (synthèse réalisée d'après Riboulot, 2006). 186

Figure IV.22: Cartes des isohypses des principales surfaces d'érosion formées lors de régressions marines des cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans. Cette cartographie a été réalisée sur la base de l'interprétation numérique des discontinuités sismiques majeures sur environ 5 000 km de profils sismiques THR2D-Sparker répartis sur la plateforme du Golfe du Lion (logiciels Kindom Suite et SonarScope). Les profondeurs sont en ms-twt; la conversion en mètres est approximative et se base sur une vitesse V_p de 1600 m/s. 188

Figure IV.23: Cartes des isopaques des principales séquences sédimentaires associées aux cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans. Cette cartographie a été réalisée sur la base de l'interprétation numérique d'environ 5 000 km de profils sismiques THR2D-Sparker répartis sur la plateforme du Golfe du Lion (logiciels Kindom Suite et SonarScope). Les épaisseurs sont en ms-twt; la conversion en mètres est approximative et se base sur une vitesse V_p de 1600 m/s. 190

Figure IV.24: Carte de l'épaisseur sédimentaire des quatre dernières séquences associées aux cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans (entre les discontinuités D40 et D70s). A noter que l'une de ces séquences (S3a) n'est pas enregistrée sur la plateforme et se résume à une surface d'érosion polygénique (D45). Les épaisseurs sont en ms-twt; la conversion en mètres est indicative et se base sur une vitesse V_p de 1600 m/s. La comparaison de ces épaisseurs sédimentaires avec les estimations de subsidence déduites de l'analyse du basculement des surfaces d'érosion majeures au cours du même intervalle de temps (Rabineau, 2001; Riboulot, 2006), permet de mettre en relation la position des dépôts-centres avec les maxima de subsidence sur la plateforme externe. 192

Figure IV.25: Expression stratigraphique du dernier cycle de 400 000 ans enregistré dans l'organisation des séquences sédimentaires du Golfe du Lion. 194

Tableau IV.1: Synthèse des unités et discontinuités sismiques de la plateforme du Golfe du Lion. Les volumes des séquences sont calculés à partir des cartes d'isopaques réalisées sur la plateforme.

158

CHAPITRE V - LE DERNIER CYCLE GLACIAIRE

Figure V.1: Morphologie de la plateforme du Golfe du Lion héritée de la dernière période glaciaire. Identification des structures morpho-sédimentaires (d'après Berné et al., 2002a) et tracé des paléo-réseaux fluviaux sur le plateau (logiciel Isatis). (en bas) Bathymétrie détaillée du rebord de plateau entre les canyons Lacaze-Duthiers et Grand-Rhône. Canyons: Cap de Creus (C.C.), Lacaze-Duthiers (L.D.), Pruvot (P.), Bourcart (Bo.), Hérault (He.), Sète (Se), Marti (Ma.), Petit-Rhône (P.R.), Grand-Rhône (G.R.), Estaque (E.), Marseille (Ms.), Planier (Pl.) et Cassidaigne (Ca.).

200

Figure V.2: A- Carte bathymétrique de l'interfluve Bourcart-Hérault basée sur les données multifaisceaux de l'EM1000 et l'EM300. La zone d'étude est comprise entre 90 et 350 m de profondeur, entre les canyons Bourcart (Aude) et Hérault (position sur la figure V.1). Les données de sismique Sparker et de sondeur de sédiments (Chirp), ainsi que les carottes sédimentaires, sont positionnées selon un transect NO-SE le long de l'interfluve. B- Interprétation morphologique de la carte bathymétrique. Le canyon Hérault-2 a été connecté au Rhône pendant le DMG (1). De même, un autre cours d'eau (Aude, Agly et/ou Hérault) coulait du Nord (2a) et de l'Ouest (2b) pour atteindre le flanc Ouest du canyon Bourcart. Les données sismiques indiquent également qu'une rivière (3) alimentait l'interfluve et venait se connecter à une branche orientale de la tête du canyon Bourcart. Enfin des escarpements mineurs sont identifiés à proximité du rebord de plateforme à des profondeurs de 98-105 m et 110-115 m (modifiée de Jouet et al., 2006).

202

Figure V.3: A- Carte bathymétrique détaillée (EM1000) de la zone des "Pierres de Sète" (position sur la figure V.2). Ce relief allongé (7 km de long et 300 m de large) et parallèle aux isobathes culmine à $90 \pm 0,5$ m de profondeur (20 m au-dessus du fond environnant). B- Le profil sismique P-1005 et C- son interprétation montrent que les sables cimentés surmontent les cliniformes appartenant aux faciès sableux du "shoreface" supérieur; l'érosion différentielle est intervenue principalement au pied du flanc amont du relief. L'échantillon dragué au sommet de cette ride (CLDR01) indique que le massif est composé de sables silicoclastiques grossiers (Jouet et al., 2006).

204

Figure V.4: Représentation 3D de la bathymétrie des fonds au Nord de la tête du canyon Bourcart (position sur la figure V.1); depuis A- le SO et B- le SE. Le zoom sur les sables cimentés (C), présents au-dessus de la tête du canyon Bourcart, montre des encoches (hauteur 5 à 10 m) incisant ces reliefs. Ces encoches indiquent la présence d'un paléo-réseau fluvial juste en amont du canyon. Cette figure montre également la superposition des dunes sableuses sur les rides fossiles. Ces dunes sont associées à des processus hydrodynamiques sédimentaires récents modifiant l'organisation des dépôts glaciaires, ayant déjà subi un remaniement lors de la transgression.

206

Figure V.5: Carte des pentes (d'après Berné et al. 2002a) et coupes sismiques des "shorefaces" sableux sur le rebord de la plateforme du Golfe du Lion. La compilation de données sismiques monotraces très haute résolution au niveau des différents escarpements du plateau externe montre une grande diversité de formes et de l'organisation interne des prismes sableux. Canyons: Lacaze-Duthiers (L.D.), Pruvot (P.), Bourcart (Bo.), Hérault (He.), Sète (Se), Marti (Ma.), Petit-Rhône (P.R.), Grand-Rhône (G.R.), Estaque (E.).

208

Figure V.6: Cartes bathymétriques ombrées (à gauche) et contourées (à droite) de différents secteurs de la plateforme externe et du haut de la pente continentale du Golfe du Lion (position sur la figure V.5 et légende sur la figure V.1). Identification des structures sédimentaires (modifiée de Berné et al., 2002a) et tracé des paléo-réseaux fluviaux sur le plateau (logiciel Isatis) dans les zones situées entre les canyons Petit-Rhône et Grand-Rhône (A et B), les canyons Hérault et Petit-Rhône (C et D), les canyons Bourcart et Hérault (E et F) et les canyons Lacaze-Duthiers et Bourcart (G et H).

211

Figure V.7: Profil stratigraphique composite de la séquence S5 associé au dernier cycle climatique (dernier 130 000 ans), réalisé à partir de deux coupes situées au droit du Rhône (XX') et au niveau de l'interfluve Bourcart-Hérault (YY'). Ce "line-drawing" est issu de l'interprétation de profils sismiques Chirp contraints par des données chrono-stratigraphiques et litho-stratigraphiques provenant de l'analyse de longues carottes sédimentaires Calypso et des forages réalisés dans le cadre du Projet Promess-1. Les faciès grisés représentent les "shorefaces" sableux correspondant en sismique à des clinofformes fortement pentés.

213

Figure V.8: Cartographie de la séquence sismique (S5) associée au dernier cycle glaciaire. La base de données de sismique THR Sparker a été utilisée pour la réalisation de cette cartographie sur l'ensemble de la plateforme du Golfe du Lion (cf Chapitre II): **A-** Carte de l'isohypse de la dernière surface glaciaire D70s. **B-** Carte de l'isopaque des sédiments de la séquence S5.

214

Figure V.9: Stratigraphie du dernier cycle glaciaire sur la plateforme externe (Jouet et al., 2006). **A-** Profil sismique THR Chirp (P-7020ch positionné sur la figure V.2) et **B-** son interprétation. Les terrasses et les ruptures de pente, identifiées au préalable sur la carte bathymétrique (Figures V.2 et V.4) sont reportées le long du profil. A l'intérieur de la dernière séquence glaciaire (S5), plusieurs unités ont été identifiées (U147, U151, U152, U154 et U155). Une vue détaillée de la sismique montre la stratigraphie et le faciès à vagues au niveau de la carotte sédimentaire MD99-2349.

216

Figure V.10: Section à travers les "Pierres de Sète" et en amont de la tête du canyon Est Bourcart (Jouet et al. 2006). **A-** Profil de sismique THR Sparker (P-756-749 positionnés sur la figure V.2). **B-** L'interprétation stratigraphique montre en particulier, la continuité des clinofformes à fort pendage du "shoreface" sableux (PII) avec les clinofformes peu pentés des silts et argiles plus distaux (PI). Les terrasses et les ruptures de pente identifiées au préalable sur la carte bathymétrique (Figures V.2 et V.4) sont reportées le long du profil. A l'intérieur des unités U151, U152 et U154, la forme en U des réflexions sismiques enregistre le remplissage d'une dépression incisée dans l'unité U147. Cette dépression a une orientation NE-SO et se connecte vers le Sud à la tête du canyon Est Bourcart et vers le Nord au paléo-réseau fluvial (cf Figure V.2B).

218

Figure V.11: Unités sismique liées à la dernière période glaciaire sur la partie supérieure de la pente continentale (Jouet et al., soumis). **A-** Profil sismique Chirp très haute résolution (Calim20) acquis au niveau du forage Promess PRGL1-4 (position sur les figures V.2 et V.7). **B-** Interprétations stratigraphiques et zooms sur la sismique. Les noms des discontinuités présentes sur la pente continentale sont répertoriés dans le tableau V.1 ainsi que leur équivalence sur la plateforme externe.

219

Figure V.12: Mise en évidence des surfaces d'érosion sur l'interfluve Bourcart-Hérault (Jouet et al., soumis). **A-** Profil sismique THR Chirp (Stch20) sur la plateforme externe (position sur les figures V.2 et V.7). **B-** L'interprétation stratigraphique décrit l'organisation interne de la séquence; elle montre des surfaces d'érosion (en rouge) qui marquent la progradation des clinofformes vers le large ("downward shift"). Les observations lithologiques de ces surfaces sur les carottes sédimentaires (Jouet et al., 2006) décrivent une diminution progressive de la profondeur des milieux de dépôt. Ces discontinuités ont été formées par des changements du

niveau de la mer associés à des événements climatiques au cours du dernier cycle climatique (DO et HE). 221

Figure V.13: Séquences et unités sismiques au sein du remplissage de la tête du canyon Bourcart (modifiée de Gaudin, 2006). **A-** Schéma interprétatif du profil NO-SE de sismique THR Sparker 7073 (position sur la figure V.2). Deux faciès sismiques se distinguent: un faciès lité continu et un faciès chaotique. Les différences d'épaisseur entre les unités apparaissent bien ici, U147 est peu développée au contraire de U151 et U152. Ces dernières présentent une association caractéristique de faciès sismiques formant un motif répétitif (chaotique/lité) dans chaque sous-unité. **B-** Schéma interprétatif du profil NE-SO de sismique THR Sparker 5087 (position sur la figure V.2). Les unités sédimentaires U147, U151 et U152 de la partie distale de la tête du canyon se déposent préférentiellement dans la dépression axiale du canyon. C'est dans cette partie du canyon que l'unité U147 est la plus développée. U154 n'apparaît que sur le flanc Est du canyon. Les sédiments montrant un faciès sismique lité sont remaniés par des dépôts à faciès chaotique et ils apparaissent préférentiellement dans les unités U151-U152. 223

Figure V.14: Stratigraphie sismique de la partie amont de l'interfluve Bourcart-Hérault. **A-** Profil sismique HR2D multitraces (Calim03) au niveau du forage Promess PRGL2-2 (position sur la figure V.7). **B-** Interprétation stratigraphique de la dernière séquence S5 à partir d'un profil de sismique THR Sparker; organisation interne et configuration des clinofformes du prisme sableux progradant de rebord de plateau. 225

Figure V.15.A: Sismo-stratigraphie des interfluves du Golfe du Lion (position sur la figure V.6) **A1-** entre les canyons Petit-Rhône et Grand-Rhône, **A2-** entre les canyons Hérault et Petit-Rhône, **A3- A4-** entre les canyons Bourcart et Hérault et **A5-** entre les canyons Lacaze-Duthiers et Bourcart. Ces sections recoupent l'ensemble des structures de la plateforme externe et permettent d'observer les différents composants des prismes sableux. 226

Figure V.15.B: Interprétations sismo-stratigraphiques des interfluves du Golfe du Lion (position sur la figure V.6), **B1-** entre les canyons Petit-Rhône et Grand-Rhône (profil de la Figure V.15.A1), **B2-** entre les canyons Hérault et Petit-Rhône (Figure V.15.A2), **B3- B4-** entre les canyons Bourcart et Hérault (Figure V.15.A3 et V.15.A4) et **B5-** entre les canyons Lacaze-Duthiers et Bourcart (Figure V.15.A5). Les discontinuités sismiques ont été corrélées à l'échelle de toute la plateforme externe, en particulier les surface D63 et D70s. 227

Figure V.16: Description lithologique des carottes sédimentaires MD99-2350 (A) et CLKS11 (B) (position sur la figure V.2). La légende des descriptions lithologiques est détaillée sur la figure V.20. Les positions des repères sismo- et chrono-stratigraphiques sont également indiquées. Les dates indiquées correspondent à des âges absolus ^{14}C corrigés et calibrés. 230

Figure V.17: Log lithologique simplifié de la partie supérieure du forage Promess PRGL2-2 (position sur la figure V.2). Les unités lithologiques sont mises en relation avec les unités sismiques (section sismique Basar1-16) et les indications chronologiques (âges calibrés). Sont également présentés, le pourcentage de la fraction sableuse, le pourcentage de CaCO_3 , la vitesse des ondes P et la susceptibilité magnétique. La légende des descriptions lithologiques est détaillée sur la figure V.20. 232

Figure V.18: Log lithologique, paramètres physiques et teneur en carbonates de la carotte sédimentaire MD99-2349 (position sur la figure V.2). Successivement sont présentés: la lithologie, une section de sismique Chirp et l'interprétation sismo et chrono-stratigraphique (âges absolus calibrés), le pourcentage de carbonates, la densité et la vitesse V_p (modifiée de Jouet et al., 2006). Cette carotte échantillonne les unités sismiques U147, U151 et U152 et correspond à un intervalle de temps d'environ 21 000 ans cal. BP (de 41 000 à 20 000 ans cal. BP). La légende des descriptions lithologiques est détaillée sur la figure V.20. 233

Figure V.19: Description du forage Promess PRGL1-4 associée aux résultats obtenus sur la carotte MD99-2348 (même position géographique sur la figure V.2). **A-** Log lithologique synthétique et datations de la partie supérieure du forage. Les âges radiocarbone ont été obtenus sur des assemblages de foraminifères et de coquilles; ils ont été corrigés (âge réservoir de -408 ans) et ensuite convertis en âges calibrés. **D-** Les "proxies" présentés correspondent au pourcentage de foraminifères d'eau froide *Neogloboquadrina pachyderma* (enroulés de manière senestre), à la fraction sableuse contenant une granulométrie supérieure à 63 µm (Sierro et al., soumis) et aux taux d'accumulation. **C-** Plusieurs événements climatiques bien établis ont pu être identifiés le long de la section. Les intervalles sableux ont été corrélés avec les interstades chauds des cycles de DO définis au Groënland (GIS, "Greenland Interstadial") et les augmentations du pourcentage de *N. pachyderma* (s) ont permis d'identifier la position des périodes froides correspondant aux événements de Heinrich (HE, "Heinrich Event"). **B-** La section sismique correspondant au forage PRGL1 permet de montrer les relations entre les fortes amplitudes des réflexions de la sismique Chirp très haute résolution avec les événements climatiques référencés sur les carottes sédimentaires du forage (Jouet et al., soumis). 236

Figure V.20: Corrélations stratigraphiques des carottes et des interprétations sismiques le long de l'interfluve Bourcart-Hérault (position sur la figure V.2). Les corrélations entre les carottes MD99-2350, PRGL2-4, MD99-2349, CLKS-11, MD99-2348 et PRGL1-4 sont principalement basées sur les interprétations des réflexions sismiques et les datations radiocarbone (Annexe I). La même ligne-temps traverse des environnements sédimentaires différents sur la plateforme externe et la partie supérieure de la pente. 239

Figure V.21: Profil sismique de la section simulée et contexte sismo-stratigraphique (Jouet et al., sous presse). Localisation sur la carte bathymétrique de la marge du Golfe du Lion. La partie marine du profil est comprise entre 50 et 130 km, mais la simulation prend en compte l'ensemble de la section en incluant la partie continentale. Le profil sismique de sondeur de sédiments (Chirp) permet de mettre en évidence les discontinuités sismiques majeures correspondant à des surfaces d'érosion cycliques formées par des régressions forcées (cf Chapitre IV). 244

Figure V.22: Estimation de la "geohistory subsidence" (GS) et définition de la surcharge de la colonne d'eau (WL); ces paramètres ont été utilisés (GS) et calculés (WL) dans le modèle Sedflux (Jouet et al., sous presse). L'identification de paléo-surfaces d'érosion, précisément datées, permet de quantifier l'évolution verticale en fonction du temps et ainsi d'estimer la subsidence GS. Cette valeur représente la subsidence tectonique (TS) et la charge associée au dépôt des sédiments (SL). La surcharge eustatique (WL) est la conséquence directe des fluctuations du niveau de la mer (courbe eustatique issue de la compilation faite par Waelbroeck et al., 2002), elle atteint un maximum lors des périodes interglaciaires lorsque le niveau marin se trouve le plus haut. 245

Figure V.23: Modélisations stratigraphiques du dernier cycle glaciaire. **A-** Evolution de la subsidence totale (S) le long d'un transect Terre-Mer localisé sur la figure V.21. Les caractéristiques isostatiques de la marge du Golfe du Lion (EET = 65 km; RT = 3 500 ans) ont été déterminées dans Jouet et al. (sous presse). **B-** Evolution sur la plateforme externe (position 100 km), des subsidences GS, S et de celle liée à la surcharge eustatique (WL). 248

Figure V.24: Modélisation des subsidences totales (S) et (S') sur la plateforme externe (position 100 km). Lors de cette modélisation, des apports sédimentaires ont été ajoutés au modèle. L'addition de cette nouvelle subsidence (SL), créée par la surcharge sédimentaire, avec la subsidence totale (S), permet d'obtenir une subsidence fictive ($S' = S + SL$). La comparaison de S et S' permet de quantifier l'impact du poids des sédiments sur l'évolution verticale de la marge (Jouet et al., sous presse). 249

Figure V.25: Diagramme synthétique illustrant une approche simple vers une interprétation dynamique d'une plateforme externe dominée par les houles de tempêtes. Coupes lithologiques simplifiées basées sur la carotte MD99-2349. Tentative de hiérarchisation à partir de l'analyse à trois échelles différentes de ces dépôts (Jouet, 2003). 258

Figure V.26: Synthèse des courbes de variations globales du niveau de la mer (A) pendant le dernier cycle climatique et (B) pendant le stade isotopique MIS-3 (entre 20 000 et 75 000 ans cal. BP). Ces niveaux ont été établis à partir d'études isotopiques et morpho-sédimentaires (Labeyrie, 1987, 1989; Chappell, 2002; Cutler et al., 2003; Siddall et al., 2003); les estimations des paléo-niveaux eustatiques ont, en particulier, été réalisées à partir des isotopes de l'oxygène mesurés sur des sédiments profonds de la Mer Rouge (Siddall et al., 2003) et à partir des terrasses fossiles des récifs coralliens en Papouasie-Nouvelle Guinée (Chappell, 2002). 260

Figure V.27: Modèle conceptuel de dépôt d'une unité sédimentaire formée durant un cycle climatique de Bond. Ce scénario se place dans les conditions d'un refroidissement global durant le stade isotopique MIS-3 accompagné d'une baisse globale du niveau de la mer. L'état initial correspond à un haut niveau marin en phase avec un interstade des cycles de DO. La progradation de l'unité sédimentaire régressive et l'érosion des topsets des clinofformes ont lieu pendant la baisse lente du niveau de la mer jusqu'à un bas niveau proche dans le temps d'un événement de Heinrich. La remontée rapide du niveau de la mer et le haut niveau qui suivent, vont favoriser la formation d'un intervalle condensé sur la pente continentale. La modélisation d'un cycle complet permet de mettre en évidence (en rouge) les discontinuités stratigraphiques qu'il est possible d'observer sur la sismique réflexion; des surfaces conformes associées aux hauts niveaux marins pendant les interstades sur la pente continentale, en continuité sur la plateforme externe avec des surfaces d'érosion formées par des bas niveaux marins (Jouet et al., soumis). 264

Figure V.28: Scénario de dépôt dans la zone de Bourcart-Hérault pour une période qui couvre le Dernier Maximum Glaciaire. Ce profil synthétique NO-SE se base sur les interprétations de la sismique et des données litho- et chrono-stratigraphiques (modifiée de Jouet et al., 2006). **A-** Evolution antérieure à 38 000 ans cal. BP. **B-** Evolution de 38 000 à 29 000 ans cal. BP. **C-** Evolution de 29 000 à 20 000 ans cal. BP. **D-** Evolution de 20 000 à 15 000 ans cal. BP. 268

Tableau V.1: Synthèse des unités et discontinuités sismiques composant la dernière séquence (S5) sur la plateforme externe et la partie supérieure de la pente continentale. Les âges sont issus des contraintes chrono-stratigraphiques fournies par les carottes MD9923-48, -49, -52 et par le forage PRGL1-4. 217

Tableau V.2: Quantification des différentes composantes de la subsidence totale (S) sur la plateforme externe aux positions 100 km et 120 km de la section simulée (Jouet et al., sous presse). 249

CHAPITRE VI - LA PERIODE DEGLACIAIRE

Figure VI.1: Carte topographique et bathymétrique du Sud-Est de la France. Caractéristiques hydrographiques dans le bassin versant du Rhône et extension des glaciers au Dernier Maximum Glaciaire dans les Alpes (redessinée d'après Antoine et al., 1999). Localisation des dépôts post-glaciaires et estimation approximative des volumes sédimentaires. PRL: Ride pyrénéo-languedocienne; SL: Lobe de Sète; N: Néofan du Rhône (d'après Droz et al., 2004). 278

Figure VI.2: Section Terre-Mer ou "source-to-sink" recoupant les ensembles physiographiques de la marge continentale du SE de la France et du Golfe du Lion. Le Rhône est l'une des plus grandes rivières de l'Europe de l'Ouest. Il prend sa source à partir du glacier du Rhône à une altitude de 1 765 m. Après s'être écoulé en Suisse sur 260 km, il entre en France à travers le lac Léman. La rivière s'écoule pendant 812 km avant d'entrer dans la mer Méditerranée. Les positions des différents dépôt-centres de la période déglaciaire sont indiquées sur la courbe hypsométrique du bassin rhodanien.

279

Figure VI.3: Morphologie de la plateforme du Golfe du Lion. Identification des figures sédimentaires (d'après Berné et al., 2002a) et tracé des paléo-réseaux fluviaux sur le plateau (logiciel Isatis). Canyons: Cap de Creus (C.C.), Lacaze-Duthiers (L.D.), Pruvot (P.), Bourcart (Bo.), Hérault (He.), Sète (Se), Marti (Ma.), Petit-Rhône (P.R.), Grand-Rhône (G.R.), Estaque (E.), Marseille (Ms.), Planier (Pl.) et Cassidaigne (Ca.).

280

Figure VI.4: Morphologie détaillée des corps sédimentaires de la période déglaciaire à partir de la carte bathymétrique (A) de la partie orientale du Golfe du Lion et de la carte des pentes (B), calculées à partir du modèle numérique de terrain (modifiée de Berné et al., sous presse). Identification des morphologies laissées par le retrait du système deltaïque du Rhône en réponse à l'élévation du niveau de la mer: (1, 2, 3a et 3b) fronts de delta ou lignes de rivages au début de la déglaciation; (4a et 4b) dépôts deltaïques préservés associés au retrait du Rhône et de ses différents bras (4w1, 4w2, 4e); (5a, 5b et 5c) complexe deltaïque submergé ERDC; (6) ancien prodelta de Saint-Ferréol; (7) ancien prodelta de Peccais; (8) ancien prodelta du Bras de Fer (Petit Age Glaciaire); (9) ancien prodelta de Peygoulier; (10) prodelta récent de Roustan. Les paléo-rivages et les morphologies du delta ont été décrites par L'Homer et al. (1981), Arnaud-Fassetta (1998), Vella (1999), Provansal (2003) et Vella et al. (2005). La répartition géographique des sables sur la plateforme est issue des travaux d'Aloïsi (1986) mis à jour avec nos échantillons (représentés par des cercles).

282

Figure VI.5: Carte morpho-bathymétrique de la zone située en amont de la tête du canyon Bourcart (position sur la figure VI.3; Bassetti et al., 2006). **A-** Des alignements sont particulièrement visibles dans la synthèse bathymétrique de la plateforme externe; ils correspondent aux bancs sableux formés pendant la transgression. **B-** Le zoom sur ces formes sédimentaires permet d'observer des dunes transverses surimposées aux bancs fossiles; elles résultent de l'impact sur le fond de l'hydrodynamisme actuel. **C-** Structure interne de ces rides décrite à partir des sondeurs de sédiments (2,5 kHz); l'orientation apparente OSO du pendage des clinofformes indique la direction de migration des dépôts.

284

Figure VI.6: Carte bathymétrique détaillée obtenue à partir de plusieurs levés multifaisceaux EM1000, EM1002S et EM300 au niveau de l'ancien complexe deltaïque du Rhône (ERDC) (position sur la figure VI.4). Les bancs de sables allongés NO-SE, interprétés comme des cordons littoraux, sont surmontés par des dunes de sable orientées N-S qui viennent remobiliser la partie superficielle des bancs.

286

Figure VI.7: Carte géomorphologique du delta du Rhône (Vella et al., 2005). Position et chronologie relative de mise en place des lobes deltaïques principaux ayant contribué à sa construction. Les cordons littoraux et les paléo-chenaux sont particulièrement visibles dans la partie aval de la plaine deltaïque.

288

Figure VI.8: Cartographie des dépôts déglaciaires (séquence S6) sur la plateforme continentale du Golfe du Lion. La base de données de sismique THR Sparker a été utilisée pour la réalisation de cette cartographie (cf Chapitre II): **A-** Isohypse de la dernière surface d'érosion glaciaire D70s (MIS-2). **B-** Carte de l'isopaque de S6 sur l'ensemble de la plateforme du Golfe du Lion.

291

Figure VI.9: Carte morpho-bathymétrique de la marge du Golfe du Lion exposant les principaux systèmes sédimentaires mis en place dans le bassin profond pendant la période post-glaciaire

(modifiée de Droz et al., 2006). Position du système turbiditique du Néofan du Petit-Rhône, de la Ride Pyrénéo-Languedocienne et du lobe turbiditique de La Fonera. La répartition spatiale des niveaux turbiditiques sableux déglaciaires est issue de l'interprétation de l'imagerie acoustique EM12 (Droz et al., 2001) et correspond au lobe de Sète. La plupart des sédiments proviennent des Alpes via le Rhône et le canyon Petit-Rhône, mais il faut également tenir compte d'une composante sédimentaire pyrénéo-languedocienne qui transite par le réseau occidental des canyons capté par le canyon Sète. 292

Figure VI.10: Profils de sismique Chirp et leurs interprétations sur la plateforme externe, (A) en amont de la zone Bourcart-Hérault et (B) au Nord des canyons Hérault (modifiée de Bassetti et al., 2006). Ces deux profils perpendiculaires montrent les relations stratigraphiques entre les corps sédimentaires déposés par régression forcée (U140, U147 et U150) et les unités transgressives (U155) et post-glaciaires (U160). 296

Figure VI.11: Corrélations chrono-stratigraphiques le long des 2 sections (A) NO-SE et (B) NE-SO; ces 2 profils sont décrits par la sismique à la figure VI.10 (modifiée de Bassetti et al., 2006). Les lignes-temps se basent sur les dates radiocarbone, les interprétations sismo-stratigraphiques et les analyses de faciès faites sur les carottes sédimentaires. 297

Figure VI.12: Profils de sismique Chirp décrivant le cortège post-glaciaire et de haut niveau marin, déposé sur la plateforme interne du Golfe du Lion (localisation des profils sur la figure VI.3). Le profil Stch93 (A) traverse du Nord au Sud le système deltaïque tardi-glaciaire du Rhône (Berné et al., sous presse). Le profil Gmo2ch58 (B) montre l'extension occidentale de ces accumulations sédimentaires. A ce niveau, elles sont alimentées par les sédiments du Rhône mais également par les apports des fleuves pyrénéo-languedociens (Hérault, Aude, Agly, Têt, etc...). CS: sables cimentés. 300

Figure VI.13: Profils de sismique Sparker et leurs interprétations respectivement dans la partie occidentale (A et B) et orientale (C) de la plateforme interne au large du delta du Rhône (Labaune et al., 2005). Localisation des profils sur la figure VI.4. Ces sections ont permis d'élaborer un schéma de l'organisation stratigraphique des dépôts déglaciaires de cette zone. Position des carottes MD99-2352 et BMKS-16 le long de la section BasI-38 (B) à travers l'ERDC (Berné et al., sous presse). La carotte MD99-2352 échantillonne les "bottomsets" des cliniformes silto-argileux, alors que la carotte BMKS-16 a prélevé du sable fin à moyen dans les "topsets" préservés. 302

Figure VI.14: Carte des isopaques des principales unités sismiques définies au sein du prisme sédimentaire post-glaciaire sur la plateforme interne (Labaune et al., 2005). A noter que dans cette cartographie, U300 inclue également U350. 305

Figure VI.15: Profils de sismique Chirp et leurs interprétations à travers les édifices prodeltaïques récents du Rhône; (A) prodelta du Grand-Rhône actuel, (B) prodelta de l'ancien lobe Saint-Ferréol et (C) ancien complexe deltaïque du Rhône ou ERDC (localisation sur la figure VI.16). Les anomalies acoustiques ("gaz wipeout") sont des indicateurs potentiels de la présence de gaz dans les sédiments. 307

Figure VI.16: Distribution des différentes zones de gaz sur la plateforme interne du Golfe du Lion. (A) Représentation 3D des différents niveaux définis à partir des rideaux acoustiques masquant la stratification litée décrite par la sismique Chirp. (B) Carte de répartition de ces niveaux de gaz. 308

Figure VI.17: Distribution des différentes zones de gaz au sein des accumulations sédimentaires prodeltaïques du Rhône (A). L'extension de ces zones gazeuses semble étroitement liée aux dépôts-centres des principales unités sismiques tardi-glaciaires et holocènes U400 (B), U500 (C) et U600-U610 (D). 309

Figure VI.18: Etude spécifique du complexe deltaïque précoce du Rhône (ERDC): présentation des données géophysiques et sédimentaires utilisées sur la carte géomorphologique. Les positions de 8 transects N-S présentés sur les figures VI.19 et VI.20, sont indiquées ici; ils sont composés par des profils de sismique Chirp et 2,5 kHz passant sur des carottes sédimentaires acquises par carottier Küllenberg et vibro-carottier. Deux profils synthétiques NO-SE (PL-1 et PL-2) ont également été décrits (Figures VI.21 et VI.22) afin de comprendre l'évolution latérale et la chronologie de construction de l'ERDC.

311

Figure VI.19: Profils de sismique Chirp et leurs interprétations du complexe deltaïque précoce du Rhône (ERDC) suivant 3 sections N-S réparties de l'Est à l'Ouest du système (localisation sur la figure VI.18); (A) système deltaïque à -55/60 m (au Sud du lobe de Saint-Ferréol), (B) système deltaïque à -45 m (au large du Rhône Peccais) et (C) système deltaïque à -30/35 m (dans le Golfe d'Aigues-Mortes). Trois sous-unités ont été repérées au sein de l'unité sismique U400. Elles forment les différents stades de l'évolution de l'ERDC. Les carottes (Küllenberg et vibro-carottier) sont positionnées le long des profils.

313

Figure VI.20: L'évolution spatiale et temporelle du complexe deltaïque précoce du Rhône (ERDC) est montrée par ces 8 sections synthétiques N-S, réparties d'Est en Ouest (localisation sur la figure VI.18). L'interprétation des profils de sismique Chirp et 2,5kHz permet de mettre en évidence l'évolution latérale des sous-unités de U400 (U400a, U400b et U400c). Ces faciès acoustiques sont calibrés par des carottes sédimentaires (Küllenberg et vibro-carottier) qui fournissent également les contraintes d'âges. Les âges indiqués ont été obtenus par datation radiocarbone sur des coquilles bien préservées; il s'agit d'âges corrigés et calibrés (calib-5.1) (cf Annexe II).

314

Figure VI.21: Section longitudinale (PL-2 sur la figure VI.18) orientée NO-SE, le long du complexe deltaïque précoce du Rhône (ERDC). Les carottes sédimentaires et les indications chronologiques sont positionnées sur le profil bathymétrique. L'interprétation stratigraphique provient de l'analyse des données de sismique THR.

316

Figure VI.22: Section longitudinale (PL-1 sur la figure VI.18) en aval de PL-2, orientée NO-SE, le long du complexe deltaïque précoce du Rhône (ERDC). Les carottes sédimentaires et les indications chronologiques sont positionnées sur le profil bathymétrique. L'interprétation stratigraphique provient de l'analyse des données de sismique THR.

317

Figure VI.23: Descriptions lithologiques et modèle d'âge de la MD99-2352 (Berné et al., sous presse). Localisation des carottes sur la figure VI.18. Les dates radiocarbone calibrées y sont reportées. Les discontinuités D350 et D500 sont des surfaces érosives individualisées sur la sismique et la carotte MD99-2352.

318

Figure VI.24: Synthèse de la stratigraphie des dépôts déglaciaires du delta actuel du Rhône. Modèles conceptuels décrivant l'évolution stratigraphique latérale de la plaine deltaïque au niveau de 2 transects à travers les lobes de Saint-Ferréol et d'Ulmet (modifiée de Vella et al., 2005). Les environnements de dépôts ont été interprétés d'après les travaux de Oomkens (1970), Bouteyre et al. (1970), Pons et al. (1979) et Boyer et al. (2005) et les datations radiocarbone proviennent des études de Pons et al. (1979) et Vella, (com. perso). Entre les 2 sections, les variations latérales d'accommodation au moment du dépôt expliquent des distances et des vitesses de progradation différentes des lobes.

322

Figure VI.25: Profil synthétique du prisme déglaciaire déposé sur la plaine deltaïque et sur la plateforme interne du Golfe du Lion. Cette section NE-SO reprend les observations lithologiques, chrono-stratigraphiques et environnementales développées précédemment. Les informations sur le delta du Rhône sont issues des travaux de Vella et al. (2005) et Boyer et al. (2005). Cette section permet d'établir des corrélations sismo- et chrono-stratigraphiques Terre-Mer (localisation sur la figure VI.30).

324

Figure VI.26: Expression stratigraphique et distribution des dépôts post-glaciaires du Golfe du Lion. Les cortèges de bas niveau, transgressif et de haut niveau marin se sont successivement déposés sur les différentes zones physiographiques de la marge sous la forme de paraséquences locales qui ont pu être corrélées régionalement grâce aux surfaces d'inondation majeures. A noter que la limite de séquence et le prisme de bas niveau ont été interprétés au sens de Hunt and Tucker, 1992. 327

Figure VI.27: Représentation des paraséquences transgressives déposées sur la plateforme interne. L'évolution latérale de l'organisation des dépôts s'explique par les migrations successives des différents lobes deltaïques et prodeltaïques lors de la transgression marine déglaciaire (modifiée de Labaune et al., 2005 et de Berné et al., sous presse). RIV: "Rhône incised valley" ou partie centrale de la zone d'étude. 334

Figure VI.28: Principaux événements ayant participé à l'organisation stratigraphique de la marge du Golfe du Lion pendant les 20 000 dernières années. Cette synthèse regroupe les différentes informations issues des travaux de Labaune et al. (2005), Vella et al. (2005), Bassetti et al. (2006), Gaudin et al. (2006), Jouet et al. (2006), Berné et al. (sous presse), Dennielou et al. (soumis). Comparaison avec les événements climatiques majeurs intervenus pendant cette période: GS-2, GI-1 et GS-1 sont issus de la nomenclature de Bjorck et al (1998); Oldest Dryas (O.D.), Bølling-Allerød (B/A), Younger Dryas (YD), Préboréal (PB) et Holocène d'après Mangerud et al., (1974). Les principales pulsations du niveau de la mer sont également indiquées: le Mwp-19ka (Yokoyama et al., 2000; Clark et al., 2004), le Mwp-1A et le Mwp-1B (Fairbanks, 1989; Bard et al., 1996; Weaver et al., 2003). mfs: surface d'inondation maximale; Rv: surface de ravinement. 338

Figure VI.29: Chronologie des paraséquences post-glaciaires sur la plateforme externe, interne et jusqu'à la plaine deltaïque du Rhône. Les datations radiocarbone des différents corps sédimentaires ont été positionnées sur une synthèse des variations du niveau de la mer (Fairbanks, 1989; Bard et al., 1996; Hanebuth et al., 2000; Yokoyama et al., 2000; Camoin et al., 2004; Jouet et al., 2006). Ces positions relatives apportent des indications sur le dépôt des unités sédimentaires en relation avec l'évolution du niveau marin et les variations climatiques majeures intervenues pendant cette période (cf Figure VI.28 pour la nomenclature). Cette synthèse regroupe les différentes informations issues des travaux de Labaune et al. (2005), Vella et al. (2005), Bassetti et al. (2006), Jouet et al. (2006), Berné et al. (sous presse). 341

Figure VI.30: Scénario de mise en place des unités sédimentaires déglaciaires dans le Golfe du Lion. Cette synthèse regroupe les différentes informations issues des travaux de Labaune et al. (2005), Vella et al. (2005), Bassetti et al. (2006), Gaudin et al. (2006), Jouet et al. (2006), Berné et al. (sous presse), Dennielou et al. (soumis) (cf Figure VI.28 pour la nomenclature). Les âges indiqués ont été obtenus par datation radiocarbone sur des coquilles bien préservées; il s'agit d'âges corrigés et calibrés (calib-5.1) (cf Annexe II). 342

Figure VI.31: Présentation des caractéristiques générales de la modélisation stratigraphique réalisée avec Dionisos. Le MNT représente la carte de la surface d'érosion de la dernière période glaciaire (D70-D200), corrigée de la subsidence. Cette synthèse a été réalisée à partir de la compilation des données marines provenant de l'interprétation des nombreux profils de sismique THR sur la plateforme du Golfe du Lion (cf Chapitre IV) et des données à terre issues de l'analyse des multiples forages sur la plaine deltaïque (Oomkens, 1970; Pons et al., 1979; Vella et al., 2005). Cette topographie a servi de surface initiale pour la modélisation stratigraphique de la zone du prodelta du Rhône (délimitée par le rectangle rouge). Le profil NE-SO correspond à la position de la coupe synthétique présentée à la figure VI.25 qui est comparée avec une section 2D simulée à la Figure VI.36. Les contraintes litho- et chrono-stratigraphiques sont principalement apportées par la carotte marine Calypso MD99-2352 et le forage continental SF01. Les sources

sédimentaires ont été positionnées sur la base des résultats de l'étude des dépôts sédimentaires déglaciaires de la plateforme du Golfe du Lion (zones d'entrée et de sortie des sédiments). 347

Figure VI.32: Courbe eustatique utilisée pour la modélisation stratigraphique (en rouge) et comparaison avec une synthèse des différentes courbes de variations absolues du niveau de la mer pour les 20 000 dernières années (Bassinot, 1994; Imbrie et al., 1984; Labeyrie, 1987 et 1989; Fairbanks, 1989; Bard, 1990 et 1996; Lambeck et al., 1997; Skene et al., 1998; Shackleton et al., 2000; Waelbroeck et al., 2002; Siddall et al., 2003; Clark et al., 2004). 350

Figure VI.33: Evolution des flux du Rhône au cours de la déglaciation. Estimations basées sur les résultats de la modélisation hydrologique du bassin versant pendant cette période, grâce au programme Hydrotrend (Kettner et al., 2005). Q_t : débit liquide, Q_{ice} : flux associé à la fonte des glaciers, Q_n : flux lié à la fonte des neiges, Q_p : flux due aux précipitations, V_g : volume des glaciers, Q_s : flux sédimentaire en suspension, Q_b : flux sédimentaire sur le fond. 352

Figure VI.34: Synthèse des flux du Rhône. Evolution spatiale et temporelle du flux sédimentaire et du débit liquide intégrés à la modélisation stratigraphique de Dionisos (A). Le fonctionnement dans le temps des différentes sources est également indiqué. Les variations de ces flux ont été paramétrées à partir de l'analyse du modèle géologique et des contraintes hydrologiques. Elles proviennent de mesures actuelles à l'embouchure du Rhône (CSCF, 1984; Pont et al., 2002), des modélisations hydrologiques dans le bassin versant avec Hydrotrend (Kettner et al., 2005), et des calculs basés sur les volumes sédimentaires déglaciaires déposés. Les différentes estimations de ces flux et leurs variations sont indiquées ici (B) pour permettre la comparaison avec les valeurs de flux introduites dans le modèle Dionisos. 354

Figure VI.35: Différentes étapes du remplissage de la plateforme du Golfe du Lion depuis 20 000 ans cal. BP à nos jours; résultats de la modélisation stratigraphique 3D (logiciel Dionisos-IFP). L'évolution de la bathymétrie renseigne sur la position des dépôts-centres. Elle résulte des modifications de l'accommodation, associées aux fluctuations du niveau marin et aux différentes migrations des cours du Rhône (R). 358

Figure VI.36: Comparaison entre la coupe synthétique (A), issue du modèle géologique, et celles provenant de la simulation en 3D de la stratigraphie déglaciaire de la plateforme du Golfe du Lion (B- bathymétrie et C- lithologies) (position de la section à la figure VI.31). La modélisation permet de reproduire les principales géométries sédimentaires définies grâce aux données géophysiques (logiciel Dionisos-IFP). 361

Figure VI.37: Présentation de 3 sections N-S, issues de la simulation stratigraphique 3D de la plateforme du Golfe du Lion (logiciel Dionisos-IFP). Localisation des profils sur la figure VI.35. La modélisation permet de mettre en évidence l'importance de l'évolution latérale dans l'agencement des sédiments déglaciaires en contexte deltaïque et prodeltaïque. 362

Figure VI.38: Impact des variations climatiques sur les flux sédimentaires et l'eustatisme à la transition tardi-glaciaire/Holocène. La corrélation des enregistrements isotopiques $\delta^{18}O$ de la carotte de glace GRIP (Johnsen et al., 1992; Dansgaard et al., 1993) et de carottes de sédiments des lacs du Lautrey (Jura) (Magny et al., 2006), de Gerzensee, de Zürich et de Leysin (Alpes) (Schwander et al., 2000) montre la simultanéité des événements climatiques au niveau de l'Atlantique Nord et de l'Europe centrale. L'évolution des flux sédimentaires, modélisée avec Hydrotrend et Dionisos, est mise en relation avec les fluctuations du niveau des lacs alpins (Magny and Begeot., 2004) et les décharges d'eau douce du lac Agassiz (Teller et al., 2002). Cette transition climatique peut être également observée à travers les variations du niveau de la mer (Fairbanks, 1989; Bard et al., 1996; Hanebuth et al., 2000; Camoin et al., 2004). La nomenclature des événements climatiques est issue de Mangerud et al (1974) et Björck et al. (1998). 366

Figure VI.39: *Les vents puissants de l'Est peuvent être à l'origine de tensions importantes sur le fond marin de la partie occidentale de la plateforme externe, en particulier au début de chaque événement de tempête (Bassetti et al., 2006). Carte des tensions établie à partir de la modélisation de l'hydrodynamisme grâce au modèle MARS-3D (André et al., 2005).* 368

Tableau VI.1: *Synthèse des unités et discontinuités sismiques définies à partir de l'organisation stratigraphique déglaciaire de la plateforme du Golfe du Lion. mfs: surface d'inondation maximale; Rv: surface de ravinement.* 303

Tableau VI.2: *Estimation des coefficients de transport pour les environnements de dépôt continentaux, de "shoreface" -front de delta marin et "offshore" marin.* 356
